

Глава 1.

Физико-географическая характеристика Арктической зоны России

Содержание

1. Гидрометеорологические условия..16	1.4 Ледяной покров арктических морей Сибирского шельфа..... 31
1.1 Метеорологические условия16	1.5. Гидрохимический режим..... 35
1.1.1 Особенности атмосферной циркуляции северной полярной области16	Баренцево море..... 38
1.1.2 Атмосферные осадки18	Карское море 39
1.1.3 Приземные инверсии21	Море Лаптевых 40
1.2 Баланс пресных вод морей Арктической зоны.....21	Восточно-Сибирское море..... 40
Печорское море.....28	Чукотское море 40
Карское море29	1.6. Рельеф..... Ошибка!
Море Лаптевых.....29	Закладка не определена.
Восточно-Сибирское и Чукотское моря30	Литература 33
1.3 Поверхностные течения Северного Ледовитого океана.....30	

1. Гидрометеорологические условия

Арктическая атмосфера, воды и льды испытывают воздействия средних и умеренных широт Северного полушария. Поступление загрязняющих веществ (ЗВ) в Арктический регион обусловлено атмосферными потоками, речными стоками, морскими течениями. На дальнейшее распространение ЗВ влияет совокупность абиотических и биотических процессов, происходящих в морских, пресноводных и наземных экосистемах. Арктические реки выносят ЗВ в арктические моря, особенно в период паводков, таяния снега и льда. Некоторая их часть осаждается в эстуариях, дельтах и прибрежных шельфах, остальная попадает в морские воды. Дрейфующий морской лед со снежным покровом содержит вещества, захваченные из атмосферы и водной среды, и переносит их на значительные расстояния, вплоть до Гренландского моря. Процессы перемешивания в морской среде передают ЗВ из поверхностных слоев в глубинные, которые осуществляют медленный их перенос из пределов Северного Ледовитого океана, с частичным осаждением на морском дне. Загрязнители также избирательно поглощаются микроорганизмами и высшими растениями из воды, донных отложений и почв, в ряде случаев способствуя повышению концентраций ЗВ. Структура и длина пищевых цепей влияют на перенос и перераспределение ЗВ.

1.1 Метеорологические условия

1.1.1 Особенности атмосферной циркуляции северной полярной области

Содержание ЗВ в атмосфере сравнительно невелико. Однако они способны быстро перемещаться на большие расстояния. Характер воздушного переноса имеет существенную внутригодовую изменчивость. Так, например, в зимний период малые скорости ветра и температурные инверсии способствуют концентрации ЗВ в воздушной среде, что проявляется в виде образования арктической дымки. В свою очередь, таяние

снега вызывает активный сброс химических образований в почву, морские и речные системы.

В условиях крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария (соответственно, и в Арктике) помимо преобладающих зональных переносов регулярно возникают меридиональные переносы. Эти достаточно сильные, малоискривленные и устойчивые тропосферные потоки (на высоте 3-5км) отождествляются с направлением изогипс в высотной фронтальной зоне на картах абсолютной топографии изобарической поверхности 500 или 700 гПа.

Такие тропосферные потоки с большой скоростью (до 200-400км/час) перемещают воздушные массы, как в зональном, так и в меридиональном направлении. По мере движения воздушных масс в единый поток вовлекаются также ЗВ, поступающие в атмосферу от различных источников. Их транспортировка за тысячи километров происходит именно с меридиональными воздушными потоками.

Глубина меридиональных потоков (или дальность их распространения) с юга на север ограничивается физикой атмосферных процессов (рис. 1.1). Как известно, подошвы длинных термобарических волн на полушарии в среднем располагаются в зоне 35-50° с.ш., а вершины их достигают 70-80°с.ш. Следовательно, Арктика является как раз тем регионом, куда ведущие атмосферные потоки, направленные с юга, чаще всего выносят находящиеся во взвешенном состоянии ЗВ. Необходимо отметить, что именно эта особенность атмосферной циркуляции позволяет в каждом конкретном случае по ориентации длинных термобарических волн и скоростям воздушных потоков рассчитать примерный район расположения возможного источника загрязнения (метод обратных траекторий).

В целом, интенсивность меридиональных потоков ЗВ и сезонный ход их концентраций для всех направлений определяется положением полярного фронта (зона интенсивного перемешивания воздушных масс северных и умеренных широт). Согласно модели резервуаров верхняя тропосфера Арктики в зимний период может рассматриваться как резервуар смешанного аэрозоля, в который в течение зимы поступают загрязненные аэрозоли из умеренных широт, так как граница полярного фронта располагается южнее промышленных и густонаселенных районов Евразийского и Северо-Американского материков. Весной резко возрастает интенсивность выделения аэрозоля с осадками, а граница фронта сдвигается к северу с возрастающей эффективностью, изолируя центральную Арктику от поступления загрязненных воздушных масс.

В летний период в поступление ЗВ на акватории и побережье арктических морей возрастает вклад меридиональных переносов от среднеудаленных и локальных (местных) источников загрязнения. Осенью полярный фронт опять сдвигается на юг, открывая возможность

для меридионального переноса ЗВ (рис. 1.2).

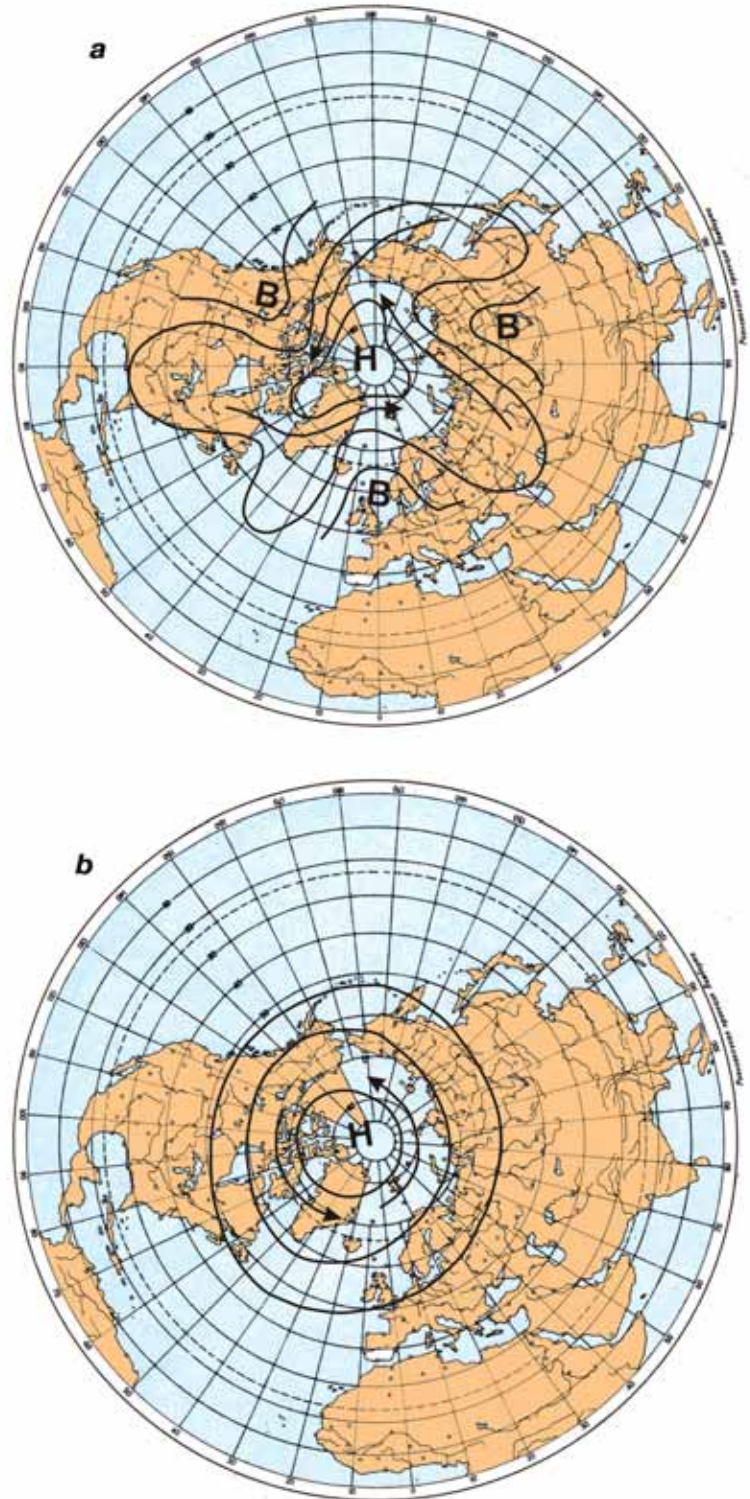


Рис. 1.1 – Условная схема меридиональной (а) и зональной (б) атмосферной циркуляции в Северном полушарии

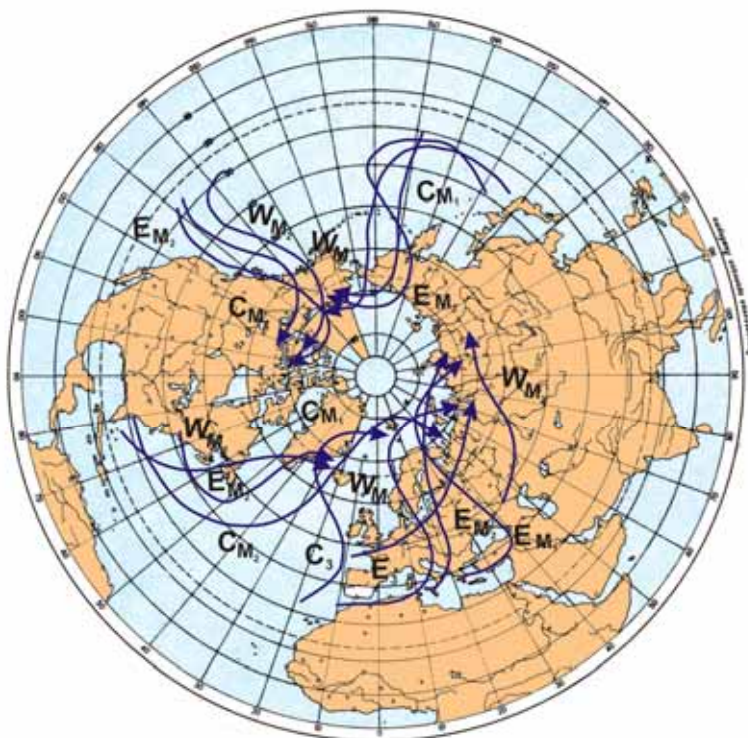


Рис. 1.2 – Схема меридианального переноса

Анализ фоновых циркуляционных характеристик, наблюдавшихся над акваторией и побережьем морей Российской Арктики, на основе аномалий значений высокоширотных индексов (Дмитриев и др.) и определения преобладающих воздушных потоков за период с 1985 по 2005 год показал, что:

- в зимне-весенний период над акваторией Баренцева и Карского морей преобладают потоки северо-западных направлений (до 80% случаев), что обуславливает невысокие коэффициенты кумуляции органических ЗВ в снежном покрове и небольшой меридиональный перенос от промышленных источников, расположенных в сопредельных районах Европейской части России, Урала и Сибири (до 1000 км);
- для моря Лаптевых в основном характерны потоки юго-западного и южного направлений (до 65 % случаев), что определяет значительный вклад поступлений ЗВ от источников, расположенных в промышленных районах Урала и Западной Сибири;
- для Восточно-Сибирского и Чукотского морей в этот период года преобладающими являются юго-западные, юго-восточные и южные воздушные потоки (до 77% случаев), что обуславливает перенос ЗВ из районов Дальнего Востока, включая Китай и Японию.

В летне-осенний период по сентябрь включительно над большинством районов акватории Российской Арктики преобладают потоки западного, северо-западного и восточного направлений.

1.1.2 Атмосферные осадки

Среди процессов, очищающих воздух от ЗВ, основную роль играют атмосферные осадки (дождь и снег) и твердые выпадения (рис. 1.3). Снежный покров на дрейфующем льду переносится за сотни километров от мест выпадения, участвуя тем самым в глобальном перераспределении ЗВ.

При прочих равных условиях, количество осаждаемых на поверхность примесей зависит от количества выпавших осадков. Практически залповое поступление примесей, накопившихся в снеге, в поверхностные воды в период интенсивного таяния снежного покрова, в принципе, может оказать существенное влияние на гидрохимические характеристики речных и озёрных вод и верхнего слоя океана. Таким образом, толщина снежного покрова, сформировавшаяся до начала его таяния, может быть принята в качестве одного из косвенных показателей, характеризующих уровни

загрязнения подстилающей поверхности.

Для получения количественных параметров, характеризующих снежный покров в Арктике, использованы результаты стандартных осадкомерных и снегомерных наблюдений на сети арктических гидрометеорологических станций. Эти наблюдения производятся в соответствии с Наставлением [Наставление гидрометеорологическим станциям и постам,

1985]. Приводимые в настоящем разделе карты средних многолетних высот снежного покрова на конец каждого из представленных месяцев построены на основе более чем 20 тыс. выполненных на 65 арктических станциях измерений на маршруте за период с 1936 по 1990 г. (рис. 1.4, 1.5).

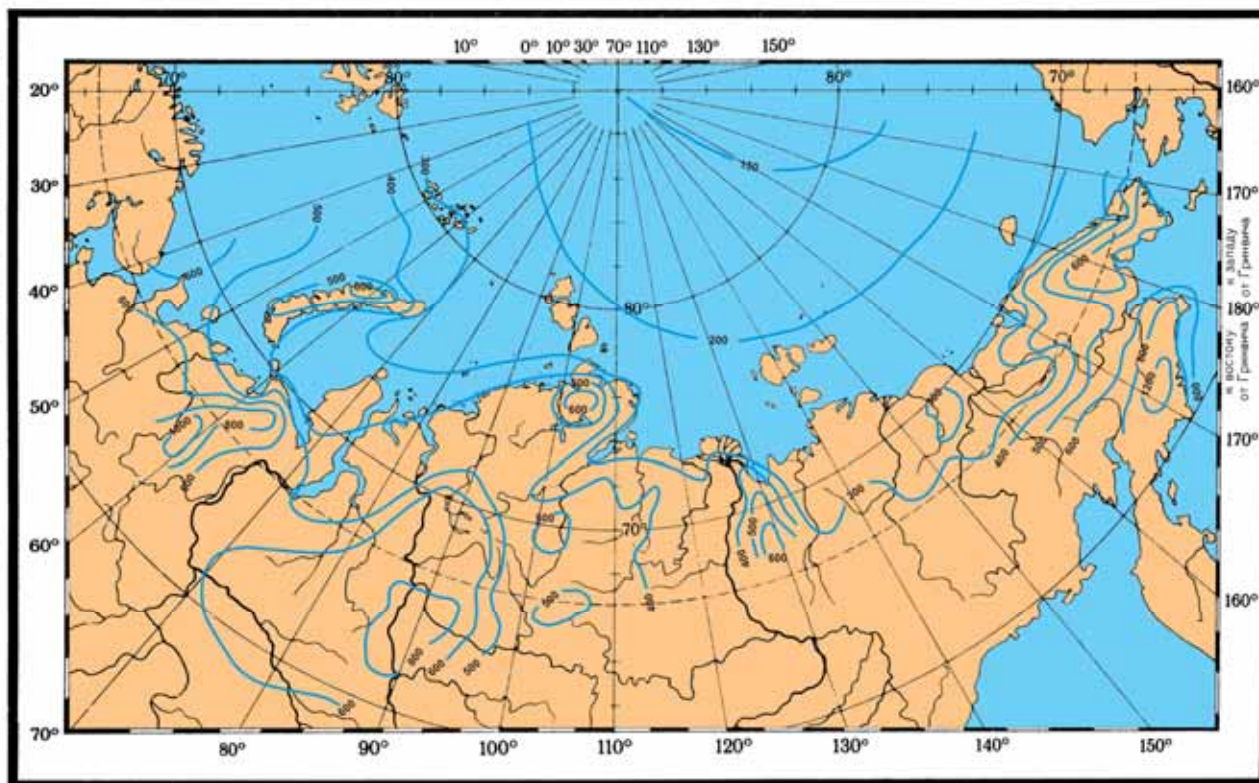


Рис. 1.3 – Средняя многолетняя годовая сумма осадков в Российской Арктике, мм

Основное снегонакопление в Арктике начинается, как правило, не ранее конца августа. Максимум высоты снежного покрова в годовом ходе обычно приходится на апрель-май. Более высокие темпы снегонакопления в начальном его периоде прослеживаются в Сибирском регионе, где над окраинными морями и побережьем от сентября к октябрю и от октября к ноябрю высота снежного покрова ежемесячно увеличивается в среднем на 7–8 см. В Чукотском регионе ежемесячное увеличение толщины снега составляет в среднем около 5 см. В последующие месяцы темпы снегонакопления во всех районах морей Арктического побережья снижаются и составляют в среднем до 3 см в месяц.

Учитывая то обстоятельство, что максимальные уровни загрязнения атмосферного воздуха в Арктике наблюдаются в период с февраля до первой половины апреля, можно сделать вывод о том, что наиболее загрязненным оказывается верхний слой снежного покрова. Особенности пространственного распределения высоты снежного покрова над Арктическим побережьем связаны, прежде всего, с орографией поверхности. Общая закономерность сводится к тому, что в более высоко лежащих над уровнем моря пунктах и количество осадков, и толщина снежного покрова больше, чем на льдах окраинных морей.

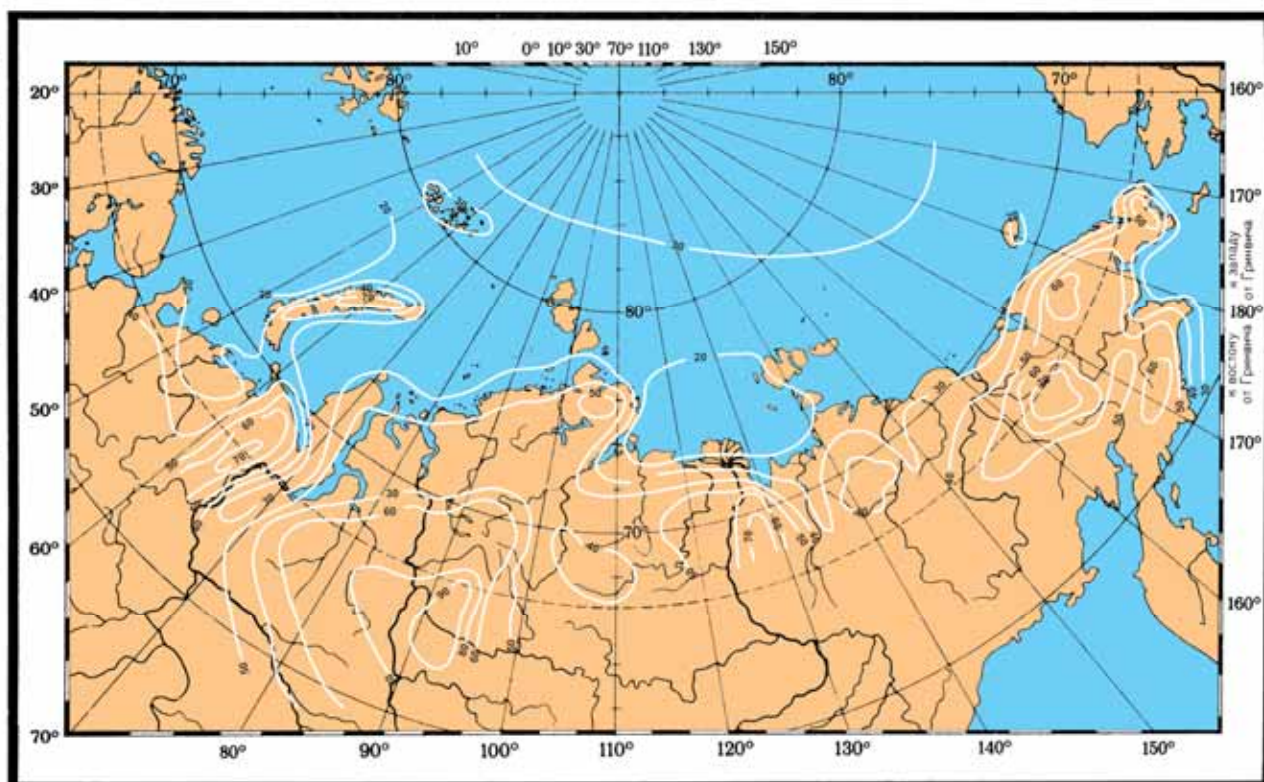


Рис. 1.4 – Средняя многолетняя высота снежного покрова в Российской Арктике в апреле, см

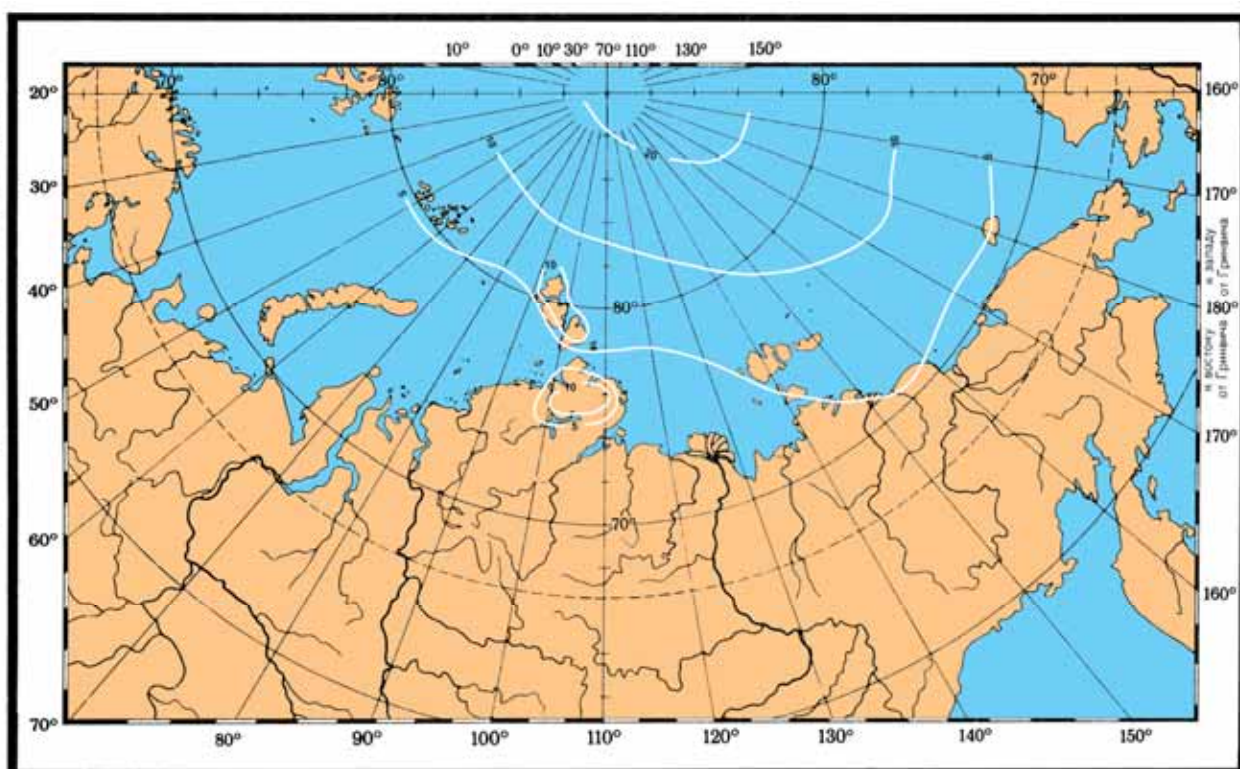


Рис. 1.5 – Средняя многолетняя высота снежного покрова в Российской Арктике в сентябре, см

1.1.3 Приземные инверсии

Уровни загрязнения приземного слоя атмосферы тесно связаны с характером температурной стратификации в нижней тропосфере. В частности, выявлена связь концентрации аэрозольных частиц вблизи поверхности с мощностью инверсий, вызванных радиационным выхолаживанием приповерхностного слоя воздуха [Бартенева и др., 1991].

Пространственное распределение средних месячных параметров инверсий приведено на рис. 1.6. Исходными данными для построения карт явились результаты ежедневных аэрологических наблюдений в слое 3 км на 9 арктических и 10 субарктических станциях и на дрейфующих станциях «Северный Полюс» в целом за период с 1954 по 1988 г. в срок 00 GMT.

Пространственное распределение повторяемости приземных инверсий

[Нагурный и др., 1991] приведено только для января, поскольку оно характерно в целом для периода с декабря по март, т.е. в период максимального переноса примесей из умеренных широт в высокие (рис. 1.7). В эти месяцы практически надо всей северной частью азиатской территории России и окраинных морей повторяемость инверсий превышает 80%. В западной части Арктики она уменьшается до 50%. Средняя месячная повторяемость приземных инверсий, по данным измерений на некоторых арктических станциях, приведена в таблице ниже.

С наступлением полярного дня происходит разрушение радиационных инверсий. В светлый период года начиная с мая инверсии формируются в основном под влиянием адвекции более тёплого воздуха (рис. 1.8).

Таблица 1.1 – Повторяемость приземных инверсий [по Тимереву и Егорову, 1991], %

Станция	Месяц							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Обсерватория Кренкеля	25	52	62	70	72	72	52	17
Остров Диксон	23	58	64	71	73	74	52	28
Мыс Челюскина	38	59	67	77	78	87	67	33
Бухта Тикси	35	69	62	75	79	74	68	32
Остров Котельный	30	62	73	82	90	95	85	43
Остров Четырех-столбовой	29	60	73	80	84	90	78	51
Мыс Шмидта	49	56	64	67	67	74	63	43

Результаты анализа аэрологических наблюдений свидетельствуют об устойчивости пространственной картины распределения мощности приземных инверсий в 1950–1980-е годы: возрастание мощности с запада на восток Арктики в холодный период года. Максимальные мощности наблюдаются в Центральном Арктическом бассейне в области от 70° с.ш. до 74° с.ш. между 165° в.д. и 170° з.д. и в районе Верхоянска. На восток от Новосибирских островов над акваториями окраинных морей мощность инверсий составляет 1,0–1,2 км. В мае распределение изолиний уже носит преимущественно

зональный характер, особенно в восточной части Российской Арктики.

1.2 Баланс пресных вод морей Арктической зоны

Материковый сток в арктические моря формируется из стока крупных рек и склонового стока с территорий, не входящих в их водосборные бассейны. Наибольшие объемы пресных вод – 1320 км³/год, сформированные на 93% стоком крупных рек, поступают в Карское море. Наибольшая доля речного стока в суммарном материковом стоке, достигающая 96%, отмечается в бассейне моря Лаптевых.

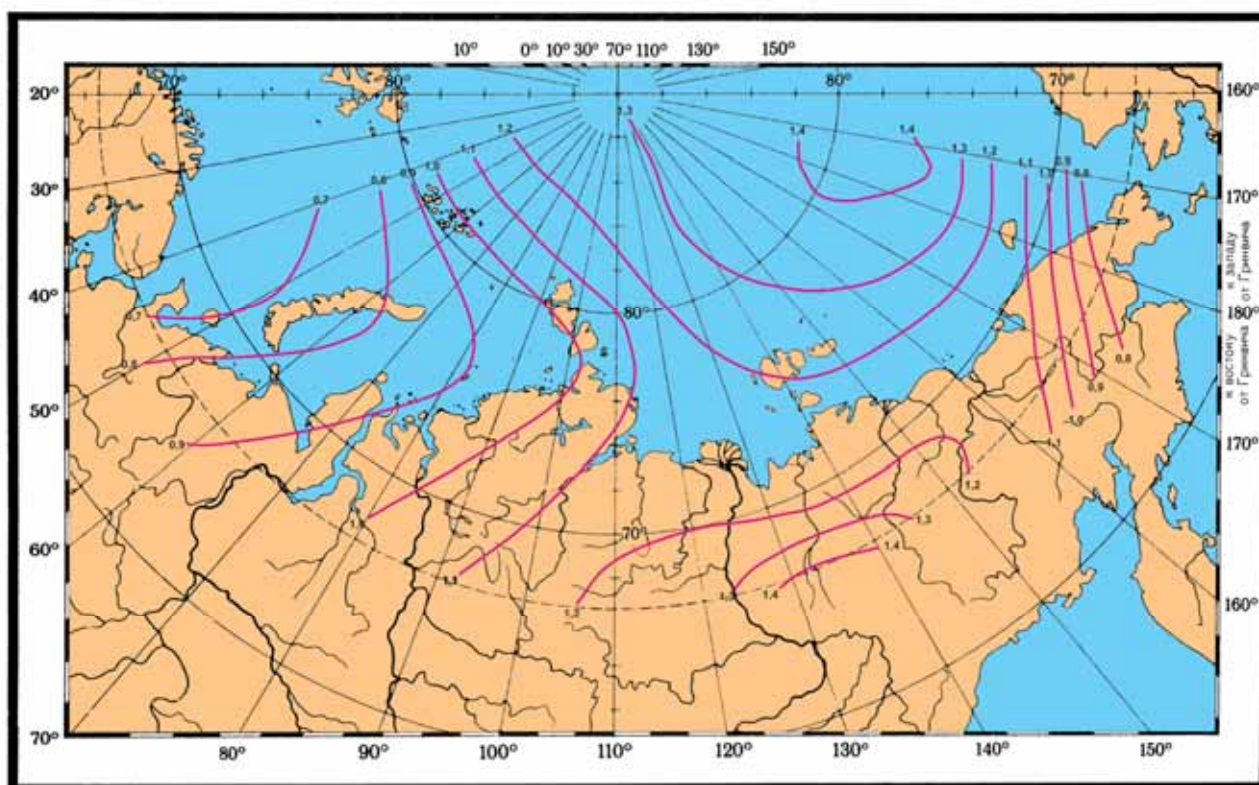


Рис. 1.6 – Мощности приземных инверсий, км

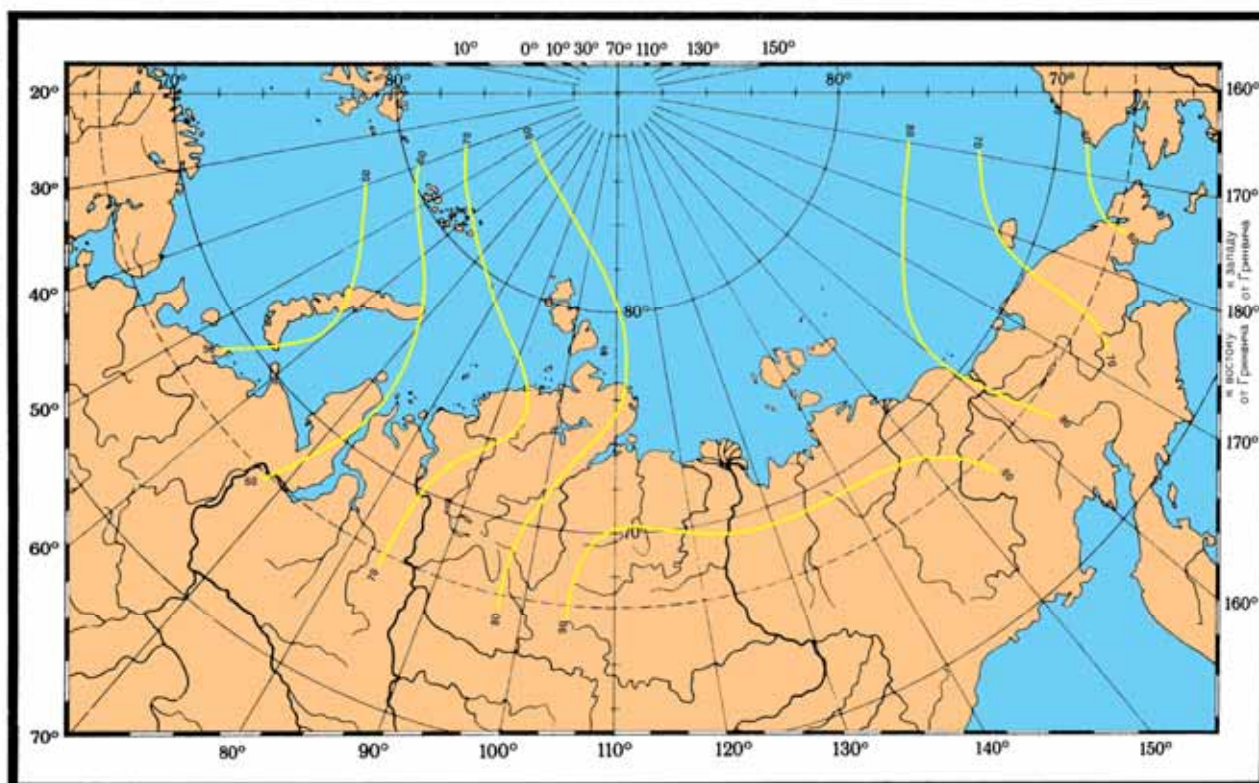


Рис.1.7 – Повторяемость приземных инверсий в январе, %

Внутригодовое распределение поступления материковых вод в моря крайне неравномерно. На теплый период года (май-сентябрь) приходится более $\frac{3}{4}$ стока, поступающего за год. Контрастность распределения усиливается с запада на восток.

Распределение поверхностного слоя воды прибрежных морей Арктики происходит под воздействием следующих основных факторов:

- таяние снега и морского льда на акватории морей;
- наличие положительного баланса атмосферных осадков над испарением;
- поступление пресных материковых вод;

- поступление талых вод ледникового происхождения.

Интенсивность их суммарного воздействия связана с физико-географическими особенностями морей.

Выполненные оценки объемов поступления пресных вод различного происхождения в окраинные моря Сибирского шельфа и севера Европы [Иванов, 1976; Шпайхер, 1976] показали их значительное различие (рис. 1.9).

Из представленной ниже табл. 1.2 виден вклад материкового стока в формирование пресноводного баланса морей, доля которого для морей Карского и Лаптевых является определяющей.

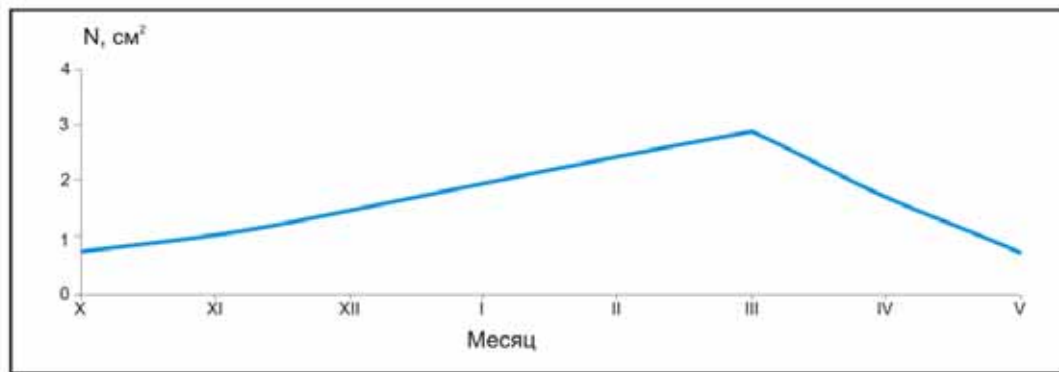


Рис. 1.8а – Внутригодовой ход средних месячных значений концентрации аэрозольных частиц, Северная Земля

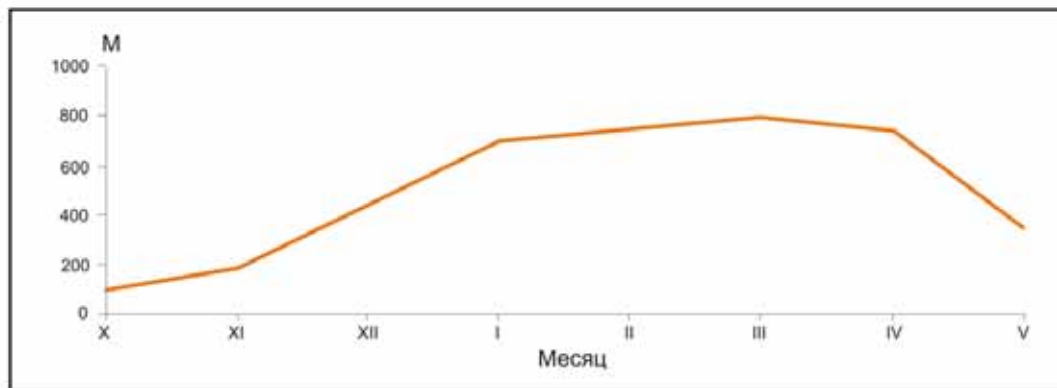


Рис.1.8б – Внутригодовой ход мощности приземных инверсий, Северная Земля

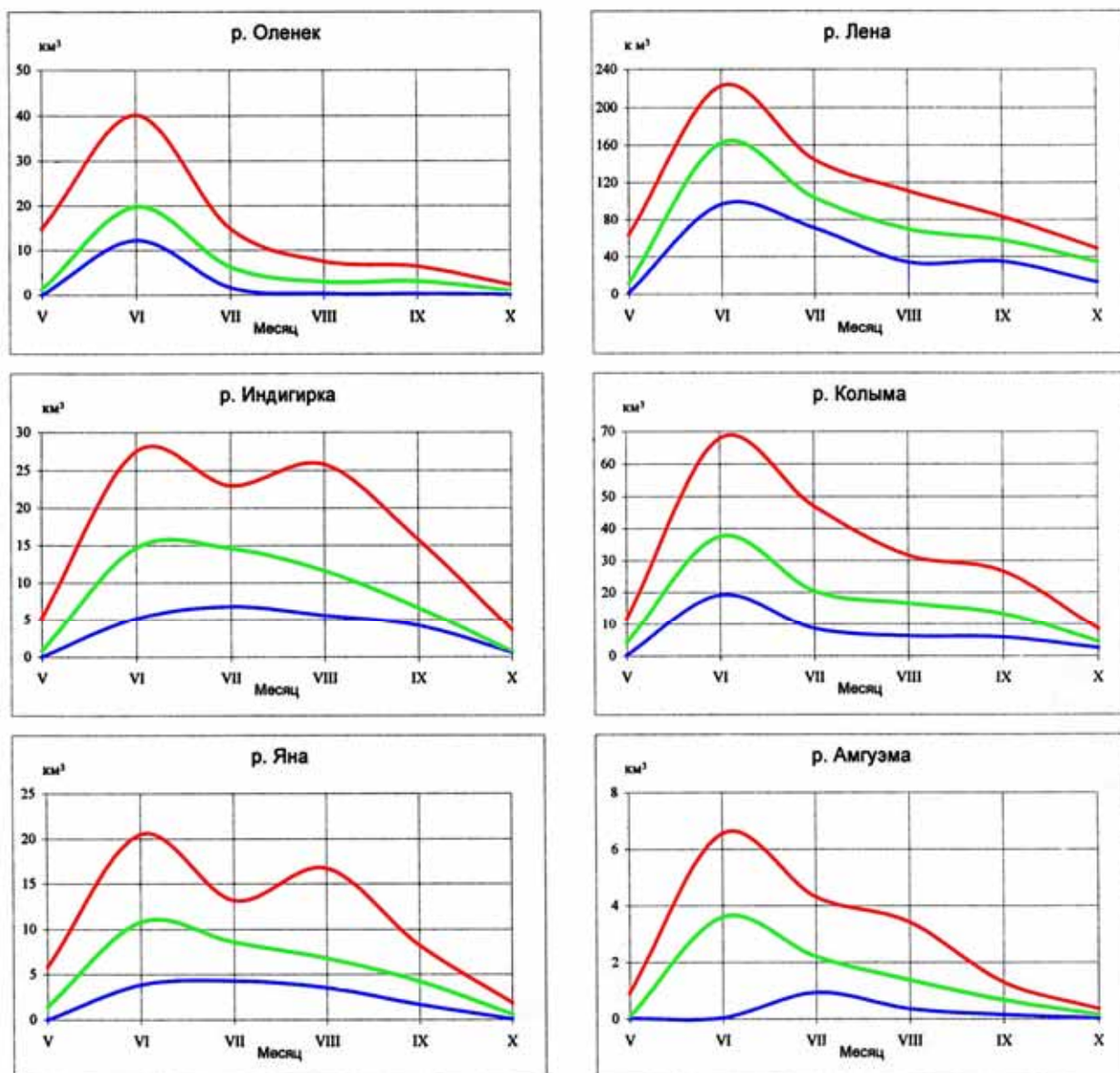


Рис.1.9а – Среднемноголетние и экстремальные объемы стока на замыкающих створах крупных арктических рек

— минимум; — средний; — максимум;

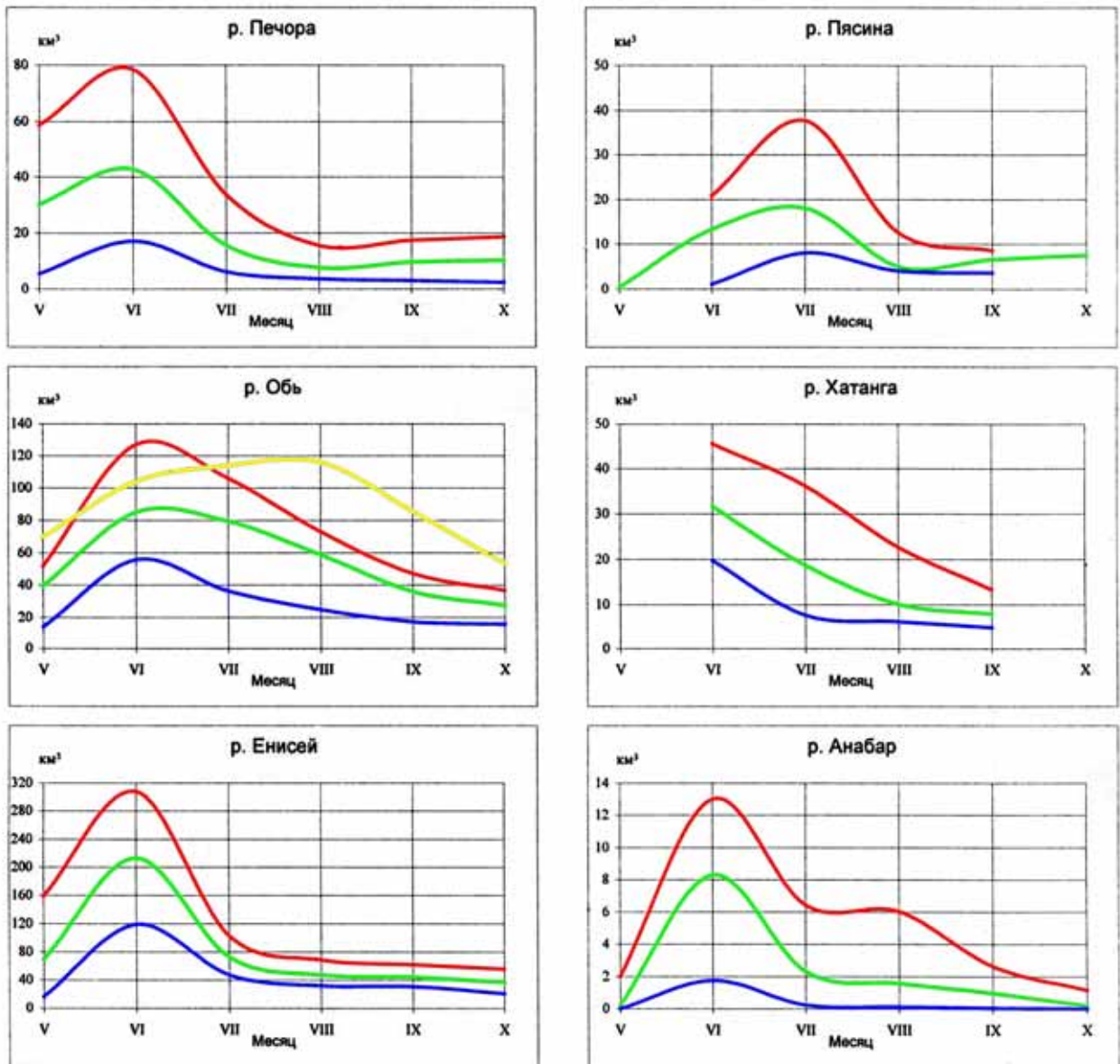


Рис. 1.96 – Среднегодовое и экстремальные объемы стока на замыкающих сиворах крупных арктических рек

■ – минимум; ■ – средний; ■ – максимум; ■ – среднее на выходе в море

Таблица 1.2 – Среднемноголетнее поступление речного стока в моря Арктики

Бассейн моря	Река	Объем стока (км ³)												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Печорское	Печора	2,26	1,61	1,51	2,70	31,3	44,2	16,1	7,91	9,87	10,5	5,27	3,31	136
Карское	Обь	16,4	12,5	12,1	11,8	51,7	127	106	73,1	47,2	36,7	22,2	19,1	536
Карское	Енисей	16,8	15,5	16,5	16,1	73,8	226	77,2	50,1	44,9	39,5	18,5	16,2	613
Карское	Пяси́на	0,69	0,55	0,55	0,41	0,53	18,4	25,0	6,91	9,12	10,3	3,04	2,21	77,7
Лаптевых	Хатанга	0,05	0,05	0,05	0,05	1,34	42,0	24,7	13,4	10,5	1,53	1,34	0,57	95,6
Лаптевых	Анабар	0,0	0,0	0,0	0,0	0,28	10,6	2,95	2,02	1,26	0,27	0,06	0,01	17,4
Лаптевых	Оленек	0,02	0,01	0,0	0,1	1,41	22,0	6,94	3,24	3,37	1,01	0,22	0,08	38,3
Лаптевых	Лена	7,36	5,44	4,58	3,73	12,3	162	104	69,7	58,2	34,4	8,66	7,68	478
Лаптевых	Яна	0,0	0,0	0,0	0,0	1,52	11,5	9,11	7,20	4,46	0,64	0,15	0,03	34,5
Восточно-Сибирское	Индигирка	0,12	0,06	0,04	0,02	0,96	17,4	17,2	13,7	7,84	1,66	0,41	0,24	59,6
Восточно-Сибирское	Колыма	0,81	0,57	0,60	0,50	5,26	46,2	25,2	20,4	16,4	5,50	1,45	1,13	124
Чукотское	Амгуэма	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	3,83	2,34	1,46	0,71	0,16	0,04	0,01	8,64

Поступление пресных вод на акваторию морей в результате таяния морских льдов и атмосферных осадков происходит обычно на значительные пространства, в то время как распреснение под действием материкового стока проявляется наиболее ощутимо в местах впадения крупных рек. Пространственное расположение ареала распреснения вод имеет большую годовую и сезонную изменчивость, обусловленную как характеристиками речного стока, так и особенностями доминирующих атмосферных процессов над акваториями морей, характером преобладающих типов морских течений, условиями водообмена прибрежных морей с Арктическим бассейном и т.д.

В весенний период наибольшее воздействие паводочных речных вод отмечается в приустьевых районах морей, где наблюдается наиболее раннее освобождение акватории ото льда, инициирующее, вследствие значительной аккумуляции солнечной энергии, активное очищение прилегающей акватории от ледяного покрова. Летом, под суммарным воздействием таяния льда, поступления материкового стока и выпадения осадков, формируется распресненный поверхностный слой воды толщиной от 10 до 50 м, который отличается повышенной гидростатической устойчивостью, препятствующей прогреванию глубинных морских вод за счет турбулентного теплообмена. Осенью этот слой является очагом быстрого выхолаживания и раннего

ледообразования, в силу гидрофизических особенностей препятствующим поступлению более теплых морских вод с глубин. В зимний период слой распресненных вод отмечается на значительных площадях прибрежных морей [Антонов, 1968; Иванов и др., 1984].

Речные воды, обладающие меньшей плотностью, растекаясь в поверхностном слое моря и перемешиваясь с морскими водами, теряют свои индивидуальные свойства. Морские воды под воздействием речных вод распресняются, изменяют присущие им гидрофизические и гидрохимические свойства, обогащаются растворимыми и взвешенными веществами. Зона активного контакта речных и морских вод (маргинальный фильтр) является, таким образом, природной системой, в которой наблюдается значительная трансформация гидрофизических характеристик вступивших в контакт речных и морских вод, своеобразие гидрохимического режима, изменчивость гидробиологических и седиментационных процессов.

Зона распреснения характеризуется большой пространственно-временной изменчивостью, обусловленной сезонным характером поступления речного стока, и особенностями гидрометеорологических процессов, определяющих режим прибрежной акватории моря.

На основании анализа и обобщения материалов гидрохимических наблюдений, выполненных в арктических морях различными экспедициями ААНИИ за

длительный период времени, рядом авторов [Шпайхер, 1976; Буйневич и др., 1986] показана возможность использования в качестве индикаторов собственно речных вод показателя содержания растворенного кремния, основным источником которого являются богатые биогенными элементами речные воды. При фоновом содержании растворенного кремния в сопредельных районах Арктического бассейна в количестве 235 мкг/л изменение содержания кремния в поверхностных слоях воды прибрежных морей

пропорционально разбавлению речных вод при смешивании их с морскими водами (рис. 1.10, 1.11).

Исследования особенностей взаимодействия речных и морских вод в бассейнах арктических морей, выполненные в прошлые годы, затрагивали две важные проблемы. Первая – это исследования поступления речных вод крупнейших рек Арктики – Оби, Енисея и Лены – на акваторию морей, включая оценки характера растекания речных вод в поверхностном слое моря.

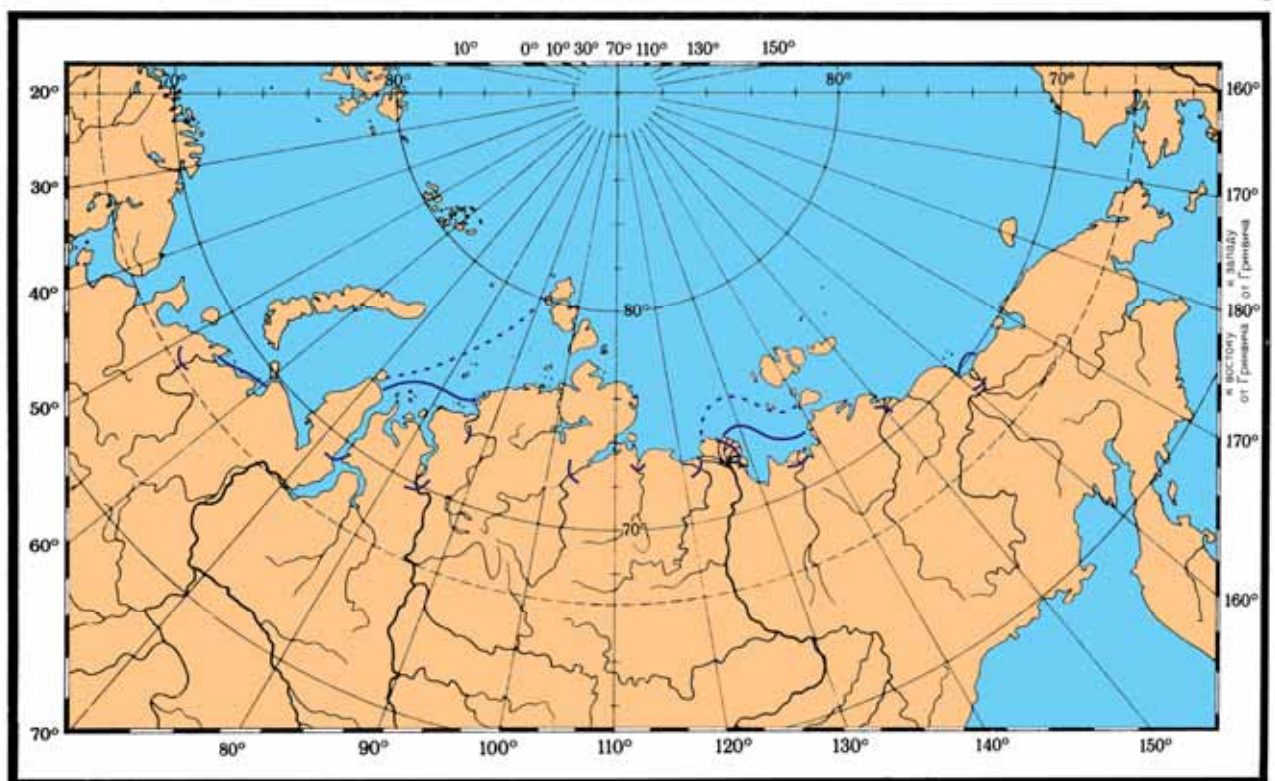


Рис. 1.10 – Границы ареала распространения речных вод в морях и затока морских вод в зимний период

- граница ареала вод, определенного по содержанию кремния ≥ 500 мкг/л (по оценочным данным);
- граница ареала полной трансформации речных вод в морские, определенного по содержанию кремния ≥ 250 мкг/л (по оценочным данным);
- ∨ – граница максимального затока морских вод в устья;

Второй проблемой является исследование процессов взаимодействия речных и морских вод в зоне их активного взаимовлияния, где наблюдаются наиболее выраженные градиенты, и происходит скачкообразное изменение основных свойств и качеств взаимодействующих речных и морских вод. Эти пороговые зоны, как правило, приурочены к локальному району устьевой области, сопровождаются наличием гидрофронта

(резкая изменчивость гидродинамических и гидрофизических параметров) и геохимических барьеров (изменчивость физико-химических и биохимических процессов, седиментация наносов, коагуляция растворенных и взвешенных веществ и т.д.). Характер взаимодействия в значительной степени определяется гидролого-морфологическим типом устья и особенностями режима приемного моря.

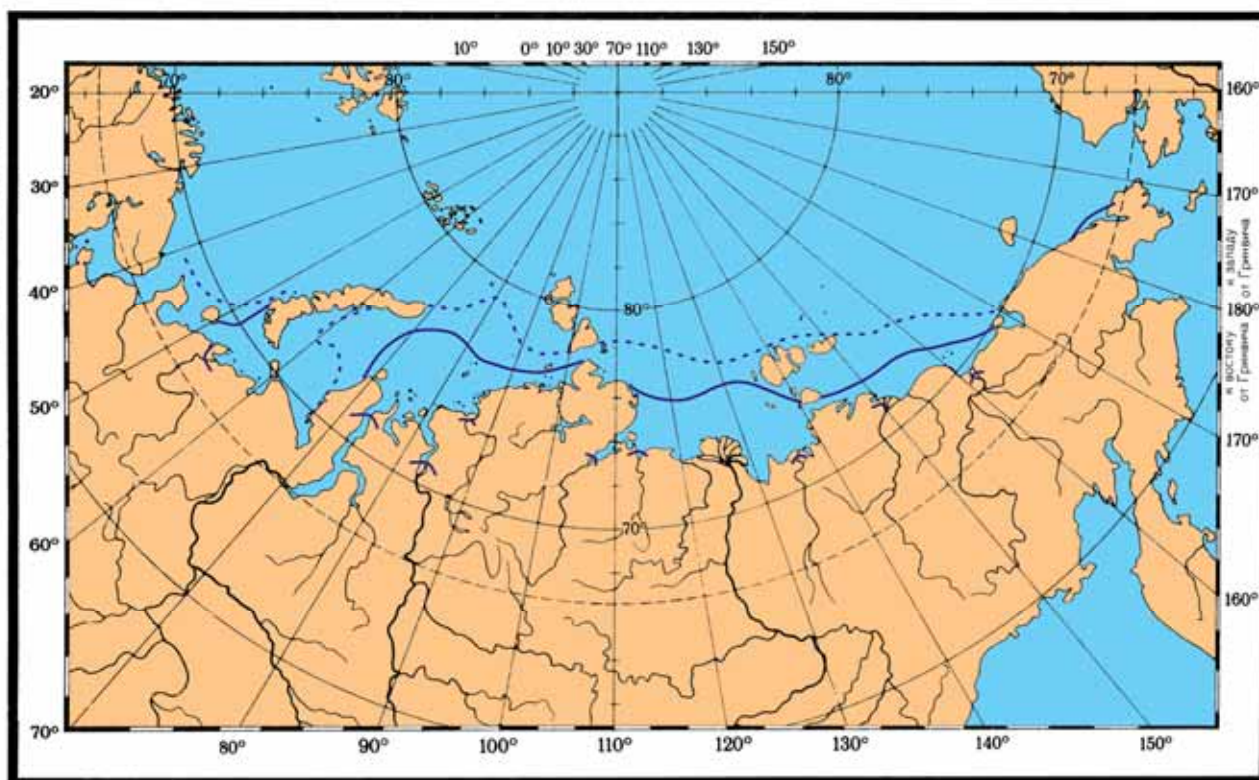


Рис. 1.11 – Границы ареала распространения речных вод в морях и затока морских вод в устья в летне-осенний период

- — среднемноголетняя граница ареала вод, определенного по содержанию кремния ≥ 500 мкг/л;
- - - граница ареала полной трансформации речных вод в морские, определенного по содержанию кремния ≥ 250 мкг/л;
- — граница максимального затока морских вод в устья;

Так, устьевые области крупных рек Карского моря – Оби, Енисея, Пясины – относятся, по принятой классификации [Иванов, 1974; Полонский и др., 1992], к устьям рек с внутренней дельтой и закрытым устьевым взморьем со свободным водообменом. Характерной особенностью этого типа эстуариев является наличие двухслойной стратификации вод с направленным выносом пресных вод в поверхностном слое и интрузией морских вод в придонном слое. В зоне активного контакта речных и морских вод изменение характеристик происходит неравномерно и обуславливается изменчивостью гидродинамических и термохалинных характеристик в зоне гидрофронта и в районе геохимического барьера, где протекают различные химические и биологические процессы.

Устьевые области крупных рек морей Лаптевых и Восточно-Сибирского – Лены, Яны и Индигирки – относятся к устьям рек с дельтой выполаживания и открытым отмелым устьевым взморьем. Характерной особенностью смешения речных и морских вод в устьях этого типа является

фронтальная зона со значительными горизонтальными градиентами соленых вод, приуроченная к свалу глубин. Общим для такого типа устьев является отсутствие четко выраженного галоклина.

Печорское море

Постоянное поступление речных вод в Печорское море обеспечивает р. Печора, однако на формирование ареала распространения оказывают воздействие и поступающие в летний период с прибрежными течениями (Колгуево-Печорским и др.) распресненные воды Белого моря. Характер и особенности поступления вод материкового стока в летний период формируют обширную зону распресненных вод в центральной и восточной частях Печорского моря.

Характер зимнего распространения речных вод на акватории Печорского моря малоизучен. Имеющиеся материалы эпизодических наблюдений, выполненных в юго-восточной части в последние годы, не выявили наличия здесь распресненных вод, хотя вполне обоснованным представляется поступление в зимний сезон Печорских вод

через восточные проливы Гуляевских Кошек в район Варандея.

Карское море

Многолетняя изменчивость распространения речных вод в море впервые приводится В.С. Антоновым (1957). Позднее она уточнялась по наиболее информативным материалам натурных наблюдений за гидрохимическим режимом Карского моря [Иванов и др., 1984]. Картирование ареалов распространения речных вод по содержанию растворенного кремния, принятого 500 мкг/л (в 2 раза превышающего значения среднего содержания кремния в морской воде), в сопоставлении с зонами распресненных вод, установленных по щелочно-соленостному коэффициенту, позволило авторам идентифицировать зоны распреснения, обусловленные воздействием речного стока.

В различные годы наблюдаются три наиболее характерных типа переноса и распространения речных вод – западный, северный и восточный. В отдельные годы отмечается наличие переходного типа, для которого характерна внутрисезонная смена направления переноса – от северного в первой половине лета, к западному типу во второй половине лета. Этот тип Антонов В.С. (1957) ранее выделил в качестве веерообразного типа.

Море Лаптевых

Имея сравнительно небольшую площадь акватории (662600 км²), море Лаптевых принимает воды рек Хатанги, Анабар, Оленька, Лены, Омолоя и Яны. Наличие такого мощного, рассредоточенного по побережью моря, притока речных вод оказывает распресняющее влияние на значительной площади водной акватории. Устья впадающих рек различаются по гидролого-морфометрическим характеристикам (устья Хатанги и Анабара относятся к эстуарному типу, а Оленька, Лены и Яны – к устьям рек с дельтами выполнения). Эти реки, отличающиеся по объемам жидкого и твердого стока, оказывают различное воздействие на элементы природной среды моря Лаптевых.

Учитывая, что доля суммарного стока рек Хатанги, Анабара, Оленька, Омолоя и Яны составляет 38% среднемноголетнего объема стока р. Лены, а также особенности морфометрии обширной дельты р. Лены, с наличием подводных реликтовых долин, большинство исследователей считают воздействие Ленских вод на режим моря Лаптевых доминирующим.

Исследования межгодовых особенностей распространения речных вод в навигационный период, с учетом гидрометеорологических условий, показали наличие связи между объемами поступающего в море речного стока (преимущественно стока р. Лены) и колебаниями границ ареала распресненных поверхностных вод. Выполненное в работе А.Г.Буйневич и др. (1986) обобщение материалов гидрохимических наблюдений за навигационные периоды 1932-1974 гг. позволило выявить границы максимального распространения речных вод в поверхностном слое моря, идентифицированные по различным параметрам.

В зимний период, когда объем речного стока значительно сокращается, наблюдается два направления распространения речных вод в море, которые определяются гидрометеорологическими условиями в районе [А.О.Шпайхер и В.П.Русанов, 1972]. Основной вариант: зона распреснения занимает восточную и северо-восточную часть моря Лаптевых.

Оценки межгодовых особенностей распространения речных вод выявили наличие двух основных вариантов [Антонов, 1957; Буйневич и др., 1986]. Установлен северный и восточный тип распространения речных вод в море Лаптевых, причем восточный тип отмечен и в зимний период [Буйневич и др., 1986]. Морфометрические особенности дельты р. Лены, выдающейся далеко в море, и характер распределения стока по ее протокам, при котором более 90% проходит по Быковской и Трофимовской протокам, определяют восточный и северо-восточный вынос речных вод и, соответственно, формируют восточный тип переноса.

Оценки сезонной изменчивости колебаний стока и границ распространения речных вод в море, выполненные по материалам наблюдений 1968 г., [Буйневич и др., 1986] показали, что при сокращении объемов поступления речных вод в осенний период наблюдается уменьшение ареала распресненных вод. При этом сохраняется преимущественно восточный тип выноса речных вод.

Восточно-Сибирское и Чукотское моря

Основными прямыми источниками поступления пресных вод на акваторию Восточно-Сибирского моря являются реки Индигирка, Алазея и Колыма, а в Чукотском море – сток р. Амгуэмы. Сопоставление площадей акватории морей с объемами поступающего речного стока (рис. 1.9) показывает значительно меньший, по сравнению с морями Карским и Лаптевых, его вклад в распреснение поверхностного слоя данных морей. Ряд исследователей отмечают, что опресняющее воздействие этих рек проявляется лишь на ограниченной прибрежной морской акватории, примыкающей к устьям [Русанов и др., 1979]. В то же время исследованиями установлено [Буйневич и др., 1986] большое воздействие Ленских вод, проникающих в летний период через проливы Санникова и Дмитрия Лаптева, на распреснение поверхностного слоя северо-западной части Восточно-Сибирского моря.

Среднегодовое положение зоны распресненных вод на акватории Восточно-Сибирского моря определено с использованием различных гидрохимических характеристик, применяемых в исследованиях для идентификации вод материкового стока в поверхностных водах арктических морей [Русанов и др., 1979], и схемы зон влияния речного стока, приведенной в работе Иванова В.В. и Е.Г.Никифорова (1976).

Ареал распространения речных вод в летний период, выделенный по различным параметрам, сформирован под совокупным воздействием Ленских вод, проникающих с моря Лаптевых, и местного притока рек Индигирки, Алазеи и Колымы. Воздействие р. Амгуэмы на распреснение Чукотского

моря проявляется локально, узкой прибрежной полосой вблизи реки до Колючинской губы.

1.3 Поверхностные течения Северного Ледовитого океана

Течения Северного Ледовитого океана определяются главным образом ветровым режимом, зависящим, в свою очередь, от распределения и изменчивости атмосферного давления. Циркуляция поверхностных вод и льдов Арктического бассейна складывается из двух основных потоков: Трансарктического течения и Восточного антициклонического круговорота.

Трансарктическое течение, зарождающееся на севере Чукотского моря, широким потоком пересекает Арктический бассейн, следуя в генеральном направлении к проливу между Шпицбергом и Гренландией. Скорость этого течения невелика: до 2 см/с в Амеразийском суббассейне и 3-4 см/с в Евразийском. Южная периферия Трансарктического течения сливается с циклоническими (направленными против часовой стрелки) циркуляциями, свойственными арктическим морям: Восточно-Сибирскому, Лаптевых, Карскому.

Восточный антициклонический круговорот (центр которого располагается примерно на 78° с.ш. и 150° з.д.), локализованный в пределах Амеразийского суббассейна, характеризуется очень медленным движением воды и льдов (1-3 см/с) в направлении по часовой стрелке.

Положение и размеры Трансарктического течения и Восточного антициклонического круговорота подвержены долговременным колебаниям, обусловленным в основном изменениями полей атмосферного давления. Сильному развитию полярного антициклона и западному положению исландского минимума соответствует большее развитие Восточного круговорота и смещение оси Трансарктического течения в сторону Евразии. Скорости течений повышены. Смещению антициклона в сторону Канады и значительному развитию сибирского атмосферного максимума с выходом его отрога на Восточно-Сибирское и Чукотское

моря, при северном положении исландского минимума и распространении его ложбины на Баренцево и Карское моря, соответствует уменьшение области Восточного круговорота. Ось Трансарктического течения смещена в сторону Северной Америки. Скорости течений понижены.

Трансарктическое течение и его непосредственное продолжение – Восточно-Гренландское течение, идущее на юг вдоль восточного побережья Гренландии, выносят поверхностные воды Северного Ледовитого океана в Атлантический океан. Возникающий вследствие этого дефицит вод компенсируется поступлением на север атлантических и тихоокеанских вод.

Атлантические теплые и соленые воды, приносимые Северо-Атлантическим течением, образуют в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях систему теплых поверхностных потоков, включающую Норвежское, Западно-Шпицбергенское, Нордкапское и Восточно-Исландское течения. Севернее Шпицбергена воды Западно-Шпицбергенского течения из-за большой плотности, обусловленной их повышенной соленостью, опускаются под распресненные арктические воды и в Арктическом бассейне прослеживаются уже в виде теплого глубинного течения. Следуя далее, вдоль материковой отмели Евразии и Северной Америки, воды глубинного течения совершают в Арктическом бассейне циклоническую циркуляцию и выходят в Гренландское море через западную часть пролива между Шпицбергом и Гренландией. Скорости глубинного течения весьма невелики. Расстояние от Шпицбергена до моря Бофорта атлантические воды проходят за 5-6 лет.

Тихоокеанские воды, поступающие через Берингов пролив, образуют в Чукотском море поверхностное течение. По мере продвижения на север воды этого течения охлаждаются и, погружаясь в северных районах Чукотского моря под менее плотные арктические воды, распространяются далее в Арктическом бассейне в виде глубинного относительно теплого течения. Это течение достаточно

хорошо выражено в Амеразийском суббассейне (до хребта Ломоносова). По косвенным показателям (биогенные элементы) оно прослеживается и далее – до Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Скорости течения очень невелики – порядка десятых долей см/с.

1.4 Ледяной покров арктических морей Сибирского шельфа

В годовом цикле состояния ледяного покрова арктических морей примерно семь месяцев (с октября по май) приходится на процессы образования и нарастания льда (рис. 1.12). Эти процессы, независимо от дрейфа, создают условия для устойчивого накопления льдов. В зимний период все моря Сибирского шельфа полностью покрываются льдами различного возраста (толщины) сплоченностью 9-10 баллов. В прибрежных мелководных районах устанавливается припай. Начиная с конца мая – начала июня под влиянием тепловых процессов ледяной покров начинает таять и разрушаться. Почти одновременно с началом таяния льда начинается сокращение его площади и постепенное очищение морей ото льда.

После устойчивого ледообразования в течение 7-8 месяцев (с октября по май) происходит нарастание ледяного покрова в арктических морях. Скорость нарастания толщины льда в различных районах неодинакова, однако характер ее изменения в период нарастания во всех морях идентичен [Гудкович и др., 1972; Горбунов и др., 1983]. В ноябре лед нарастает максимально быстро (в среднем 12 см за декаду), затем, по мере увеличения толщины льда, процесс нарастания льда замедляется, и в мае лед нарастает в среднем по 2 см за декаду.

Наибольшая среднедекадная скорость нарастания толщины льда в течение зимнего периода наблюдается в восточной части моря Лаптевых, наименьшая – в юго-западной части Карского моря. К концу октября в большинстве арктических морей молодой лед превышает толщину 10 см. Исключение составляют крайние южные районы Карского и Чукотского морей, где

ледообразование начинается позже других районов. К концу холодного периода наибольшая толщина льдов осеннего образования наблюдаются в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском – 190-220 см, наименьшая – 100-130 см – в юго-западной части Карского моря, несколько большая – до 160 см – в юго-западной части Чукотского моря.

Образование припая (неподвижного льда) становится возможным при достижении молодым льдом толщины 10-30 см (рис. 1.13). Становление припая в районах арктических морей происходит в разное время – с середины сентября до начала декабря. Как правило, неустойчивый характер развития припая наблюдается в районах с поздним началом ледообразования и в районах с активными динамическими процессами (дрейф льда, приливно-отливные явления). В закрытых

бухтах и на мелководьях припай образуется быстро – в течение 10 дней после начала ледообразования. Внешняя граница припая в начальный период становления проходит в нескольких километрах от берега, приблизительно по изобате 5-10 м. Край припая часто удерживается стамухами, образовавшимися в периоды сжатий, островами, отмелями.

С ростом толщины льда граница припая распространяется мористее и к концу января – началу февраля достигает своего устойчивого положения по изобате 20-30 м. У приглубых берегов ширина припая составляет от 2-4 до 10-30 км. Такой припай устанавливается у Новой Земли, вдоль Амдерминского и Ямальского побережий, восточных берегов архипелага Северная Земля и Таймырского побережья в море Лаптевых, а также вдоль Чукотского побережья.

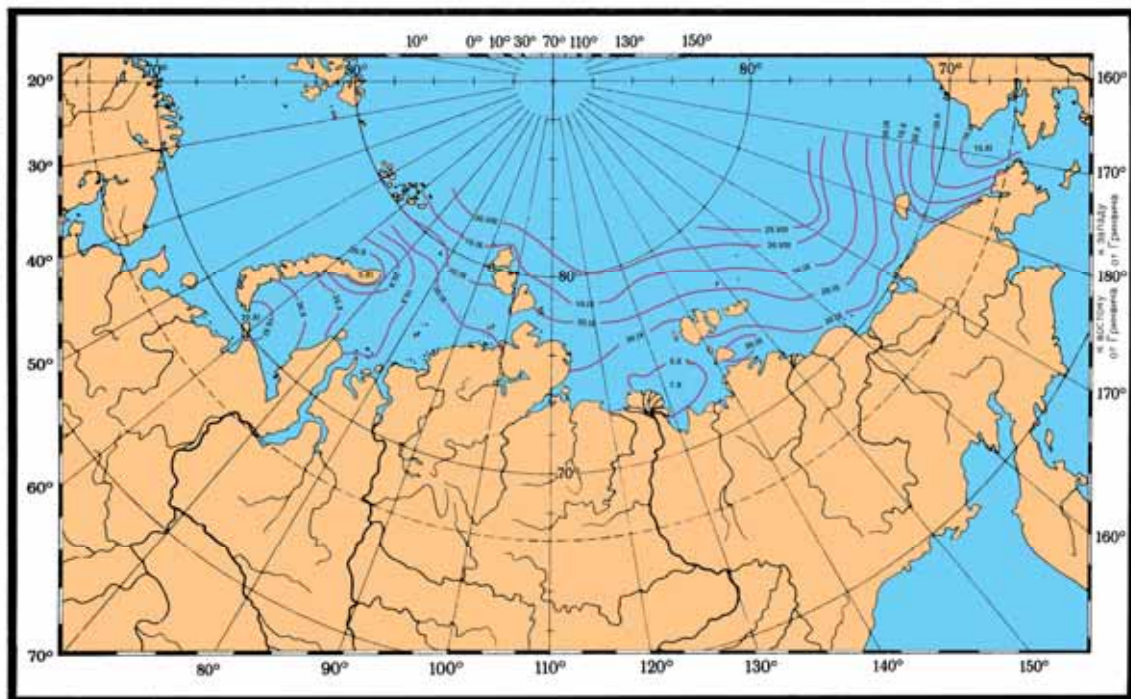


Рис. 1.12 – Изохроны средних многолетних сроков устойчивого ледообразования

В мелководных районах граница припая может располагаться на расстоянии от нескольких десятков до нескольких сотен километров от материкового берега. Наибольшая протяженность припая наблюдается в районе Новосибирских островов – до 360 км от материка и в

западной части Восточно-Сибирского моря – до 250 км.

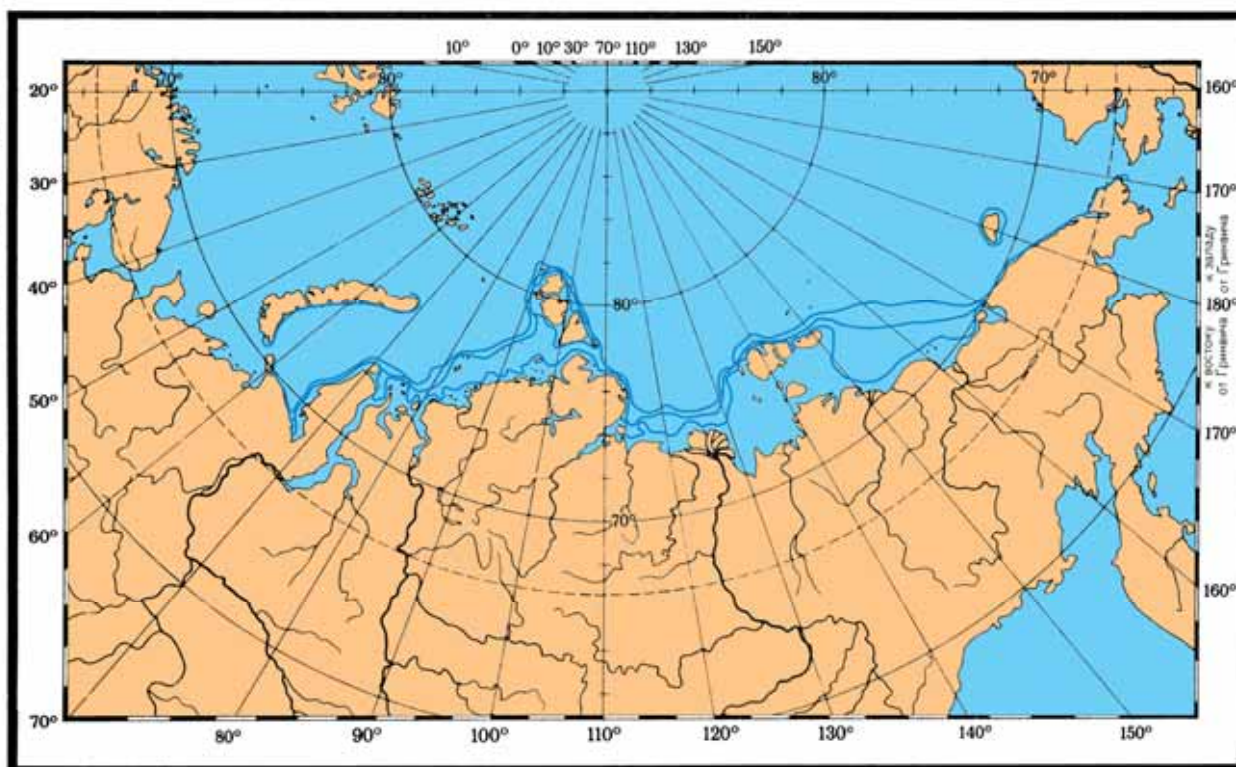


Рис.1.13 – Средняя многолетняя и экстремальные границы припая

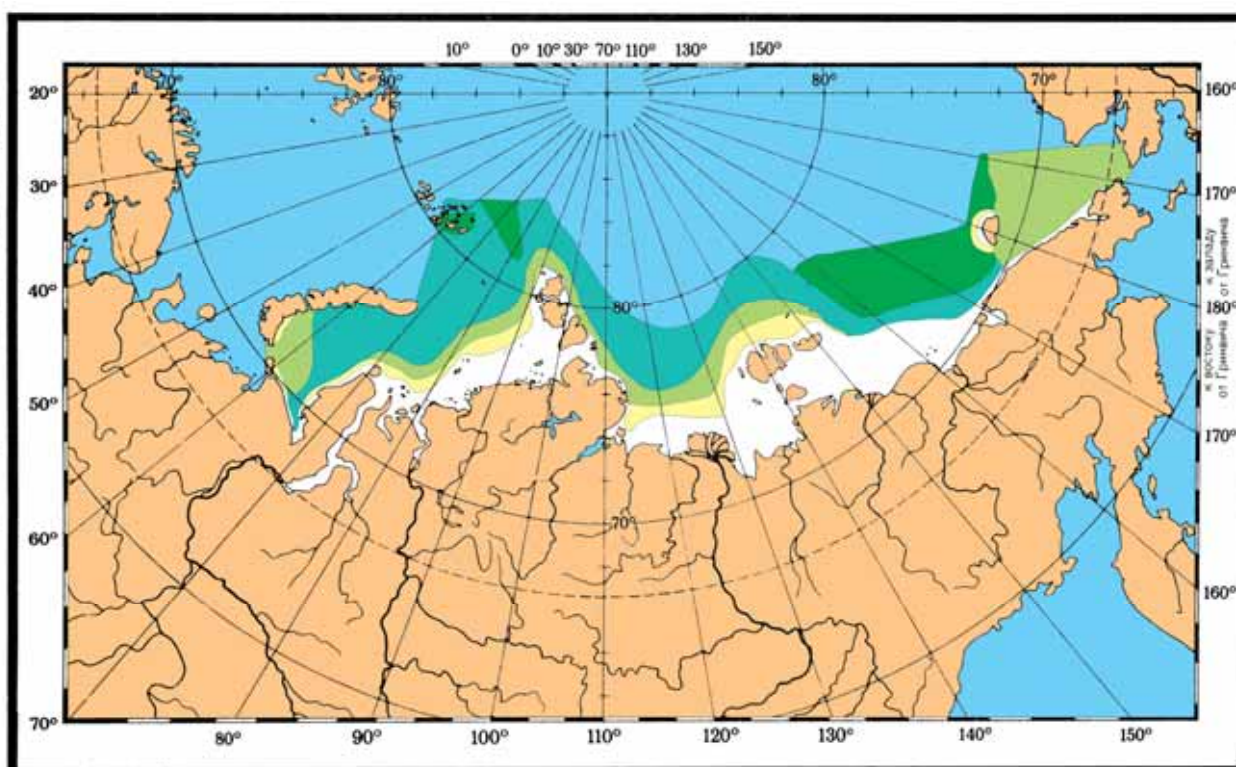


Рис. 1.18 – Среднее многолетнее распределение льдов различного возраста в конце зимнего периода

- – припай; □ – молодые льды (10–30 см); □ – однолетние и средние льды (70–120 см); □ – однолетние толстые льды (120–200 см);
- – двухлетние и многолетние льды (> 200 см);

В зависимости от гидрометеорологических условий в районах арктических морей максимального развития припай может достигать в феврале, марте и мае. Граница распространения припая от года к году может существенно меняться.

В среднем акватории, занятые припаем, составляют от 6 % до 53 % площадей районов арктических морей. Минимальная площадь припая характерна для юго-западной части Чукотского моря, максимальная – для восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря (рис. 1.13).

Если в течение зимнего периода арктические моря были полностью покрыты льдами сплоченностью 9-10 баллов (рис. 1.18), то с началом таяния, а также под влиянием динамических процессов появляются зоны чистой воды, разреженных (сплоченностью 4-6 баллов) и редких (сплоченностью 11-3 балла) льдов. Льды сплоченностью 7-10 баллов локализируются в ледяные массивы. Наиболее мощными из них являются Айонский (в Восточно-Сибирском море), Таймырский (в море Лаптевых) и Северо-Земельский (в северо-восточной части Карского моря). В границах арктических морей они представляют собой отроги океанического ледяного массива и никогда не вытаивают полностью. Другая группа ледяных массивов образована однолетними льдами местного образования. К ним относятся Новоземельский (в юго-западной части Карского моря), Янский (в восточной части моря Лаптевых) и Врангелевский (в юго-западной части Чукотского моря). Эти ледяные массивы к концу периода таяния чаще всего почти полностью исчезают.

Ледовитость арктических морей (то есть площадь акватории, занятая льдами всех категорий сплоченности) по мере вытаивания льда начинает уменьшаться. Однако начало очищения морей ото льда происходит не одновременно и протекает с различной интенсивностью, что связано с режимными особенностями каждого из районов арктических морей. Так, в конце июня ледяной покров полностью сохраняется в Восточно-Сибирском море и северо-восточной части Карского моря. В

это же время около 20% юго-западных частей Карского и Чукотского море и около 10 % моря Лаптевых свободны ото льда. Наиболее интенсивно очищение арктических морей ото льда происходит в течение августа и прекращается в конце сентября.

В среднем перед началом ледообразования почти полностью свободна ото льда юго-западная часть Карского моря, на 80% – восточная часть моря Лаптевых и юго-западная часть Чукотского моря. На 50% очищаются северо-восточная часть Карского моря и западные части морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В среднем всего на 27% к концу периода таяния очищается ото льда восточная часть Восточно-Сибирского моря. Главным образом это связано с большой площадью Айонского ледяного массива, который к концу сентября составляет около 50% площади района.

Мористее границы припая льды в арктических морях практически непрерывно дрейфуют. Основные черты дрейфа льда формируются атмосферной циркуляцией над морями, а также генеральным дрейфом льдов в сопредельных районах Арктического бассейна. Согласно схемам дрейфа льдов, построенных на основании многолетних наблюдений (и частично расчетов), в осенне-зимний период с октября по декабрь преобладает вынос льдов из морей Карского и Лаптевых и поступление льдов из Арктического бассейна в Восточно-Сибирское и Чукотское моря [Николаева, 1977] (рисунки 1.14 – 1.17). В январе-марте основной характер дрейфа льдов сохраняется, за исключением северных районов Восточно-Сибирского моря, где движение льдов приобретает транзитный характер.

В апреле-июне происходит существенная перестройка в поле дрейфа льдов. При продолжающемся выносе льдов из моря Лаптевых изменяется на противоположное направление дрейфа льдов в Карском море и устанавливается транзитный характер дрейфа в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. Скорости дрейфа льдов в большинстве районов арктических морей в осенне-зимний период в среднем близки 70-75 км/месяц, в юго-западной части

Чукотского моря – 50 км/месяц. В соответствии с преобладающим направлением дрейфа в зимний период в среднем происходит вынос льдов в Арктический бассейн из морей Карского – 195 тыс. км, Лаптевых – 315 тыс. км², Восточно-Сибирского – 70 тыс. км². В Чукотское море из Арктического бассейна поступает 130 тыс. км² льда.

Процесс очищения арктических морей ото льда происходит под влиянием не только тепловых, но и динамических факторов в результате дрейфа льда. По сравнению с

в зимний период, в июле-сентябре уменьшаются барические градиенты, велика повторяемость неустойчивых направлений ветра, вследствие чего уменьшаются среднемесячные скорости дрейфа льда. Средняя скорость дрейфа во всех морях не превышает 50-60 км/месяц. При небольших скоростях дрейфа возрастает вероятность затора льдов из Арктического бассейна в моря Карское и Лаптевых и, наоборот, вынос льдов из Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

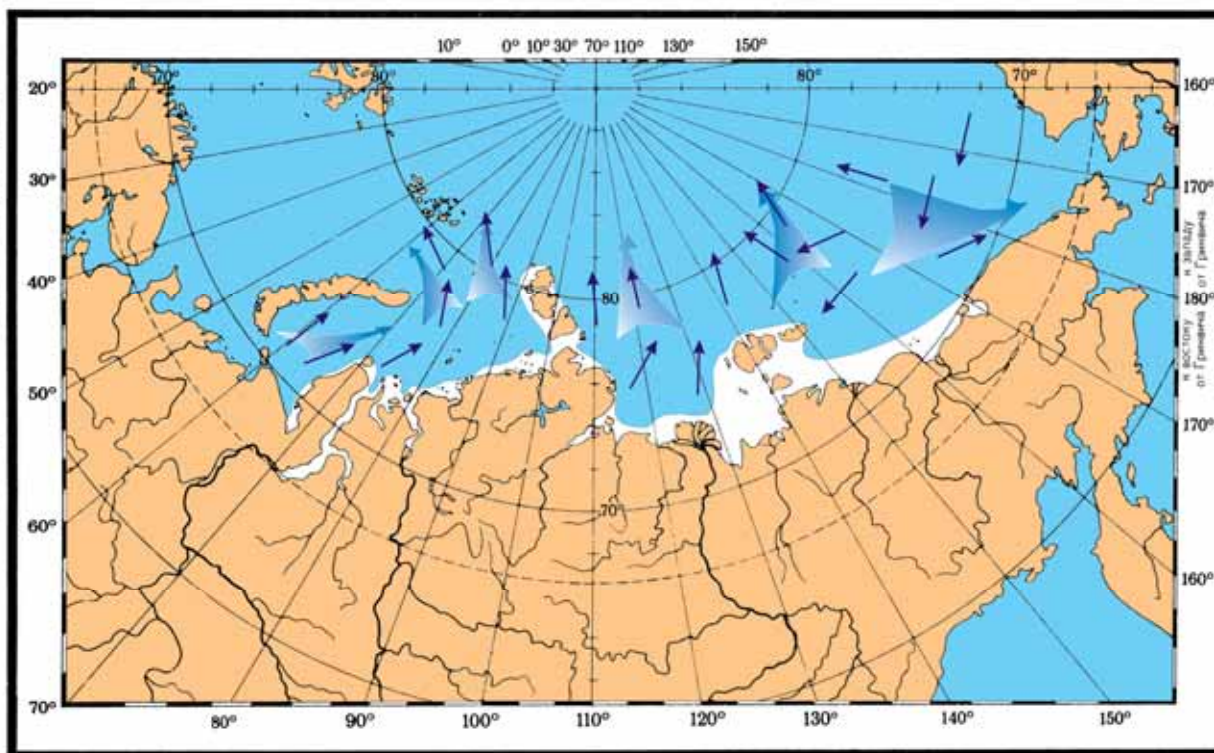


Рис. 1.14 – Средняя схема дрейфа льдов (январь–февраль)

 – общее направление движения льда;
  – векторы преобладающих направлений;
  – припай

1.5. Гидрохимический режим

Группа морей Российской Арктики объединяет близкие по природе окраинные моря Северного Ледовитого океана: Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское. Все они лежат за полярным кругом, на юге ограничены естественным рубежом - побережьем Евразии, а на севере широко и свободно сообщаются с океаном и отделяются от него условными границами - линиями, проходящими примерно по окраине шельфа. Между собой эти моря разделены в основном островами, а также условными

линиями. Рассматриваемые моря почти целиком расположены в пределах шельфа. С запада широкий и относительно глубокий пролив между Шпицбергом и Скандинавией связывает их с Норвежским морем, а на востоке узкий и мелкий Берингов пролив соединяет с Беринговым морем. Следовательно, западные районы арктических морей испытывают сильное, а восточные незначительное воздействие прилегающих морей соответственно Атлантического и Тихого океанов, что служит важным фактором формирования особенностей природных условий в каждом из рассматриваемых морей.

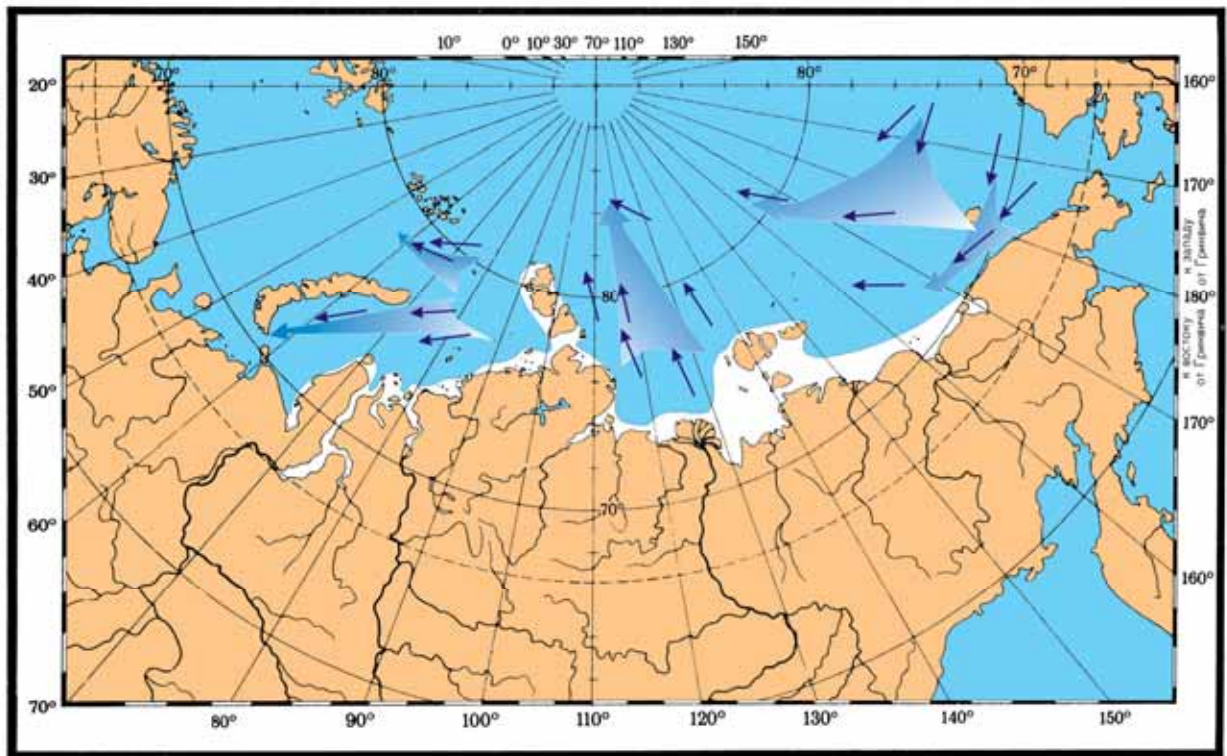


Рис. 1.15 – Средняя схема дрейфа льдов (апрель–июнь)

 – общее направление движения льда;  – векторы преобладающих направлений;  – припай

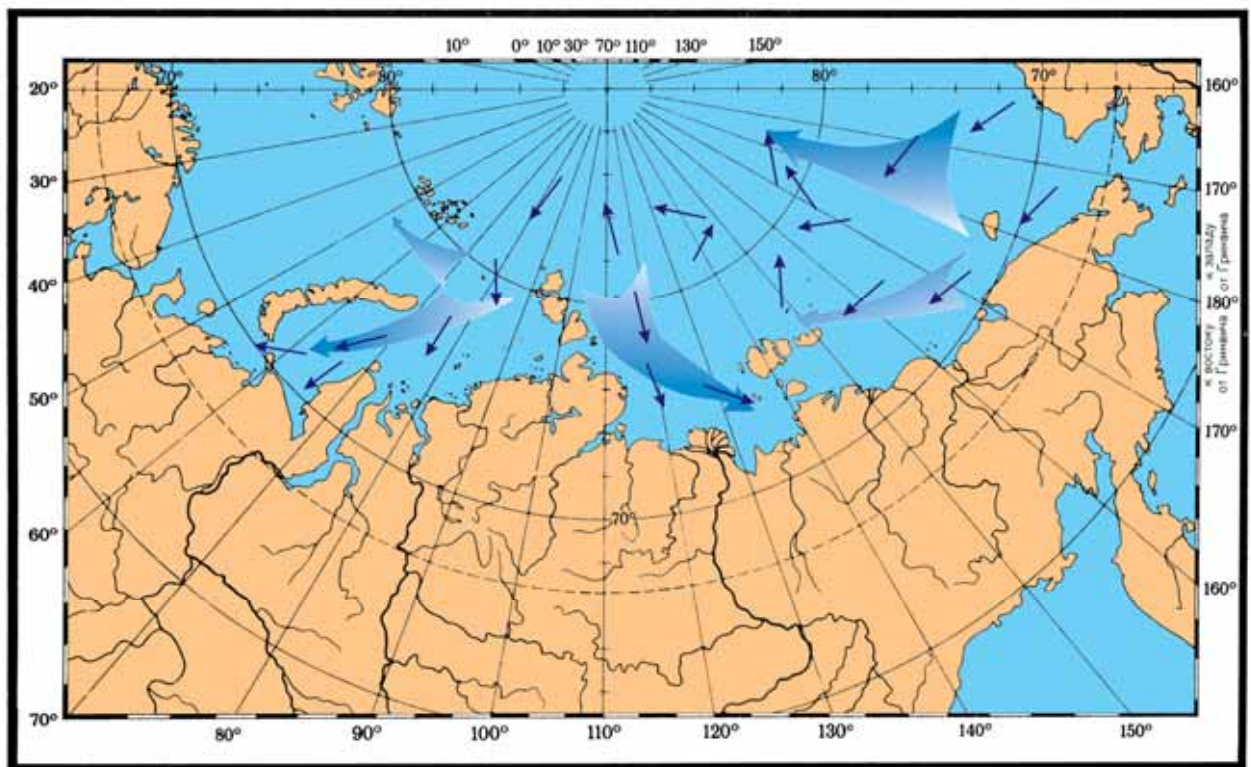


Рис. 1.16 – Средняя схема дрейфа льдов (июль–сентябрь)

 – общее направление движения льда;  – векторы преобладающих направлений;

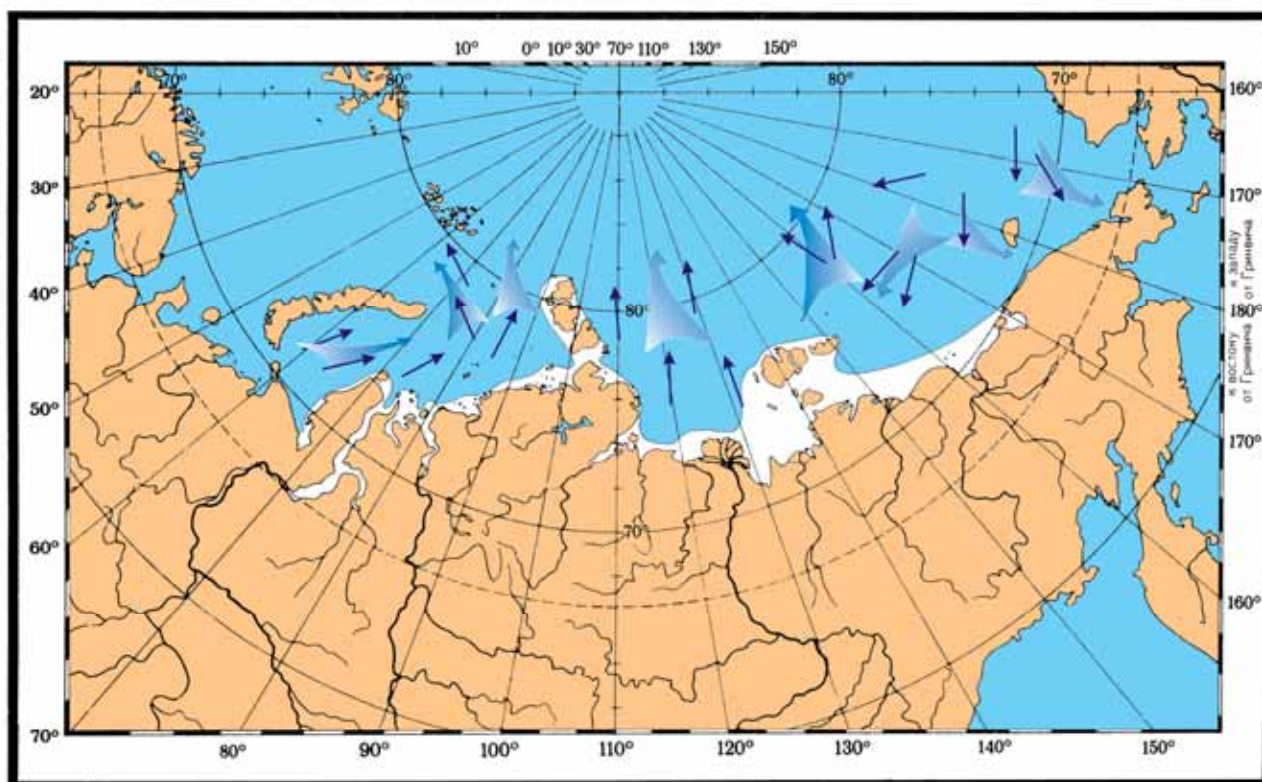


Рис. 1.17 – Средняя схема дрейфа льдов (октябрь–декабрь)

 – общее направление движения льда;
  – векторы преобладающих направлений;
  – припай

Положение в высоких широтах обуславливает недостаток солнечного тепла и соответственно слабый радиационный прогрев арктических морей. Однако в каждом из них инсоляция неодинакова, поэтому имеют место пространственные различия температуры воздуха. Относительно теплые крайние западное и восточное моря, наиболее холодные центральные, особенно Восточно-Сибирское.

Арктические моря испытывают влияние Полярного и Сибирского максимумов, Исландского и Алеутского минимумов, что определяет, в общем, муссонный тип атмосферной циркуляции над морями. В зависимости от расположения и интенсивности этих центров действия атмосферы складываются определенные синоптические условия над обширными пространствами арктических морей. Зимой для их западных и восточных районов характерна развитая циклоническая деятельность. Циклоны перемещаются с Атлантического и Тихого океанов и вызывают усиление ветров,

резкую смену погоды. В центральных морях преобладает антициклональная малооблачная погода со слабыми ветрами. Летом климатические различия между отдельными морями сглаживаются, так как изменяется характер атмосферной циркуляции, и она становится менее интенсивной. Летние циклоны не так глубоки, как зимние, и быстро заполняются. Главную роль в это время года играет непрерывный поток солнечной радиации, поступающей в течение полярного дня. Суровый климат - характерная природная черта арктических морей. Рассматриваемым морям свойствен большой материковый сток. Он особенно велик в морях Сибирской Арктики, куда реки несут ежегодно около 2340 км³ воды. Значительно меньше речных вод получает Баренцево море, в котором подавляющая часть стока сосредоточена в юго-восточной части. Основная масса материковой воды поступает в моря весной, когда они еще покрыты льдом, и в течение короткого лета. Вследствие своей малой плотности она растекается

по поверхности холодных морских вод и прослеживается на значительном удалении от устьевых областей. Речные воды – весьма существенный фактор формирования гидрологических условий арктических морей, особенно сибирских. С севера, запада и востока в моря Арктики поступают воды соответственно Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов. Холодные поверхностные воды Центрального Арктического бассейна распространяются на северных окраинах всех морей.

Теплые и соленые воды Атлантики поверхностными течениями разносятся в разные районы Баренцева моря и в виде глубокой (200 - 400м) прослойки они проникают по подводным желобам в Карское, Лаптевых и Чукотское моря. Теплые и соленые воды тихоокеанского происхождения хорошо выражены в нижних горизонтах Чукотского и отчасти Восточно-Сибирского морей. Притоком вод из соседних бассейнов определяются многие особенности арктических морей. В результате смешения речных и упомянутых океанских вод образуются поверхностные арктические воды. Они несколько распреснены, относительно прогреты и занимают подавляющую часть пространств сибирских арктических морей. На небольших глубинах (до 25 - 50 м) эти воды распространены от поверхности до дна. Летом они расслоены по вертикали, зимой – однородны. В более глубоких районах под поверхностными водами располагается более соленая и холодная прослойка, а в глубоких желобах ее подстилают относительно теплые и соленые атлантические воды. Отмеченная вертикальная структура вод в сибирских арктических морях затрудняет развитие конвективного перемешивания в районах сравнительно больших глубин, несмотря на сильное охлаждение и интенсивное льдообразование. В Баренцевом море стратификация вод менее обострена, поэтому конвекция здесь развита в большей степени. Для сибирских арктических морей, в общем, характерно перемещение поверхностных вод с

запада на восток вдоль материкового побережья и в обратном направлении в их северных районах. Заметно проявляются течения вокруг островов. Некоторые различия наблюдаются при преобладании антициклонического и циклонического типов атмосферной циркуляции. Циркуляция вод Баренцева моря осложнена потоками, поступающими из соседних с ним океанов. Арктические моря – приливные. В зависимости от конфигурации берегов приливы имеют большие или меньшие высоты. Льды круглогодично присутствуют во всех арктических морях. Даже летом сюда простираются отроги океанических ледяных массивов. Это их наиболее яркая отличительная особенность. В восточной части моря Лаптевых и в западной части Восточно-Сибирского моря наиболее широко (на тысячи километров) распространен припай. Это особый припайный район. Характерная черта арктических морей – образование крупных и местами постоянных заприпайных полыней. При сходстве природных условий арктических морей в целом, каждое из них имеет свою специфику, которая обуславливает особенности их гидрологического и гидрохимического режимов, пространственную и временную изменчивость полей концентраций загрязняющих веществ и уровней антропогенных нагрузок на водные и наземные биоценозы.

Баренцево море

Хорошая связь Баренцева моря с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, при относительно небольшом и локализованном речном стоке, делает химический состав баренцевоморской воды чрезвычайно близким к океаническим водам. Общие гидрохимические условия Баренцева моря во многом определяются его окраинным положением и особенностями гидрологических процессов, в частности хорошим перемешиванием водных слоев. С ним тесно связано содержание и распределение растворенных в воде газов и биогенных веществ.

Воды моря хорошо аэрированы. Содержание кислорода в толще воды по всей площади моря близко к насыщению. Максимальные величины в верхнем (0–25 м) слое в течение лета достигают 130%. Минимальное значение 70–75% обнаружено в глубоких частях Медвежинской впадины и на севере Печорского моря. Пониженное содержание кислорода наблюдается на горизонте 50 м, над которым обычно расположен слой воды с развитым фитопланктоном.

Количество растворенных в воде нитратов возрастает от материка к северу и от поверхности ко дну. Летом количество нитратов в поверхностном (0–25 м) слое уменьшается и к концу сезона они почти полностью потреблены фитопланктоном. Осенью с развитием вертикальной циркуляции содержание нитратов на поверхности начинает повышаться за счет поступления из нижележащих слоев.

Фосфаты обнаруживают такой же годовой ход стратификации, как нитраты. Следует отметить, что в районах распространения холодного промежуточного слоя последний замедляет обмен газами и питательными солями между поверхностными и глубинными слоями. Запас биогенных веществ в поверхностном слое пополняется летом за счет воды, образованной при таянии льда. Этим объясняется вспышка развития фитопланктона у кромки льдов.

Карское море

Широкое сообщение с океаном, образование и таяние льда, большой речной сток сказываются на гидрохимических условиях, в частности на содержании и распределении кислорода и биогенных веществ в море. В начале лета и осенью в его северной части верхний слой, как правило, перенасыщен кислородом. Во время летнего прогрева отмечается значительное уменьшение содержания кислорода. Это объясняется тем, что с повышением температуры воды уменьшается растворимость кислорода, который к тому же потребляется организмами.

Юго-восточная часть моря характеризуется относительно низким содержанием кислорода на поверхности. Оно меняется здесь в пределах 80–90% насыщения. Понижение содержания кислорода происходит и вследствие притока речных вод. С ним связано присутствие органического вещества, окисление которого повышает расход кислорода, и неблагоприятные условия для фотосинтетической деятельности (низкая прозрачность), понижающие выделение кислорода и т. д.

Для большинства районов Карского моря вертикальное распределение содержания кислорода имеет неравномерный ход и характеризуется двумя максимумами (на горизонтах порядка 10 и 75 м) и двумя минимумами (примерно на 50 и 100 м). Величины его достигают 90–100% насыщения. Такое распределение содержания кислорода по глубине связано с распределением температуры и плотности по вертикали, а также с перемешиванием вод при осенне-зимней вертикальной циркуляции, которая в разных районах достигает различных горизонтов. Летом верхний максимум обусловлен пониженной, по сравнению с поверхностной, температурой, а нижний – незначительным потреблением кислорода. Пониженное содержание кислорода совпадает с горизонтом, где происходит резкое повышение плотности. Здесь скапливаются отмершие планктонные организмы, происходит их распад, и процессы окисления протекают весьма интенсивно, что влечет за собой повышенный расход кислорода. В юго-восточной части моря, несмотря на ярко выраженный слой скачка плотности, значительное понижение кислорода наблюдается довольно редко, так как он расположен близко к поверхности, а весь верхний однородный слой доступен ветровому перемешиванию и, следовательно, пополнению кислородом из атмосферы. Турбулентное перемешивание на поверхности раздела уничтожает минимум кислорода в слое скачка плотности. Последний, однако, создает непреодолимое препятствие для вентиляции придонных вод, где обычно

наблюдается пониженное содержание кислорода, величины которого колеблются около 70 %.

Распределение биогенных веществ характеризуется понижением их концентраций с юга на север. Летом верхний слой толщиной 25—30 м обычно обеднен фосфатами и нитратами в связи с потреблением их фитопланктоном. Ниже содержание этих элементов несколько повышается. Присутствие льдов не отражается на содержании фосфатов, но заметно сказывается на количестве нитратов в воде. Минимум их наблюдается в разреженных льдах, максимум - на чистой воде. Объясняется это тем, что нитраты извлекаются из воды фитопланктоном, которого больше всего у кромки льдов и мало - вдали от нее.

Море Лаптевых

Большой материковый сток и свободная связь с Северным Ледовитым океаном сказываются на гидрохимических условиях моря Лаптевых. В типичном для морей солевом составе вод этого моря отмечается относительно пониженное содержание магния, сульфатов и хлора, а натрия, калия, кальция и углекислоты в них растворено несколько больше, чем в океане.

По содержанию растворенного кислорода северная часть моря несколько богаче, чем южная, что связано с худшей аэрацией на юге из-за резкого различия плотности по вертикали. В конце лета поверхностный слой (0—10 м) в большинстве районов моря имеет около 100 % насыщения кислородом. В другие сезоны содержание кислорода, по-видимому, понижается. С возрастанием глубины количество кислорода становится меньше. На юге это более заметно, чем на севере, куда поступают хорошо аэрированные воды Центрального Арктического бассейна. В противоположность распределению кислорода в поверхностном слое моря отмечается весьма низкое содержание фосфатов и нитратов. Иногда их количество сокращается до «биологического нуля», что

свидетельствует о значительном потреблении их планктоном. С глубиной количество их плавно повышается, но, так как летом перемешивание весьма ограничено, биогенные вещества не поднимаются к поверхности и не пополняют расход.

Восточно-Сибирское море

Характерные черты гидрохимических условий Восточно-Сибирского моря иллюстрируют содержание и распределение кислорода и фосфатов в нем. Осенью и зимой воды Восточно-Сибирского моря хорошо аэрированы. Относительное содержание кислорода со временем меняется незначительно: - от 96 до 93 % насыщения. Уменьшение содержания кислорода связано с расходом его на окисление органических веществ, что интенсивнее всего происходит у дна. Поэтому и кислородный минимум находится в придонном слое.

В эти же сезоны отмечается довольно высокое содержание (от 125 до 40 мкг/л) фосфатов в морской воде. Это объясняется слабым развитием фитопланктона под ледяным покровом. Весной и летом активный газообмен с атмосферой и интенсивный фотосинтез ведут к повышению относительного содержания кислорода в воде до 105—110% насыщения. Бурно развивающийся в особенности у кромки льдов фитопланктон активно потребляет фосфаты, из-за чего содержание их в воде понижается до 20 и даже до 10 мкг/л.

Чукотское море

Широкая связь с Центральным Арктическим бассейном, небольшой речной сток и поступление тихоокеанских вод определяют гидрохимические условия Чукотского моря, для которых характерны океанические черты и почти не заметно влияние материковых вод. Содержание кислорода и питательных солей в воде не одинаково по площади и по горизонтам моря, а также меняется от сезона к сезону. Поздней осенью и зимой, когда ледяной покров изолирует

море от атмосферы, количество кислорода невелико в верхних слоях и ничтожно мало у дна. Весной и особенно летом свободное ото льда пространство моря обогащается кислородом. Высокое относительное содержание его (112—130 %) наблюдается в верхних слоях, которые на юге охватывают горизонты 0—50 м, на севере - 0—10, а среди льдов - только 0—5 м. Таким образом, богатый кислородом слой выклинивается с юга на север. Под ним количество растворенного кислорода уменьшается. Понижается относительное содержание этого газа и в прибрежной зоне моря, где он расходуется на окисление органических веществ, приносимых материковым стоком.

Количество растворенных в воде питательных солей, в частности фосфатов, значительно больше зимой, чем летом, когда они интенсивно потребляются планктоном. По той же причине их меньше в поверхностных горизонтах по сравнению с глубинными. В северных районах моря содержание фосфатов у поверхности составляет 40 мкг/л, а у дна 70—80 мкг/л. В южной части моря количество их уменьшается до 6 мкг/л на поверхности и до 50 мкг/л у дна.

1.6. Рельеф

Кольский полуостров находится на северо-восточной оконечности Балтийского кристаллического щита, сложенного в основном гранитами и гнейсами. Основные особенности рельефа полуострова обусловлены многочисленными разломами и трещинами кристаллического щита, а также носят следы мощного воздействия ледников, сгладивших вершины гор и оставивших большое количество моренных отложений. Горы полуострова чаще всего имеют столообразную форму – высокие плоские плато круто обрываются к окружающим их низинам. Плато рассечены глубокими долинами и ущельями. Поверхность их покрыта голыми каменными россыпями и

обломками скал. На формирование рельефа большое влияние оказала и размывающая деятельность рек, которые сносят много обломочного материала и образуют мощные дельты в устьях. К югу от горного района находится Южная озерная низина, занятая обширными болотами, многочисленными озерами. Значительная часть низины занята бассейном реки Пиренги, состоящим из озер, соединенных короткими протоками [23,25].

Центральный горный район расположен между государственной границей и Ловозером. Долины рек и озера расчленяют этот хребет на отдельные массивы - тундры. Здесь выделяются своей высотой Рослим, Туадаш, Сальные, Монче, Чуна, Волчи, Хибинские и Ловозерские тундры. В равнинных районах встречается много холмов, покрытых лесом, или варак, как их здесь называют. Тектонические силы, образовавшие горы, оставили провалы и разломы земной поверхности и за пределами гор. Именно в этом районе расположены крупнейшие озера-Имандра и Умбозеро. Крупные реки, образовавшиеся еще до оледенения, текут в U-образных долинах, разработанных ледником, а мелкие, появившиеся уже после оледенения, - в узких каньонообразных долинах. К югу от горного района находится Южная озерная низина, простирающаяся от границы с Финляндией до среднего течения Умбы и занятая обширными болотами, многочисленными озерами, возвышенностями до 500 м. На северо-западе низина ограничена тундрами-Корва, Вува, Лива, Заячьими и Нявка, на юго-западе - высотами Риколатва и Келесуайв, Кандалакшскими и Колвицкими тундрами, примыкающим к Кандалакшскому берегу и круто спадающим к Белому морю. Восточный район Кольского полуострова по рельефу можно разделить на северную, центральную и южную части. Северную

часть занимает плато, круто обрывающееся к Баренцеву морю и горлу Белого моря. Плато пересечено ущельями, по которым протекают реки Харловка, Иоканга, Восточная Лица, низовье Поноя. К югу плато постепенно повышается до 300 м и резко обрывается к центральной болотистой низине.

Территория Архангельской области в целом представляет собой обширную равнину со слабо выраженным уклоном к Белому и Баренцеву морям, равнинность местами нарушается конечно-моренными всхолмлениями, образовавшимися в результате деятельности древнего ледника. На северо-западе области сохранились мощные моренные нагромождения с множеством замкнутых впадин, занятых озерами, с холмами, сливающимися в целые цепи, по местному, горы (например, Летние горы Онежского полуострова). На юге выделяется Коношско-Няндомская возвышенность высотой до 250 м над уровнем моря, где обширные неглубоко врезанные речные долины спокойно чередуются с платообразными водоразделами. На востоке в пределы области входят Северный и Средний Тиман - низкогорье, состоящее из ряда параллельных гряд с платообразными вершинами высотой до 400-450 м. На западе вдоль Онежского залива протянулся кряж Ветренный Пояс. На плоских водораздельных плато на западе области, где ближе всего к поверхности подходят палеозойские известняки и мергеля, широко распространены карстовые явления. Низины обычно выполнены толщами морских, озерно-ледниковых и аллювиальных наносов. На изменение рельефа влияют эрозия (ежегодно в бассейне Северной Двины смывается до 660 кг почвы с 1 га), морской или озерный прибой, карстовые процессы, превращающие целые участки близ Кулоя и Пинеги в «дурные» земли,

аккумулирующая деятельность льдов на озерах и реках.

Равнина расчленена широкими древними ложбинами, занятыми в настоящее время долинами рек, которые текли в этом направлении еще в ледниковое время.

К востоку от р. Онеги кристаллические породы Балтийского щита глубоко погружаются и геологическую основу создают палеозойские породы, перерытые мощным чехлом рыхлых четвертичных наносов ледникового и морского происхождения. рельеф территории ровный, на севере (п-ов Канин) это волнистая ледниковая равнина, сильно заболоченная, особенно в южной части полуострова. С юго-востока на северо-запад на севере полуострова тянется узкая возвышенность Канин Камень, сложенная щебнистыми коренными породами. В северо-западной части равнины имеются ледниковые формы рельефа времен последнего валдайского оледенения – холмистые конечно-моренные гряды, ледниковые озера, зандровые поля. Значительно распространены карстовые формы (Онежско-Двинский водораздел, Пинеги-Кулойский район) – пещеры, карстовые озера, карстовые башни.

Ненецкий округ расположен на Печорской низменности, протянувшейся от Тиманского кряжа до хребта Пай-Хой и занимает местность именуемую Малоземельная тундра (на западе) и Большеземельная тундра (на востоке). В физико-географическом отношении она крайне неоднородна, поскольку в ней имеются равнинные и горные территории, а в зональном отношении она тянется от тундровой зоны до таежной. Рельеф – равнинный, лишь небольшая возвышенность на Югорском полуострове (гора Большая Надея, высота 428 м), что создает благоприятные предпосылки для промышленного освоения территории. На

всей территории округа распространена многолетняя мерзлота [22].

Рельеф Республики Коми преимущественно равнинный. С юго-востока на северо-запад протягивается Тиманский кряж, на востоке – хребты Северного, Приполярного (высота до 1895 метров, гора Народная) и Полярного Урала. Развита карстовые формы рельефа (воронки, поля, пещеры). Между Уралом и Тиманским кряжем расположена Печорская низменность.

Равнинная часть – волнистая, местами холмистая ледниковая равнина, сложенная рыхлыми ледниковыми, озерно-ледниковыми и морскими четвертичными отложениями, на севере переходящая в полосу морских террас, нередко с дюнами на побережье. На крайнем западе расположена возвышенность Тиманский кряж, представленная невысокими грядами – Косьминский Камень, Тиманский Камень и др. высотой до 470 м, сложенная верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими метаморфическими породами, рельеф в этой части холмисто-грядовой. Полярный Урал на крайнем востоке включает хребет Пай-Хой, мелкопочник высотой до 467 м, и северную часть собственно Полярного Урала до 1100 м высотой Преобладающий тип рельефа – сглаженная платообразная поверхность, со следами покровного оледенения, расчлененная глубокими троговыми долинами, альпинотипные формы редки. На юге сосредоточена значительная часть современных ледников Урала, вершины гор острые, гребневидные, на склонах обычны кары и цирки.

Рельеф Ямало-Ненецкого автономного округа – низменная равнина, средняя высота до 100 м над уровнем моря со множеством озер и болот. Правобережная, материковая часть округа представляет слегка всхолмленное

плато с небольшим уклоном на север. Наиболее приподнятые участки низменности находятся на юге округа в пределах Сибирских увалов. Поверхность Ямальского, Тазовского и Гыданского полуостровов, особенно прибрежных террас, расчленена густой сетью оврагов, логов, ложбин и мелких речных долин. Горная часть округа занимает неширокую полосу вдоль Полярного Урала от Константинова Камня на севере до верховьев р. Хулга на юге и представляет собой крупные горные массивы общей протяженностью свыше 200 км. Средняя высота южных массивов 600-800 м. Наиболее высокими вершинами являются горы Колокольня – 1305 м, Пай-Ер – 1499 м и др. В рельефе Полярного Урала широко представлены ледниковые формы: кары, трого, ледниковые озера, моренные холмы. Большое скопление снега в каровых углублениях и неровностях рельефа, значительная облачность и относительная влажность воздуха, низкое положение солнца над горизонтом – все эти условия привели к образованию на Полярном Урале небольших ледничков карового типа ниже снеговой линии. Широкое развитие имеют нагорные террасы [24].

По характеру поверхности самый северный полуостров Азии делится на 3 части: [Северо-Сибирская низменность](#), горы [Бырранга](#) (высота до 1146 м.), тянущиеся с юго-запада на северо-восток, и прибрежная равнина вдоль побережья Карского моря. Горы Бырранга – наиболее северный в мире континентальный горный массив, северные отроги его располагаются близ мыса Челюскин, с юга в центральной части он ограничен рекой Верхняя Таймыра и озером Таймыр. Отдельные горные анклавы имеются западнее р. Пясины, а также в восточной части. Высота гор увеличивается к востоку, достигая там 1146 м; средние высоты центральной части – 400-500 (до 600) м. Площадь горного массива – около 170000

км². Центральная часть гор – от р. Пясины до восточного побережья оз. Таймыр – система параллельных плосковершинных хребтов, разделенных глубокими межгорными котловинами с меридионально направленными долинами притоков р. Таймыры и оз. Таймыр или озерами разломного типа; обильны крупные ручьи с долинами разной степени развитости. В восточной части расположение хребтов хаотичное, вершины выпуклые, альпинотипные; ширина горной системы больше. Горы полностью находятся в зоне многолетней мерзлоты, сезонное оттаивание колеблется от 1.2 м на щебнях до 0.2 м на торфяниках речных террас. Широко распространены практически все типы мерзлотных процессов и явлений. Наиболее обычно криогенное выветривание грунтов с формированием пятнистого нанорельефа, развита солифлюкция различных форм. Развитие жильных льдов и сопутствующего им полигонального рельефа происходит на террасах рек в межгорных долинах. Здесь же обычен блюдцевый термокарст; проявления линейного термокарста обычны на склонах (делловые комплексы). Имеется очаг современного оледенения – ледник Неожиданный в высшей точке Восточного нагорья, в этом секторе есть и мелкие ледники. На севере горы постепенно снижаются и переходят в Карское плоскогорье с высотами 200-400 (до 700) м.

Таймырский район Красноярского края занимает весь полуостров Таймыр, большую часть Северо-Сибирской низменности, северную часть Среднесибирского плоскогорья и архипелаг Северная Земля (высота до 1629 м над уровнем моря на плато Путорана). Побережье сильно изрезано (крупные заливы – Енисейский, Пясинский и Хатангский). Северо-Сибирская (Таймырская) низменность при ширине около 600 км простирается на 1,4 тыс. км между приустьевыми отрезками

рек [Енисей](#) и [Оленёк](#). Таймырская низменность – холмисто-увалистая равнина с высотами от 50 до 250 м, сложенная ледниковыми, озерно-ледниковыми, морскими, и современными озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. Моренные гряды зырянского и сартанского оледенений простираются как в меридиональном, так и в широтном направлениях, сложены ощепленными суглинками. Морские равнины сложены глинами каргинского и казанцевского, а на западе санчуговского возраста, обнажения солоноватых глин часто вскрываются в долинах рек и ручьев. Широко развиты криогенные процессы – термокарст, криогенная солифлюкция, полигонально-жильное льдообразование, криогенное выветривание, пятнообразование и связанные с ним формы микро- и нанорельефа: бугры-байджарахи, пятна-медальоны, дели, термокарстовые просадки, полигонально-валиковые комплексы и др. эти же процессы характерны для узкой полосы приморских равнин, простирающихся севернее гор Бырранга. Значительную часть территории занимают ледники и вечная мерзлота.

Территория Норильского промышленного района занимает северо-западную окраину Сибирской платформы, в пределах северной половины ее тунгусской синеклизы, протягиваясь более чем на 700 км с юга на север, от 65° с.ш. до оз. Пясино, ограничиваясь с запада р. Енисей, с востока – восточными окраинами плато Путорана и Сыверма, а на севере – Северо-Сибирской низменностью. В орографическом отношении территория делится на Приенисейскую равнину и горные массивы плато Путорана. Равнина является продолжением Западно-Сибирской низменности, это низменная, заозеренная поверхность со слабым уклоном на северо-запад, сложенная преимущественно ледниковыми, озерно-

ледниковыми и аллювиальными (долина Енисея) отложениями. Горы Путорана поднимаются среди окружающих территорий в виде гигантского купола, высотой до 1700 м в центральной части, поверхность их поднята ступенями. Они включают в себя прилегающие горные массивы Хараелах, Норильское плато, Лонтокойский Камень, Ламские горы. Горы сложены очень твердыми диабазами и базальтами, представляющими собой эффузивные и лавовые толщи пермского и триасового возраста, а также легко поддающимися выветриванию вулканическими туфами. Для плато характерны равнинный характер сильно приподнятых междуречий, резкие перегибы от них к склонам глубоко врезаемых долин, обычно представленные почти отвесными столбчатыми скалами, ступенчатость склонов, обусловленная горизонтальным залеганием лавовых пластов, слабо выработанные долины рек и обилие озер разломного типа. Плато сильно расчленено глубокими, крутосклонными речными долинами, расходящимися на все стороны от центральной части массива и достигающими глубины 800-1200 м.

В пределах района наибольшие абсолютные отметки имеет гора Гудчиха (683 м) и гора Листвянка (767 м). Озерно-аллювиальная западинно-бугристая Норильско-Рыбнинская долина, разделяющая плато Хараелах и Норильское, пересекает территорию Норильского промышленного района с юго-востока на северо-запад. Ширина долины изменяется в пределах района от 20 до 30 км до 70-75 м (юго-восточная и краевые части). Западная часть территории района представляет собой предгорную водно-ледниковую холмисто-увалистую возвышенность с абсолютными отметками от 100 до 200 метров.

Большую часть республики Якутии (Саха) занимают невысокие горные системы и плоскогорья. Огромная территория Якутии принадлежит в основном к двум крупнейшим тектоническим структурам — Сибирской платформе и Верхояно-Чукотской области мезозойской складчатости. Строение рельефа, характер и условия залегания горных пород неоднородны. На Сибирской платформе развиты плоскогорья, пластовые плато и равнины, на южной ее окраине, в пределах Алданского щита, находится нагорье с интенсивно расчлененным рельефом. Верхояно-Чукотская складчатая область характеризуется рельефом, развивающимся преимущественно на мезозойском складчатом основании. Наряду с горными районами здесь встречаются низменности. Западная часть Якутии относится к Среднесибирскому плоскогорью, на севере которого расположено Анабарское плато (до 905 м). В бассейне верхнего течения Вилюя расположено Вилюйское плато, наивысшая отметка которого 962 м. Еще южнее простирается в широтном направлении Приленское плато. Абсолютные отметки его постепенно опускаются от 500-600 м на юге до 300 м на севере к долине Лены. С юга Алданское нагорье окаймлено Становым хребтом, который разделяет бассейны рек Лены и Амура. Вдоль побережья моря Лаптевых простирается Северо-Сибирская низменность. Ее абсолютные отметки преимущественно менее 100 м и лишь в районах распространения холмисто-ледникового рельефа достигают 150-200 м.

Вся Восточная Якутия, включая бассейны рек Алазеи, Индигирки, Яны, частично Алдана и Лены (правобережные притоки), является частью Верхояно-Чукотской области мезозойской складчатости. Она весьма неоднородна по рельефу и геологическому строению. На западе области простирается

Верхоянский хребет. Его западные склоны обрываются к долинам рек Лены и Алдана уступом до 150-250 м. Хребет Черского на 300 км длиннее Альп. Его длина 1500 км, ширина достигает 400 км.

Современный рельеф Чукотского автономного округа - контрастный и неоднородный. Колымско-Чукотская горная область включает Анюйское нагорье, северную часть Чукотского нагорья и простирается на восток до Берингова пролива. Здесь преобладает низкогорный рельеф. Самая высокая гора Великая (1888,3 м). В бассейне реки Большой Анюй находится группа Анюйских вулканов. Это единственный в регионе район, где можно наблюдать молодой вулканический рельеф. Береговая линия в пределах этой области сильно изрезан, много лагун, морских кос большой протяженности. Охотско-Чукотская горная область включает Анадырское нагорье и южную часть Чукотского нагорья. Здесь рельеф контрастный, имеет альпинотипный облик, среднегорье сменяется низкогорьем и равнинным рельефом межгорных впадин. Анадырско-Корякская горная область расположена на юго-востоке Чукотки. Значительную ее часть

занимает Корякское нагорье, состоящее из хребтов, кряжей, разделенных межгорными понижениями. Это центр одного из очагов современного оледенения Чукотки. Анюйская низменность, охватывающая низовья рек Большой и Малый Анюй, Хетаган, Яровая, представляет собой заболоченную, слегка всхолмленную равнину. Большую часть низменности занимают участки с интенсивным развитием термокарста. Здесь много озер различных размеров, формируется овражная сеть. Анадырская низменность на больших пространствах заболочена и заозерена .[21].

Рельеф Ханты-Мансийского автономного округа представлен сочетанием равнин, предгорий и гор. Выделяются возвышенные равнины (150-301 м), низменные (100-150 м), а также низины (менее 100 м). В поймах Оби и Иртыша абсолютные высоты составляют 10-50 м. Для уральской части округа характерен среднегорный рельеф. Протяженность горной области составляет 450 км при ширине 30-45 км. Максимальные высоты: г. Народная, 1894 м (Приполярный Урал) и г. Педы, 1010 м (Северный Урал).

Литература

- 1 Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – Вып. 3, часть 1. – 300 с.
- 2 Бартенева и др., 1991
- 3 Нагурный и др. – 1991
- 4 Тимерев и Егоров. –1991
- 5 Иванов В.В. Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. – 1976. – Т. 323. – С. 138-147
- 6 Шпайхер А.О. Количество пресной воды в морских льдах полярных областей земного шара // Труды ААНИИ. – 1976. – Т. 323. – С. 168-177.
- 7 Антонов В.С. Природа движения вод и льдов Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. – 1968. – Т. 285. – С. 148-177.
- 8 Иванов В.В., Русанов В.П., Гордин О.И., Осипова И.В. Межгодовая изменчивость распространения речных вод в Карском море // Труды ААНИИ. – 1984. – Т. 368. – С. 74-81.
- 9 Буйневич А.Г., Русанов В.П., Смагин В.М. Распространение речных вод в море Лаптевых по распределению гидрохимических элементов // Труды ААНИИ. – 1986. – Т. 358. – С. 116-125.
- 10 Иванов В.В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей Арктики. – В кн. Факторы и принципы физико-географического районирования полярных областей Земли» – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С. 102-120.
- 11 Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 384 с.
- 12 Антонов В.С. Распределение речных вод в Арктических морях. // Труды ААНИИ. – 1957. – Т. 208. – С. 25-53.
- 13 Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. – 1979. – Т. 355. – 144 с.
- 14 Иванов В.В., Никифоров Е.Г. Пути возможных изменений гидрологического режима Карского моря под влиянием межбассейновой переброски стока рек // Тр. ААНИИ. – 1976. – Т. 314. – С. 176-182.
- 15 Атлас Арктики. – М.: ГУГК, 1985. – 198 с.
- 16 Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – Изд.: МО, 1980. – 184 с.
- 17 Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 347 с.
- 18 Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 266 с.
- 19 Николаева А.Я. Результаты расчетов дрейфа льда и использования их для прогноза местоположения дрейфующих станций // Труды ААНИИ. – 1977. – Т. 341. – С. 5-17.
2. Кундышев А.С. Палинотратиграфия и ландшафты кайнозоя Ванкаремской впадины (Чукотка), ДВО АН СССР, Владивосток, 1992
21. Лаптева Е.М. Современное состояние ландшафтов долины р.Печоры, Экология и рациональное природопользование на рубеже веков, Томск, 2000.
- 22 Макиевский С.И., Никонов А.А. О рельефе, геологической структуре и их взаимоотношении в западной части Кольского полуострова. Наука, Ленинград, 1964.

23 Полякова Т.Ю. Физическая география
Ямало-Ненецкого автономного округа:
Рабочая тетрадь, 2005

24 Середкин М.В. Ковдорский массив//
ИГЕМ РАН, Мурманская область, 1999