

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

- Охраняемые природные территории России: анализ многолетних наблюдений, под ред. А. Кокорина, А. Кожаринова, А. Минина, М., Русский университет, ч. 2, с. 16–31.
- Шиятов С. Г., Терентьев М. М., Фомин В. В., 2005.** Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ на Полярном Урале, Экология, № 2, с. 1–8.
- Щербатюк А. С., Суворова Г. Г., Янькова Л. С., Русакова Л. В., Копытова Л. Д., 1999.** Видовая специфичность реакции фотосинтеза хвойных на факторы среды, Лесоведение, № 5, с. 41–49.
- Climate Change 2007, 2007.** Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry M. L., Canziani O. F., Palutikof J. P., van der Linden P. J., and Hanson C. E., eds., Cambridge, UK, Cambridge University Press, 976 p.
- Giardina C. P. and Ryan M. G., 2000.** Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature, Nature, vol. 404, pp. 857–861.

2.7. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА И ЛЕДНИКОВЫЕ СИСТЕМЫ

Ведущие авторы: О. А. Анисимов, Ю. А. Анохин, А. Н. Кренке

Авторы: М. Д. Ананичева, П. М. Лурье, Л. Т. Мяс
Редактор-рецензент: А. А. Величко

2.7.1. Общая характеристика

Изменения климата, в первую очередь изменение термического режима и осадков, непосредственно сказываются на состоянии объектов криосферы — континентальной многолетней мерзлоте, ледниковых системах арктических островов и горных ледниковых системах. Это приводит не только к изменению их роли в климатической системе, но и меняет условия хозяйственной деятельности в ряде регионов, где она зависит от состояния этих объектов.

Зона континентальной многолетней мерзлоты — криолитозона — занимает значительную часть территории континентов Северного полушария. Рисунок 2.7.1 дает представление об ее распространении в Евразии в XX веке (фрагмент карты из работы (Brown et al., 1997)), а рис. 2.7.2 — на территории СССР (Кудрявцев и др., 1978).

Увеличение температуры многолетнемерзлых почвогрунтов и глубины сезонного протаивания в XX веке отмечалось многими исследователями. На севере Аляски с начала XX столетия до 1980-х годов температура верхнего горизонта многолетнемерзлых грунтов увеличилась на 2–4°C (Lachenbruch and Marshall, 1986; Osterkamp and Romanovsky, 1999), а в последующие 20 лет еще в среднем на 3°C (Nelson, 2003). На северо-западе Канады верхний слой многолетней мерзлоты с 1975 по 1995 г. стал теплее на 2°C (Majorowicz and Skinner, 1997).

Последствия потепления климата для континентальной многолетней мерзлоты и ледниковых систем могут иметь как региональный, так и глобальный масштабы. К важным региональным последствиям можно отнести изменение несущих свойств многолетнемерзлых грунтов, что влияет на

состояние зданий и технических сооружений (см. разделы 2.2 и 3.2), и изменение гидрологического режима рек, имеющих ледниковое питание, что сказывается на водных ресурсах. К глобальным последствиям можно отнести возможное воздействие на глобальную климатическую систему при усилении эмиссии парниковых газов из оттаивающих многолетнемерзлых почвогрунтов.

Деградация многолетней мерзлоты уже сейчас причиняет заметный ущерб населению и экономике многих северных стран, и перспектива ее усиления вызывает серьезные опасения (Fedogov, 1996). Эта проблема является особо существенной для России, где многолетнемерзлые породы занимали в XX веке более половины (63–67%) территории страны. На многолетней мерзлоте стоит множество населенных пунктов Восточной и Западной Сибири, проложены и прокладываются нефте- и газопроводы, автомобильные и железные дороги, линии электропередач и коммуникаций. Проблема деградации многолетней мерзлоты особо значима для территории севера Западной Сибири, где расположен 81% доказанных месторождений нефти и газа.

Криолитозона подразделяется на три части в зависимости от сомкнутости многолетнемерзлых пород, а именно, на зоны со сплошным (более 90% площади), прерывистым (50–90%) и островным (менее 50%) их распространением.

Влияние изменения климата на ледниковые системы (в том числе арктических островов, гор) обладает определенной спецификой, иногда осложняющей атрибуцию наблюдаемых изменений. Размеры и режим ледников весьма изменчивы. Причиной их изменений могут быть как внешние условия, определяемые климатом, так и внутренние динамические процессы, происходящие в ледниках.

В данном разделе для полноты картины описаны изменения ледниковых систем не только на территории России, но и других стран СНГ.

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

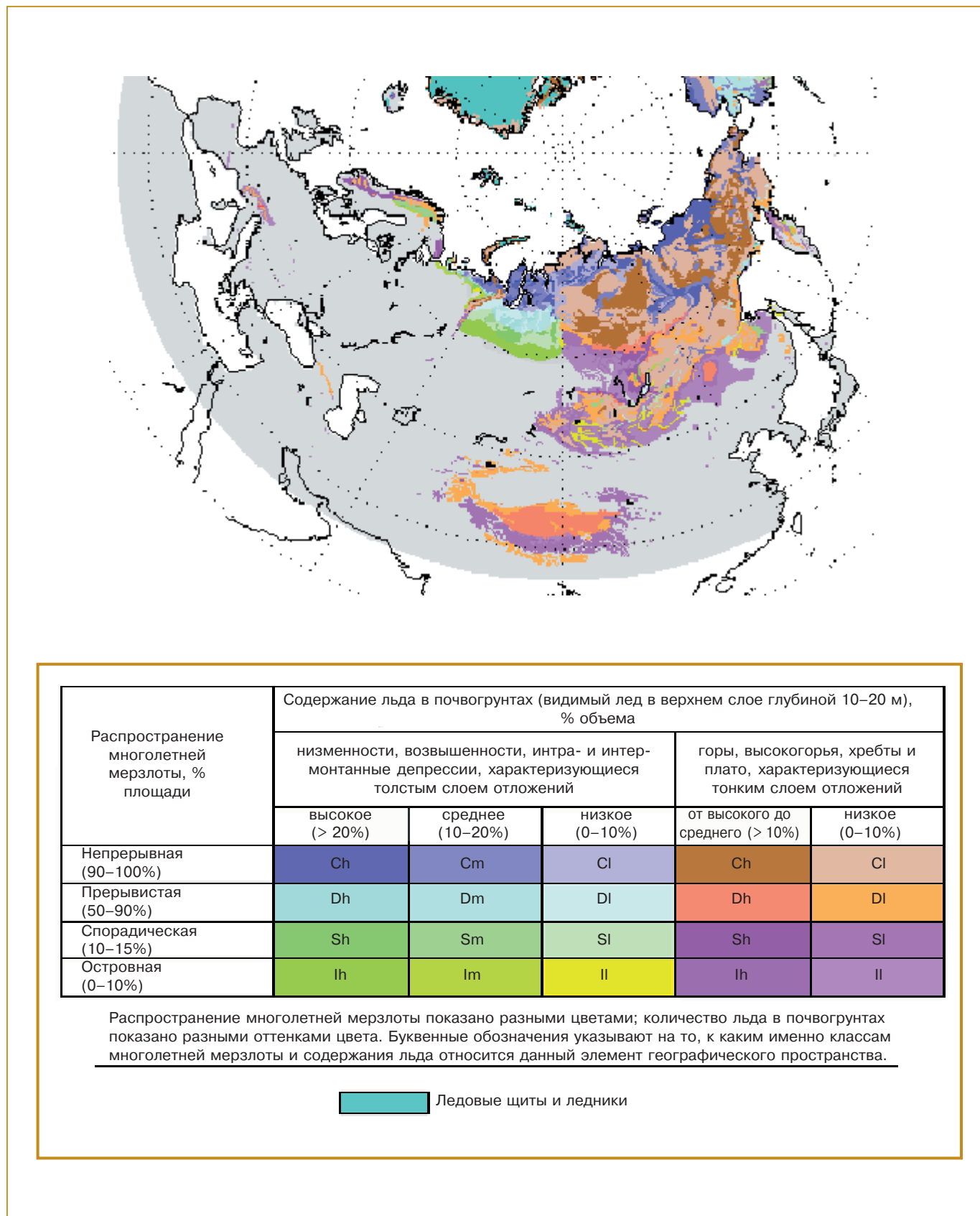


Рис. 2.7.1. Распределение многолетней мерзлоты в Евразии в XX веке. Фрагмент глобальной карты из работы (Brown et al., 1997). Разными цветами обозначается среднее относительное содержание льда.

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

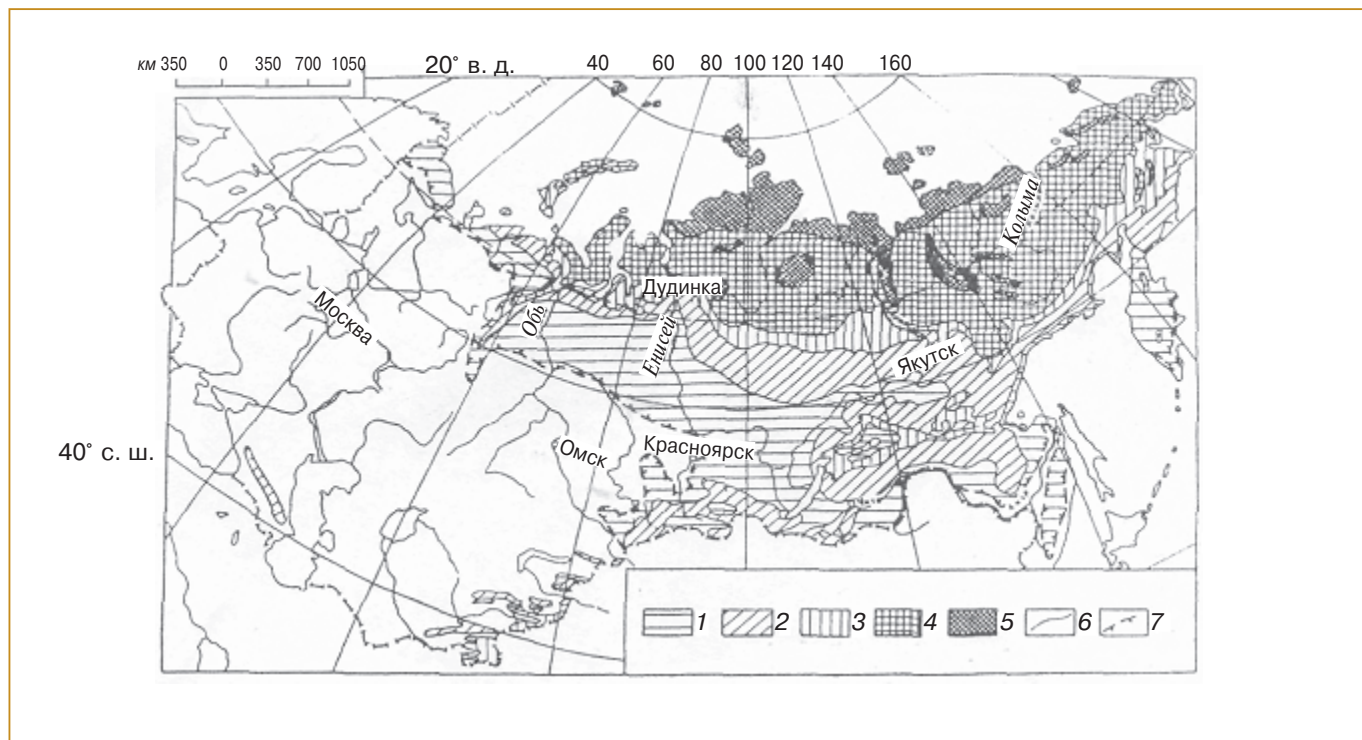


Рис. 2.7.2. Распространение многолетнемерзлых пород (ММП) на территории СССР (Кудрявцев и др., 1978). 1 — зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со средне-годовыми температурами $T_{\text{ср}}$ от -1 до 3°C и мощностью мерзлой толщи M от 0 до 100 м; области 2, 3, 4, 5 входят в зону сплошного распространения ММП, причем значения $T_{\text{ср}}$ и M в них меняются соответственно в следующих пределах: от -1 до -3°C , от 50 до 300 м; от -3 до -5°C , от 100 до 400 м; от -5 до -9°C , от 200 до 600 м; 6 — границы зон ММП; 7 — южная граница криолитозоны.

Состояние оледенения в XX веке на территории СССР подверглось детальному исследованию в 1960–1970-х годах, когда проводились широкие гляциологические работы по Международной гидрологической программе. Их итогом стал составленный на основании специального руководства (Руководство по составлению Каталога ледников СССР, 1967) Каталог ледников СССР (1967–1978), в основу которого легли картографические и аэрофотосъемочные материалы, относящиеся в основном к 1950–1960-м годам.

С тех пор климат существенно изменился, что отразилось на состоянии оледенения: во многих местах ледники сильно отступили, и их режим претерпел серьезные изменения.

2.7.2. Оценка изменений состояния криолитозоны по данным наблюдений

Увеличение температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы, произошедшее на большей части территории России к концу XX века, особенно в холодный период календарного года (Груза и др., 2001; Семенов, Гельвер, 2002; Груза, Ранькова, 2003), сказалось на состоянии криолито-

зоны. На это указывают сравнительные исследования изменения температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и термического режима многолетнемерзлых пород, проведенные на территории России в связи с современным потеплением климата. Основными параметрами, по которым проводилась оценка состояния многолетнемерзлых пород, были значения температуры на разной глубине и глубина сезонного протаивания.

Исследование температуры на разных глубинах (до 3,2 м) показало, что вслед за современным повышением температуры воздуха происходит переформирование термического режима почвогрунтов; в работе (Чудинова и др., 2003) обнаружено, что в период с 1961 по 2003 г. происходило повышение температуры почвогрунтов в Западной Сибири, Восточной Сибири и Забайкалье с темпом $0,05$ – $0,08^{\circ}\text{C}/\text{год}$, что привело к переходу на ряде станций в конце 1990-х годов среднегодовой температуры почвы на глубине 160 см через 0°C в сторону положительной температуры.

В работах (Павлов и др., 2002; Павлов, Малкова, 2005) приводятся результаты сравнительных исследований термического режима приповерхностных слоев атмосферы и литосферы в центре и

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

на севере Сибири в XX веке. Они показывают, что по сравнению с относительно холодными 1950-ми годами примерно на половине рассматриваемой территории повышение среднегодовой температуры воздуха к 2000 г. составило 1°C и более. Наибольшее потепление отмечается в центре и на юге Якутии (до $2,1^{\circ}\text{C}$), в Забайкалье, на территории Пур-Надымского междуречья, в восточной части Таз-Енисейского междуречья, в юго-восточной части Гыдана, а также в Среднем Приамурье. В то же время арктические острова, побережье полярных морей и значительная часть равнинной территории северо-востока страны характеризуются более слабым потеплением ($0,5\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$). С конца 1970-х годов в центральной части Якутии среднегодовая температура воздуха увеличилась в среднем на $2,5^{\circ}\text{C}$. Одновременно обнаружено увеличение температуры почвогрунтов, даже на больших глубинах: на севере Западной Сибири за период с конца 1970-х годов до середины 1990-х годов увеличение температуры на глубине 10 м составило $0,9\text{--}1,2^{\circ}\text{C}$ для районов сплошной криолитозоны, $0,9\text{--}1,4^{\circ}\text{C}$ для прерывистой и $0,2\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$ для островной криолитозоны (Павлов и др., 2002; Павлов, Малкова, 2005).

Однако при практически повсеместном и заметном повышении среднегодовой температуры воздуха на территории России на многих участках криолитозоны не наблюдается синхронного увеличения глубины сезонного протаивания. Это можно объяснить многофакторностью формирования температурного режима почвогрунтов. Он формируется не только под влиянием средней температуры воздуха, но также особенностей ее годового хода, высоты снежного покрова, влажности почвы, состояния растительного покрова (Анисимов, Белолуцкая, 2003, 2004). В работах (Израэль, Павлов и др., 2006; Израэль, Анохин и др., 2006) был проведен анализ влияния трех факторов — температуры воздуха, количества осадков, высоты снежного покрова на температуру на разных глубинах для ряда российских метеорологических станций, расположенных в области криолитозоны. Результаты оценок этих параметров приведены в табл. 2.7.1. Как следует из данных таблицы, изменения средней температуры воздуха за период 1991–2003 гг. по сравнению с нормой 1961–1990 гг. находятся в диапазоне от $0,3$ до $1,5^{\circ}\text{C}$, при этом наибольшие значения наблюдаются в Якутии и Забайкалье. Изменения средней температуры на глубине 160 см находятся в диапазоне от $-0,4$ до $1,1^{\circ}\text{C}$. Следует отметить, что аналогичный сравнительный анализ изменений сезонных значений температуры воздуха и почвогрунтов указывает на большую неоднозначность взаимосвязи этих параметров (Четвертое национальное сообщение РФ, 2006).

В табл. 2.7.1 приведены также результаты расчета линейного тренда для временных рядов среднегодовых значений температуры воздуха и почвы на глубине 160 см за 1961–2003 гг. Проверка на достоверность показала статистическую значимость на уровне 95%, если значения линейного тренда превосходят $0,02^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

При этом, как и для аномалий — изменений по отношению к норме 1961–1990 гг., — в оценках линейного тренда температуры почвы можно видеть несколько больший разброс значений по сравнению с оценками трендов температуры воздуха. Частично это может объясняться меньшей, чем для температуры воздуха, точностью данных мониторинга температуры почвы на глубинах (хотя для некоторых регионов имеются и достаточно точные термометрические данные, см. (Frauenfeld et al., 2004)), а также особенностями теплообмена между атмосферой и литосферой в разные сезоны. В связи с последним в работе (Шерстюков, 2008) проанализированы изменения температуры грунта на глубинах 80, 160 и 320 см с учетом этих сезонных особенностей. Показано, что дополнительный нагрев почвы в теплое время года за счет повышения температуры воздуха при наличии достаточно мощного снежного покрова, существенно уменьшающего теплообмен между атмосферой и почвой в холодное время года, теоретически может обеспечить больший положительный тренд среднегодовой температуры грунта по сравнению с трендом среднегодовой температуры воздуха.

Приведенные в табл. 2.7.1 данные об аномалиях количества осадков и максимальных за зиму среднемесячных значений высоты снежного покрова за период 1991–2003 гг. по сравнению с базовым периодом 1961–1990 гг. показывают, что однозначных тенденций в динамике этих параметров в области криолитозоны не обнаруживается, хотя увеличение как количества осадков, так и максимальной высоты снежного покрова произошло на большей части из рассматриваемых станций.

Повышение температуры почвогрунтов и увеличение глубины сезонного протаивания в конечном счете приводят к изменению южных границ криолитозоны, что обнаруживается при сравнении карт распространения континентальной многолетней мерзлоты (Анисимов и др., 2002), составленных для разных периодов времени. Так, на карте И. Я. Баранова для начала 1950-х годов южная граница многолетней мерзлоты проходит в целом вдоль 63° с. ш., что, очевидно, связано с предшествующим потеплением 1930–1940-х годов. На карте, составленной позже, южная граница многолетней мерзлоты на востоке региона сдвинута уже к 62° с. ш. Наибольшее изменение границы многолетней мерзлоты к югу фиксируется на карте, составленной во второй половине 1970-х годов, где

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

Таблица 2.7.1. Средние значения температуры воздуха T и грунта на глубине 160 см T_{160} , количества осадков R и максимальной за зиму среднемесячной высоты снежного покрова $H_{сн}$ за 1961–1990 гг. (норма), изменения их средних значений за 1991–2003 гг. по сравнению с нормой и линейный тренд (коэффициент регрессии, °C/год × 100) среднегодовых значений температуры воздуха и грунта на глубине 160 см за период 1961–2003 гг. (Израэль, Анохин и др., 2006)

№ п/п	Станция	Норма (среднее значение за период 1961–1990 гг.)				Изменение среднего значения за период 1991–2003 гг. по сравнению с нормой				Линейный тренд* в период 1961–2003 гг., °C/год × 100	
		T , °C	T_{160} , °C	R , мм	$H_{сн}$, см	T , °C	T_{160} , °C	R , мм	$H_{сн}$, см	T	T_{160}
1	Усть-Цильма	-1,9	3,6	46,3	61,6	0,3	0,5	-0,6	7,7	1,3	1,4
2	Печора	-2,4	4,2	47,7	88,8	0,3	0,4	5,7	-5,2	1,1	1,6
3	Няксимволь	-1,9	3,7	45,2	55,9	0,7	0,5	1,5	8,2	2,7	2,3
4	Березово	-3,6	3,3	43,9	59,8	0,3	0,9	1,2	7,3	1,2	3,3
5	Марре-Сале	-8,4	—	24,9	—	0,6	—	1,5	—	2,3	—
6	Ханты-Мансийск	-1,5	4,5	45,3	55,4	0,9	0,5	1,0	-4,9	4,2	3,0
7	Туруханск	-6,6	2,3	46,5	115,4	0,6	0,3	5,3	-10,9	3,5	2,5
8	Енисейск	-1,7	4,5	40,1	49,7	1,3	0,5	-2,9	1,4	5,4	2,0
9	Тура	-9,2	-0,6	30,8	44,4	1,1	0,7	2,8	6,2	4,1	3,2
10	Ванавара	-6,1	1,2	34,2	53,8	1,2	0,9	0,3	2,5	5,0	4,2
11	Хатанга	-13,3	—	23,1	33,0	0,7	—	-0,8	15,7	3,2	—
12	Жигалово	-4,1	2,3	28,4	30,0	1,3	0,8	1,8	5,2	5,0	3,7
13	Ербогачен	-7,0	1,1	27,8	55,8	1,1	0,2	2,7	1,1	4,8	1,0
14	Баргузин	-2,9	4,2	29,1	40,6	1,4	1,1	2,6	5,8	5,4	3,9
15	Оленек	-12,5	-3,8	24,3	48,5	0,7	0,1	1,8	-0,6	4,3	1,3
16	Витим	-5,4	3,2	35,6	69,0	1,0	0,4	2,6	5,6	4,1	3,1
17	Мама	3,7	-4,5	43,4	67,4	0,8	0,8	3,1	5,8	3,7	3,2
18	Чита	-2,6	1,6	28,6	7,6	1,5	0,4	0,2	1,2	5,8	1,2
19	Сунтар	-7,6	-0,6	22,9	37,6	0,9	1,0	1,6	6,1	4,3	5,5
20	Могоча	-5,2	-0,5	34,8	14,6	0,9	0,9	2,2	2,6	3,5	3,1
21	Олекминск	-6,3	0,3	26,2	44,9	0,7	0,1	-1,0	-4,7	3,2	1,6
22	Вилуйск	-9,1	-0,5	21,5	44,0	1,0	-0,1	2,5	3,4	4,2	1,3
23	Жиганск	-11,4	-0,9	25,2	62,6	0,4	1,1	3,5	-13,4	3,0	5,8
24	Бомнак	-4,7	1,8	46,0	36,3	0,8	0,2	-2,2	0,2	4,1	1,4
25	Якутск	-9,9	-1,1	20,0	31,5	1,3	0,9	-1,8	-0,3	5,8	5,0
26	Верхоянск	-15,3	-7,3	14,6	25,4	0,9	-0,4	0,2	-0,6	4,0	0,9
27	Им. П. Осипенко	-2,7	2,8	38,2	37,5	0,9	0,4	-1,0	-8,6	3,2	2,7
28	Аян	-2,8	1,9	74,4	66,4	0,5	0,2	-2,7	-3,4	2,6	0,5
29	Оймякон	-16,4	-7,3	18,6	32,0	0,9	0,3	-2,0	-0,1	3,6	3,2
30	Сусуман	-12,8	-5,3	23,3	—	0,9	0,2	-0,9	—	4,9	3,0
31	Магадан	-3,3	-0,2	44,6	31,1	0,6	0,8	-1,3	5,2	2,5	2,7
32	Сеймчан	-11,3	—	25,3	—	0,7	—	-0,7	—	3,5	—
33	Марково	-8,6	1,0	33,1	70,0	0,8	0,6	-2,3	4,1	3,0	1,5
34	Анадырь	-7,5	—	28,1	—	0,6	—	2,5	—	1,9	—

Примечание. * Коэффициент линейной регрессии.

граница проведена вдоль 60–61° с. ш., а на востоке региона — еще южнее, у 59–58° с. ш. Это — отражение процессов интенсивного новообразования островов многолетней мерзлоты при похолодании 1960–1970-х годов. Однако на карте, составленной для последних десятилетий XX века, южная граница многолетней мерзлоты вновь в целом сдвинута к 62° с. ш. Южнее расположены только отдельные острова многолетнемерзлых пород на междуречье Оби и Иртыша. На новейшей карте (2000 г.) эти наиболее южные острова многолетней мерзлоты уже не показаны. Отметим, что столь существенные изменения границы многолетней мерзлоты за относительно короткий срок (около полувека) происходили при изменении среднегодовой температуры воздуха в интервале $\pm 1,5^\circ\text{C}$.

2.7.3. Оледенение арктических островов

Заметные изменения происходят также в состоянии оледенения российских арктических островов. Хотя происходило как отступление, так и наступание ледников, но во второй половине XX века общей тенденцией было отступление, т. е. изменения шли в направлении, соответствующем потеплению климата (Климатически обусловленные колебания ледников..., 2006).

Архипелаг Земля Франца-Иосифа. Общая ширина фронтов ледников, заканчивающихся в море, на архипелаге Земля Франца-Иосифа составляла в 2001 г. 2510 км. Более 60% процентов этих фронтов с 1952 г. испытали отступление в среднем на 0,8 км. Средняя скорость отступления 17 м/год, но значения заметно различаются в центральной и южной частях архипелага. Максимум зафиксирован на выводном леднике № 12 на о. Галля — более 3,6 км, т. е. 74 м/год.

Некоторые участки ледниковых куполов наступали (29 км²), но отступление имело гораздо больший масштаб (–404 км²). Чистое сокращение составило 375 км², что составляет 3% общей площади. Больше всего (суммарно на 250 км²) площадь оледенения сократилась на островах Солсбери, Земля Вильчека, Гукера, Земля Георга, Галля, Мак-Клинтока, Грэм-Белл, Ла-Ронсьер, Луиджи, Циглера. Один небольшой ледяной остров — Перламутровый — площадью 1,6 км² совершенно исчез в результате деградации ледникового купола. Общая протяженность фронтов ледников и средняя толщина льда на их фронтах равны 145,55 км и 68 м соответственно. Следовательно, потери льда в море на этих ледниках могут достигать 1,15 км³ льда в год.

Общая длина активных фронтов на архипелаге составляет 1606 км, а суммарная протяженность тех их участков, где за последние 50 лет отмечены заметные изменения (наступление или отступление более чем на 200 м), равна 820 км. По данным

радиолокационного зондирования, средняя толщина льда на них составляет около 50 м. Предполагая, что именно для таких участков характерны средние скорости движения льда на фронте 98 м/год, получаем, что общие потери льда в море на ледниках Земли Франца-Иосифа составляют 4 км³ льда в год.

Архипелаг Новая Земля. Оледенение Новой Земли известно с давних пор. Можно найти описания ледяных берегов и айсбергов, выполненные в 1596–1597 гг. во время третьей экспедиции В. Баренца вокруг северной оконечности архипелага.

Оледенение Новой Земли по оценкам на 1952 г. составляло около 23 637 км², из них большая часть приходится на ледниковый покров Северного острова — 20 136 км².

В среднем за последние 50 лет выводные ледники Новой Земли отступили на 1,5 км, а максимальное отступление достигло 5,56 км. Средняя взвешенная по ширине ледниковых фронтов скорость их отступления — 30 м/год. В результате такого сокращения ледников площадь архипелага Новая Земля уменьшилась на 284,2 км², так как освободились некоторые ранее заполненные ледниками бухты и фьорды. Сравнивая эту оценку сокращения площади ледников с оценкой В. С. Корякина (1997) для первой половины XX века (224 км²), можно сделать вывод, что темпы сокращения не снизились, а даже несколько увеличились.

Архипелаг Северная Земля. Этот архипелаг состоит из четырех крупных островов и ряда малых, общей площадью 36 788 км², а общая площадь оледенения Северной Земли равна 18325,5 км², т. е. 49,8% суммарной площади островов (Каталог ледников СССР, 1980). Степень оледенения в целом убывает с севера на юг: на о. Шмидта доля оледенения в общей площади острова составляет 99,7%, на о. Комсомолец — 68,5%, на о. Октябрьской Революции — 58%, на о. Большевик — 31%.

В целом за последние 50 лет выводные ледники Северной Земли отступили в среднем на 130 м, а максимальное отступление составило 208 м. Средняя взвешенная по ширине ледниковых фронтов скорость их отступления составляет 2,7 м/год. В результате такого сокращения оледенения площадь архипелага Северная Земля уменьшилась на 136,2 км². Главная доля этого сокращения (94%) приходится на купол Шмидта, купол Полярный (он же — Арктический, № 1) и выводной ледник № 18 купола Академии Наук.

2.7.4. Горное оледенение

В середине XX века общая площадь горного оледенения материковой части территории СССР составляла по данным Каталога ледников СССР

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

(1967–1978) 22209,2 км², а суммарный запас воды, аккумулированный в ледниках, оценивался примерно в 1570 км³. Во второй половине XX века, в особенности в его конце, деградация горных ледников Урала, Памиро-Алая, северного Тянь-Шаня, Алтая, Большого Кавказа, северо-востока Сибири и Камчатки стала доминирующей тенденцией.

В разделе 2.7.4.1 представлена общая характеристика состояния и изменений горных ледниковых систем на территории России и в ближайшем географическом окружении в соответствии с (Оледенение Северной и Центральной Евразии..., 2006). Кратко охарактеризованы ледники Урала, Памиро-Алая, Северного Тянь-Шаня, Алтая. Изменения горных ледников Большого Кавказа, северо-востока Сибири и Камчатки охарактеризованы более детально в отдельных разделах 2.7.4.2, 2.7.4.3 и 2.7.4.4.

2.7.4.1. Общая характеристика

Урал. Современное оледенение Урала представлено примерно 140 снежно-левыми образованиями малых размеров площадью до 1 км². К концу XX века оледенение Урала заметно деградировало. За время инструментальных наблюдений (1953–1981 гг.) ледники Полярного Урала потеряли до 20–30% своей массы, причем основная часть этой потери пришлось на 1953–1963 гг. В последующие годы, вплоть до 1981 г., ледники при значительной амплитуде колебаний массы мало изменились, но в 1990-х годах началась их интенсивная деградация.

Памиро-Алай. Ледники занимают около 10% всей горной территории Памиро-Алая. На конец 1960-х годов здесь было около 10,5 тыс. ледников общей площадью около 9,8 тыс. км². С начала 1960-х до середины 1970-х годов происходило незначительное наступание или сокращение темпов отступления ледников по сравнению с предыдущим периодом — с конца XIX века до начала 1960-х, в котором доминировал процесс отступления. Судя по массовым измерениям сдвигов концов ледников по космическим снимкам 1972–1990 гг., скорость отступления увеличилась в 1,2–1,5 раза во вторую половину этого периода по сравнению с первой. В эти годы ледники на Восточном Памире отступали в среднем по 4,8 м/год, на Центральном Памире — по 6 м/год, на Южном Памире — по 3,5–5,5 м/год. В 1990–2001 гг. отступление ледников замедлилось.

Северный Тянь-Шань. С 1955 по 1990 г. скорость отступления ледников северного склона Заилийского Алатау составила 8,5 м/год, а площадь чистого льда сократилась на 29,2%.

На внутренних хребтах Северного Тянь-Шаня устойчивое сокращение оледенения отмечается с

середины XIX века. Самые малые темпы отступления (2–5 м/год) измерены по повторным снимкам на ледниках массива Ак-Шыйрак.

Комплексные гляциологические исследования, выполненные на леднике Григорьева — крупнейшем плосковершинном леднике Тянь-Шаня (площадь 8,8 км²) в хр. Терской Алатау, показали, что в целом за последние 150 лет площадь ледника Григорьева сократилась более чем на 10%.

Продолжают сокращаться (по 4–6 м/год) ледники Джунгарского Алатау. С 1955 по 1972 г. общая площадь оледенения уменьшилась на 120,3 км², а с 1956 по 1990 г. площадь оледенения южного склона хребта сократилась на 40%.

В изменчивости всех исследованных ледников можно выделить три периода: с конца 1950-х до начала 1970-х годов происходила незначительная потеря массы льда при близких к нулю значениях баланса массы. Затем последовал период резкого ухудшения состояния ледников, которое стало наиболее выраженным к началу 1970-х — середине 1980-х годов. После этого состояние ледников несколько улучшилось.

Алтай. Последнее крупное наступание ледников Алтая завершилось в конце 1830-х годов. С середины XIX века ледники преимущественно отступают, хотя наблюдались периоды кратковременных задержек и незначительных наступаний; ледники южной экспозиции отступают в полтора раза быстрее, чем северной, исчезают малые ледники, а сложные распадаются. К 1952 г. площадь оледенения Центрального Алтая сократилась на 15%. За 1952–1998 гг. площадь оледенения всего Алтая уменьшилась на 7,1%. Во время потепления последних десятилетий наиболее подверженными воздействию меняющегося климата оказались ледники, расположенные на периферии Алтайской горной системы — на юге и востоке.

2.7.4.2. Большой Кавказ

Приведенные в данном разделе оценки изменения оледенения Большого Кавказа в XX столетии получены в работах (Панов, 1993; Лурье, 2002). При этом использовались Каталоги ледников (Подозерский, 1911; Каталог ледников СССР, 1967–1977; 1975–1978).

На Большом Кавказе в XIX–XX веках размеры оледенения уменьшались. При этом происходило уменьшение площади ледников, в том числе их длины; распадение ледников на части и отчленение от них притоков; исчезновение ледников. Все это привело к изменению числа и площади ледников (Панов, 1993; Лурье, 2002; Хрусталева, Панова, 2002; Лурье и др., 2005; Лурье, Панов, 2003).

За 1895–2000 гг. на Большом Кавказе число ледников увеличилось на 255, или на 14%, и про-

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

изошло это как на северном, так и южном склонах. По отдельным бассейнам рек происходил главным образом рост числа ледников, хотя в нескольких бассейнах отмечено и уменьшение (реки Кубань, Кусарчай, Бзыбь, Кодори). Наиболее значительное увеличение числа ледников произошло в бассейне р. Терек, где оно составило 274 ледника, а наибольшее сокращение произошло в бассейне р. Кубань — на 58 ледников. Всего в результате распада образовалось 411, а отчленения — 545 ледников. Распалось 156, а исчезло (растаяло) 545. Исчезали в основном каровые и висячие ледники с площадью до 1,2 км².

Площадь оледенения за 1895–2000 гг. уменьшилась на 948,3 км², или на 43,2%. На северном склоне Большого Кавказа площадь оледенения сократилась на 47,1%, а на южном — на 32,1%. По бассейнам разных рек сокращение площади оледенения весьма неодинаково — от 29,2% в бассейне р. Ингури на южном склоне Большого Кавказа до 66,7% в бассейне р. Самура на северном склоне. Наибольшее уменьшение площади отмечается у сплошных и простых долинных ледников, языки которых спускаются далеко вниз по долинам рек. У малых ледников, несмотря на небольшие абсолютные значения площади сокращения, оно в процентном исчислении нередко достигает 70–80%.

Одновременно произошло сокращение толщины и объема ледников. Средняя толщина ледников за рассматриваемый период уменьшилась на 9 м, или 23% толщины ледников в 1895 г., а объем льда сократился на 10–90% (сокращение в каждом случае определялось размерами ледников и их высотным положением). В целом объем оледенения Большого Кавказа уменьшился на 88,0 км³, или на 56% объема льда в 1895 г.

Одновременно с уменьшением площади и объема ледников происходит их отступление (сокращение длины нижней части языка ледника). За 1895–2000 гг. практически все ледники Большого Кавказа отступили в среднем по всему региону на 600 м. Конкретные значения отступления зависят от морфологического типа ледников — чем крупнее ледник, тем больше у него отступление, и наоборот. Наибольшие значения отступления отмечаются у сложных долинных ледников, они достигали 2000–4000 м. Средние за 1895–2000 гг. годовые значения отступления ледников весьма сильно варьируют: от 1,0 до 36,1 м/год. На общем фоне отступления отмечаются случаи наступания или стационарирования отдельных ледников, что связано с местными особенностями расположения конкретного ледника.

В последние десятилетия в регионе отмечается повышение температуры воздуха и увеличение количества атмосферных осадков. Однако при

этом темп деградации оледенения в 1970–2000 гг. сократился, и уменьшение площади оледенения за этот период составило 4,11 км²/год, т. е. в 2,1 раза меньше, чем за 1890–1970 гг., меньше стала также скорость отступления ледников.

У рек Большого Кавказа с ледниковым питанием в 1970–2000 гг. наметилось увеличение стока, что связано как с увеличением атмосферных осадков, так и с таянием ледников.

2.7.4.3. Северо-восток Сибири (горы Сунтар-Хаята, хребет Черского)

В последнее тридцатилетие в регионе, где расположены горы Сунтар-Хаята и хребет Черского, отмечается существенное потепление, в основном в результате повышения температуры зимой и осенью, хотя тренды средней температуры лета также положительные (Ананичева и др., 2003). Это потепление сказалось на состоянии ледников.

Реконструкция опорного ледника 31 в Северном массиве Сунтар-Хаята, приведенная в работе (Ананичева, Давидович, 2002) для периодов интенсивного потепления в историческом прошлом, говорит о том, что ледники массива не исчезали даже в Микулинское межледниковье, а в оптимум голоцена высота границы питания поднялась на 50–90 м; соответственно можно полагать, что концы ледников к настоящему времени поднялись на 100–180 м (см. методические пояснения в разделе 3.1.7).

Судя по дендрохронологическим данным, холодные периоды были в горах Сунтар-Хаята во второй половине XVI — начале XVIII веков и в XIX — начале XX века. Близкие даты холодных и теплых периодов отмечались и в горах системы Черского (Некрасов и др., 1973; Ловелиус, 1979). “Свежий” облик морен (отсутствие на их поверхности цветковых растений и мхов; только в самой нижней части морен наблюдаются редкие небольшие пятна лишайников), вероятно, свидетельствует об их формировании в начале потепления после максимального похолодания в начале XX века (Граве и др., 1964; Некрасов и др., 1973).

Оценка отступления ледников гор Сунтар-Хаята и хребта Черского выполнена по данным космических снимков спутника “Landsat” (2003 г.) и Каталога ледников СССР (1981). Результатом анализа стала количественная оценка сокращения площадей ледников этих двух горных стран северо-востока Сибири в зависимости от гляциологически (морфологический тип ледника) и климатически (экспозиция) обусловленных факторов за периоды 1940–1970 гг. (Сунтар-Хаята) и 1970–2003 гг. (Сунтар-Хаята и хребет Черского). Также было выполнено сравнение сокращения площадей ледников этих двух горных стран между собой за период 1970–2003 гг.

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

Наибольшие потери площади в абсолютных величинах в Сунтар-Хаята понесли ледники сложно-долинных и долинных типов разных экспозиций — самые крупные по размерам ледники по аэрофотосъемке 1945 г. Сокращение площади составило в среднем по группе от 0,9 до 0,45 км². Доля потерянной площади у каровых, карово-долинных и висячих ледников, меньших по размеру по сравнению с долинными и сложно-долинными, больше, чем у последних (от 10 до 80%). В основном это ледники северных экспозиций. Ледники южных направлений в процентном исчислении потеряли меньше площади (0,2–46%) (Ананичева и др., 2003; Ананичева, Кренке, 2005).

Масштаб отступления ледников хребта Черского соответствует размерам ледников и интенсивности потепления в течение последнего тридцатилетия. Преобладающая экспозиция ледников — северная и северо-западная. В абсолютном выражении долинные и сложно-долинные ледники этих экспозиций потеряли максимум площади — в среднем по группам от 0,84 до почти 2 км². Наибольшая потеря площади у каровых ледников характерна для тех, которые открыты с северо-западного и северо-восточного направлений (0,7–0,8 км²). Относительная доля утраченной поверхности также велика у ледников северо-восточной, восточной и северо-западной экспозиций (наибольшее потепление), причем для всех морфологических типов, но особенно долинных, карово-долинных и каровых. Анализ также показал некоторые неопределенности в оценке изменений длин ледников, связанные с неопределенностью методики оценки этого параметра для Каталога ледников СССР (1981).

В целом к 2003 г. оледенение гор Сунтар-Хаята по площади сократилось по сравнению с серединой XX века на 19,3%, или на 37,2 км². Для ледников хребта Черского сокращение оказалось в процентном исчислении более значительным — с 1970 по 2003 г. сокращение площади составило 28%; однако абсолютные цифры оказались близкими — 43 км² (уменьшение площади от 156 до 113 км²).

2.7.4.4. Камчатка

Колебания ледников Камчатки определяются кроме климатических причин вулканической деятельностью (Каталог ледников СССР, 1969). В районах активного вулканизма наблюдаются как разрушения ледников, так и их наступание в результате покрытия поверхности области абляции пеплом и лавой. В настоящее время масса ледников Авачинской группы вулканов сократилась в 1,5 раза по сравнению их массой в середине XIX века.

Баланс массы ледника Козельский в этой группе менялся в соответствии с вулканогенными процессами — пирокластический материал, покрывавший его поверхность после извержений

Авачинского вулкана, вызвал стационаривание и даже наступание ледника.

Условия, благоприятные для существования ледников, сложились во второй половине XIX века в кратере вулкана Мутновская Сопка.

В результате вулканической деятельности в Ключевской группе вулканов отмечено разрушение языка Толбачинского ледника и, наоборот, продвижение ледника Эрмана. В целом площадь оледенения Ключевской группы вулканов за последние 60 лет увеличилась на 5%.

Наиболее чувствительны к климатическим изменениям ледники Кроноцкого полуострова. Почти все они имеют отрицательный баланс массы и отступают. Так, фронт ледника Корыто с 1971 по 1997 г. отступил на 300–310 м, причем во вторую половину периода скорость отступления возросла вдвое.

В целом оледенение невулканических районов, включая Срединный хребет, сокращается, в то время как в вулканических районах тенденции в этом отношении неоднозначны.

2.7.5. Литература

- Ананичева М. Д., Давидович Н. В., 2002.** Реконструкция оледенения хребта Сунтар-Хаята в периоды оптимумов четвертичного времени, Материалы гляциологических исследований, вып. 93, с. 73–79.
- Ананичева М. Д., Давидович Н. В., Мерсье Ж. Л., 2003.** Изменения климата северо-востока Сибири за последнее столетие и отступление ледников Сунтар-Хаята, Материалы гляциологических исследований, вып. 94, с. 216–225.
- Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2005.** Эволюция высот климатической снеговой линии и границы питания ледников на северо-востоке Сибири в XX веке, Материалы гляциологических исследований, вып. 98, с. 225–233.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2002.** Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России, Метеорология и гидрология, № 6, с. 15–22.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2003.** Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, СПб, Гидрометеиздат, т. XIX, с. 21–38.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2004.** Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности, Метеорология и гидрология, № 11, с. 73–81.
- Анисимов О. А., Величко А. А., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П., 2002.** Влияние изменений климата на вечную мерз-

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

- лоту в прошлом, настоящем и будущем, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, № 1, с. 25–39.
- Граве Н. А., Гаврилова М. К., Гравис Г. Ф. и др., 1964.** Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята, Гляциология, т. 16, 143 с.
- Груза Г. В., Бардин М. Ю., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В., Соколов Ю. Ю., Самохина О. Ф., Платова Т. В., 2001.** Об изменении температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России в XX веке, в кн.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений, М., Наука, с. 18–39.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 1–20.
- Израэль Ю. А., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г., 2006.** Изменение элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, в кн.: Материалы международной конференции “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений, Тюмень, 29–31 мая 2006 г.”, Тюмень, т. 1, с. 72–75.
- Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г., 2006.** Статистические оценки динамики изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 5, с. 27–38.
- Каталог ледников СССР, 1967–1977.** Т. 8. Северный Кавказ, ч. 1–12, Л., Гидрометеиздат.
- Каталог ледников СССР, 1967–1978.** Т. 1–20, Л., Гидрометеиздат.
- Каталог ледников СССР, 1969.** Т. 20, Камчатка, ч. 2–4, 74 с.
- Каталог ледников СССР, 1975–1978.** Т. 9, Закавказье и Дагестан, вып. 1–4, Л., Гидрометеиздат.
- Каталог ледников СССР, 1980.** Т. 16, Северная Земля, ч. 1, Л., Гидрометеиздат, 70 с.
- Каталог ледников СССР, 1981.** Т. 19, Северо-восток, ч. 3.
- Климатически обусловленные колебания ледников во второй половине XX века, 2006.** В кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху, отв. ред. В. М. Котляков, М., Наука, с. 97–212.
- Корякин В. С., 1997.** Ледники Новой Земли, Земля и Вселенная, № 1, с. 17–24.
- Кудрявцев В. А., Достовалов И. Н., Романовский Н. Н. и др., 1978.** В кн.: Общее мерзлотоведение, М., Изд-во МГУ, 453 с.
- Ловелиус Н. В., 1979.** Изменчивость прироста деревьев, Л., Наука, 232 с.
- Лурье П. М., 2002.** Водные ресурсы и водный баланс Кавказа, СПб, Гидрометеиздат, 506 с.
- Лурье П. М., Панов В. Д., 2003.** Речной сток Кавказа в условиях современного изменения климата, Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата, М., ИГКЭ, с. 256.
- Лурье П. М., Панов В. Д., Ткаченко Ю. Ю., 2005.** Река Кубань: гидрография и режим стока, СПб, Гидрометеиздат, 431 с.
- Некрасов И. А., Максимов Е. В., Климовский И. В., 1973.** Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья, Якутск, Книжное изд-во, 151 с.
- Нечаев В. П., 2002.** Реакция криолитозоны территории России на изменение климата в XX веке (итоги и перспективы), М., ИГРАН, с. 82–92.
- Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху, 2006.** Отв. ред. В. М. Котляков, М., Наука, 482 с.
- Павлов А. В., Ананьева Г. В., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г., Дубровин В. А., Какунов Н. Б., Минайлов Г. П., Скачков Б., Скрябин П. Н., 2002.** Мониторинг сезонно-талого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России, Криосфера Земли, т. 6, № 4, с. 30–39.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005.** Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт, Новосибирск, Академическое издательство “Гео”, 55 с.
- Панов В. Д., 1993.** Эволюция современного оледенения Кавказа, СПб, Гидрометеиздат, 431 с.
- Подозерский К. И., 1911.** Ледники Кавказского хребта, Записки Кавказского отдела Русского географического общества, книга 29, вып. 1, 200 с.
- Руководство по составлению Каталога ледников СССР, 1967.** Под ред. О. Н. Виноградова, А. Н. Кренке, П. Н. Огановского, М., Наука, 156 с.
- Семенов С. М., Гельвер Е. С., 2002.** Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке, Доклады РАН, сер. геофиз., т. 386, № 3, с. 389–394.
- Хрусталеv Ю. П., Панова С. В., 2002.** Снеговые линии Большого Кавказа, Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 143 с.
- Четвертое национальное сообщение Российской Федерации, 2006.** Под ред. Ю. А. Израэля и др., М., Изд-во Метеоагентства Росгидромета, 162 с.
- Чудинова С. М., Быховец С. С., Сороковиков В. А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д. А. и др., 2003.** Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата, Криосфера Земли, т. 7, № 3, с. 23–30.
- Шерстюков А. Б., 2008.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха высотой снежного покрова на территории России, Криосфера Земли, т. 12, № 1, с. 78–86.
- Brown J., Ferrians O. J., Jr., Heginbottom J. A., and Melnikov E. S. (eds.), 1997.** Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, Washington, DC, U.S. Geological Survey in Cooperation with

2. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ В XX В.

- the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1 sheet.
- Fedorov A. N., 1996.** Effects of recent climate change on permafrost landscapes in central Sakha, *Polar Geography*, No. 20, pp. 99–108.
- Frauenfeld O. W., Zhang T., Barry R. G., and Gilichinsky D., 2004.** Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D05101, doi:10.29/2003JD004245.
- Lachenbruch A. H. and Marshall B. V., 1986.** Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic, *Science*, vol. 234, pp. 689–696.
- Majorowicz J. A. and Skinner W. R., 1997.** Anomalous ground warming versus surface air warming in the Canadian Prairie provinces, *Climatic Change*, vol. 35, No. 4, pp. 485–500.
- Nelson F. E., 2003.** (Un)frozen in time, *Science*, vol. 299, pp. 1673–1675.
- Osterkamp T. E. and Romanovsky V. E., 1999.** Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, No. 10, pp. 17–37.

2.8. СЕВЕРНЫЕ МОРЯ

Ведущие авторы: И. Е. Фролов, А. В. Цыбань
Авторы: Г. В. Алексеев, С. П. Баринова, Ю. Л. Володкович, З. М. Гудкович, В. П. Карклин, Ю. В. Лупачев, И. О. Умбрумяни, С. В. Фролов, Т. А. Шука
Редактор-рецензент: А. П. Левич

2.8.1. Общая характеристика

Данный раздел посвящен северным морям, омывающим берега России. К ним отнесены арктические моря, а также Балтийское и Берингово моря. Влияние изменения климата на эти моря и их береговые зоны представляет существенный интерес с экономической и экологической точек зрения, поскольку их роль в экономике страны значительна, а экосистемы северных морей особенно чувствительны к изменению состояния среды, в том числе к изменению климата.

В пределах Арктики расположены территории, континентальный шельф и экономические зоны восьми арктических государств — России, Канады, Соединенных Штатов Америки, Норвегии, Дании, Финляндии, Швеции и Исландии. По площади арктическая зона России — около 3,1 млн. км², или 18% общей площади территории страны. Площадь континентального шельфа в арктической зоне России составляет более 4,0 млн. км² (около 70% ее континентальных шельфов). В этой зоне сосредоточены основные запасы ряда важнейших полезных ископаемых (Филиппов, Жуков, 2004): 80% общероссийских разведанных запасов газа промышленных категорий, 90% извлекаемых ресурсов углеводородов всего континентального шельфа Российской Федерации (из них 70% — на шельфе Баренцева и Карского морей), 15–20 млрд. т прогнозируемых запасов углеводородов (в переводе на условное топливо) находятся в глубоководной части Северного Ледовитого океана. Добыча 91% природного газа сконцентрирована в арктической зоне России.

Морская деятельность на северных морях России и экономическое развитие северных регионов в значительной степени зависят от климата. Так, например, климат, в особенности повторяемость и интенсивность экстремальных гидрометеорологических явлений, ледовые условия влияют на эффективность и безопасность добычи полезных ископаемых и морских транспортных перевозок, на возможности развития и сохранность инфраструктуры. Климат в значительной степени влияет на доступность морских биоресурсов, в том числе на условия и эффективность рыболовства.

Однако последствия изменения климата имеют не только экономическую, но и экологическую составляющую. Экосистемы северных морей, в особенности арктических, весьма чувствительны к внешним воздействиям. Это касается и загрязнения морской среды, которое, как правило, удаляется за счет естественных процессов гораздо медленнее, чем в южных морях, и изменения таких базовых характеристик водной массы, как температура и соленость. Изменение климата влияет на эти процессы, что приводит к последующим модификациям экологических процессов в морских экосистемах, к изменению их видового состава и продуктивности. В итоге это сказывается и на продуктивности популяций экономически значимых пород рыб и других морских организмов.

В данном разделе будут рассмотрены некоторые последствия изменения климата для физических и экологических систем северных морей, а также для хозяйственной деятельности.

2.8.2. Климат и хозяйственная деятельность

2.8.2.1. Температура воздуха в приповерхностном слое атмосферы

Температура воздуха в большинстве арктических регионов в целом за XX век повысилась (Алек-