

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ



СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

*К 100-летию
Арктического и антарктического
научно-исследовательского института*

*Под общей редакцией
д-ра геогр. наук Л.М. Саватюгина*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2020

УДК [504.5+550.3+551.32+551.46+551.5+556.5](481-922.1)

Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген: Коллективная монография [под общей ред. Л.М. Саватюгина]. СПб: ААНИИ, 2020. 304 с., ил.

Рецензенты: *канд. геогр. наук Н.И. Осокин (ИГРАН),*
 канд. физ.-мат. наук И.М. Ашик (ГНЦ РФ ААНИИ)

Составитель *И.Ю. Соловьянова*

Представлены результаты научных исследований современного состояния природной среды архипелага Шпицберген, выполненных специалистами Росгидромета в последние десятилетия.

Издание представляет интерес для широкого круга специалистов: океанологов, гидрометеорологов, геоморфологов, геофизиков, гляциологов, а также преподавателей и студентов профильных вузов.

Подписано в печать 2.03.2020
Формат 70×100 1/16

Печать офсетная
Усл. печ. л. 24,51

Отпечатано ИП Келлер Т.Ю.,
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9.
Заказ № _____. Тираж 500 экз.

ISBN 978-5-98364-096-2

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	5
Глава 1. Современный климат и характеристика климатических изменений	
1.1. Архипелаг Шпицберген (краткая физико-географическая характеристика) (Л.М. Саватюгин, И.Ю. Соловьянова).....	8
1.2. Факторы, влияющие на формирование и изменения климата в районе архипелага Шпицберген (Г.В. Алексеев, Н.И. Глок, А.В. Смирнов, С.И. Кузмина, А.Е. Вязилова)	27
1.3. Аналитический обзор гидрометеорологических характеристик Западного Шпицбергена (по данным ГМО «Баренцбург») (А.Р. Анциферова, Е.Д. Сиеккинен, О.М. Чаус)	36
1.4. Сравнение «первого» и «современного» потепления в Арктике на примере архипелага Шпицберген (Б.В. Иванов, Д.И. Тисленко, П.Н. Священников, К. Isaksen, E. Forland, O. Nordli, H. Gjetlen)	52
1.5. Анализ континентальности и аномальности климата в районе острова Западный Шпицберген по данным наблюдений за приземной температурой воздуха во второй половине XX века (Д.И. Тисленко, Б.В. Иванов)	64
Глава 2. Изменчивость океанологических параметров на морских акваториях архипелага Шпицберген	
2.1. Современные океанологические условия на внутренних морских акваториях архипелага Шпицберген (Е.В. Блошкина, К.В. Фильчук).....	70
2.2. Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген (Д.И. Тисленко, Б.В. Иванов, В.М. Смоляницкий, П.Н. Священников, А.В. Весман, К. Isaksen, H. Gjetlen).....	95
Глава 3. Внутренние водоёмы, ледники и вечная мерзлота острова Западный Шпицберген	
3.1. Динамика глубины сезонного протаивания вечной мерзлоты Западного Шпицбергена в условиях современных изменений климата (П.В. Богородский, В.Ю. Кустов).....	104
3.2. Характеристика современного оледенения Земли Норденшельда архипелага Шпицберген (С.Р. Веркулич).....	119
3.3. Вечная мерзлота Шпицбергена и её мониторинг на криосферном полигоне в Баренцбурге (Н.Э. Демидов, С.Р. Веркулич, В.Э. Демидов, Д.А. Соловьёва, С. Веттерих).....	135
3.4. Механика разрушения ледника Норденшельда и образование айсбергов (В.Г. Коростелёв, В.Н. Смирнов, А.Н. Павлов)	150
3.5. Особенности формирования гидрологического и гидрохимического режима рек водосбора залива Грён-фьорд (М.В. Третьяков, О.Ф. Голованов, В.А. Григорьева, К.В. Ромашова).....	166

3.6. Максимальные снеготпасы на водосборе залива Грён-фьорд (М.В. Третьяков, О.Ф. Голованов, В.А. Григорьева, К.В. Ромашова).....	183
Глава 4. Мониторинг ионосферы в районе архипелага Шпицберген	
4.1. Влияние искусственных ионосферных возмущений, вызванных воздействием на распространение декаметровых радиоволн комплекса SPEAR, на архипелаге Шпицберген (Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин).....	192
4.2. Модификация полярной ионосферы мощными КВ радиоволнами: результаты исследований на архипелаге Шпицберген (Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин).....	206
4.3. Состояние верхней атмосферы на архипелаге Шпицберген (Р.Ю. Лукьянова).....	233
Глава 5. Экологическое состояние природной среды в районе архипелага Шпицберген	
5.1. Оценка загрязнения природной среды архипелага Шпицберген в районе посёлка Баренцбург и сопредельных территорий (Б.Н. Дёмин, А.С. Демешкин, С.В. Власов, К.А. Бажуков).....	246
5.2. Аэрозольная составляющая атмосферы в Баренцбурге (В.Ф. Радионов, О.Р. Сидорова, Л.П. Голобокова, О.И. Хуриганова, Т.В. Ходжер, С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, Д.Г. Чернов, В.С. Козлов, М.В. Панченко).....	282

ПРЕДИСЛОВИЕ



Архипелаг Шпицберген — один из самых северных участков суши Северного полушария: от Северного полюса до его скалистых берегов всего 1020 км. Северная точка Шпицбергена находится на широте $80^{\circ} 49'$ с.ш., южная — на широте $76^{\circ} 29'$. Располагаясь в западной части Центрального полярного бассейна, на стыке границ Северного Ледовитого океана и его окраинных морей — Гренландского и Баренцева, архипелаг Шпицберген в силу своего уникального географического положения, является наиболее

значимым объектом в оценке климатических изменений в Арктическом регионе, в изучении и прогнозировании гидрометеорологических и гелиофизических процессов в атмосфере, океане, околоземном и космическом пространстве, в осуществлении мониторинга состояния окружающей природной среды.

Архипелаг Шпицберген, в особенности о-в Западный Шпицберген, где расположен пос. Баренцбург, является наиболее репрезентативной территорией для проведения комплексных гидрометеорологических исследований, необходимых для оценки климатических изменений, их воздействия на окружающую среду архипелага для последующей разработки рекомендаций по рациональному природопользованию, своевременного прогноза раннего предупреждения и минимизации негативных последствий климатических изменений. Важным в этом плане является изучение взаимодействия в цепи природных процессов и явлений, таких как, например, потоки тепла из океана, циклоничность атмосферной циркуляции, атмосферные осадки, ледники, снежный покров, пресноводный сток, почвенно-растительный покров, адаптация человека. Актуальным является проведение работ по фоновому и локальному мониторингу загрязнения и мероприятий по охране окружающей природной среды в районах хозяйственной деятельности российских предприятий на архипелаге. Такие научные исследования на о-ве Западный Шпицберген проводят специалисты Росгидромета из ФГБУ «ААНИИ», СЗФ НПО «Тайфун», Мурманского УГМС.

Ежегодно на о-ве Западный Шпицберген организуется несколько экспедиций организациями Росгидромета как в зимнее время, так и в весенне-летний период, а ГМО «Баренбург» Мурманского УГМС и зимовочный состав РАЭ-Ш (ААНИИ) ведут наблюдения круглогодично.

Постоянное и активное присутствие России в этом регионе способствует обеспечению полноценного участия в решении международных вопросов, связанных со Шпицбергом. В 2008 г. Правительством РФ был утверждён проект «Укрепление российского присутствия на архипелаге Шпицберген», предусматривающий создание Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ), которое позволило

объединить усилия 12 российских научных организаций в рамках научного консорциума. Основная цель РНЦШ — повышение эффективности российских научных исследований на Шпицбергене за счёт лучшей координации и кооперации между институтами, создание единой инфраструктуры систем мониторинга природных процессов и состояния природной среды в районе Шпицбергена и на акватории Северного Ледовитого океана. Координатором работ консорциума был назначен Росгидромет, а ААНИИ является головной организацией консорциума с вновь созданным структурным подразделением РАЭ-Ш (Российская научная экспедиция на архипелаге Шпицберген) как информационно-координационный и логистический центр. В пос. Баренцбург для проведения непосредственно на месте практически всех видов химических анализов экологического мониторинга окружающей среды, внедрение новых направлений исследований была построена химико-аналитическая лаборатория, оснащённая самым современным оборудованием.

В настоящее время российские научные исследования и работы на архипелаге Шпицберген выполняются специалистами организаций Росгидромета, Министерства науки и высшего образования РФ и Минприроды России. Организациями Росгидромета проводится регулярный гидрометеорологический и экологический мониторинг в районе посёлков Баренцбург, Пирамида, Колсбей, рудника Грумант и прилегающих акваторий фьордов, получены научные знания по проблеме климатических изменений, в частности новые данные о температурном режиме, циркуляции прибрежных вод, толщине, подлёдном рельефе, внутреннем строении ледников и запасах льда на архипелаге, данные об эволюции и устойчивости экосистем, данные об уровне содержания загрязняющих веществ в компонентах природной среды (атмосферный воздух, снежный покров, морские, озёрные и речные воды, морские и пресноводные донные отложения, морской и пресноводный ледяной покров, почвы, почвенные воды, наземная растительность), а также основные гидрохимические показатели морских вод и поверхностных водных объектов.

Таким образом, выполнение перечисленных выше исследований позволило собрать объективную натурную информацию об основных климатических характеристиках изучаемого района и создать комплексную систему мониторинга окружающей среды на о-ве Западный Шпицберген.

Полученные в предшествующие годы научные знания и данные наблюдений, наличие инфраструктуры созданного Российского научного центра, необходимость реализации правительственных программ (Стратегия российского присутствия на архипелаге Шпицберген до 2020 года в области фундаментальных и прикладных научных исследований) обуславливают необходимость и возможность организации дальнейших комплексных научных исследований на архипелаге, повышение их эффективности и международного значения, несмотря на то что отечественная научно-экспедиционная деятельность осложнена требованиями норвежского Закона об охране природы архипелага Шпицберген, согласно которым, в частности запрещён доступ учёных к большей части территории архипелага.

В настоящей монографии приводятся научные результаты исследований, выполненных специалистами Росгидромета в последние десятилетия.

*Директор Арктического и антарктического НИИ,
д-р геогр. наук*

А.С. Макаров

Глава 1

Современный климат и характеристика климатических изменений

1.1. АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН (КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА)

Л.М. Саватюгин, И.Ю. Соловьянова

Архипелаг Шпицб́рген (нем. *Spitzbergen*), также Св́альбард (норв. *Svalbard*), Спитсб́рген (нидерл. *Spitsbergen*), Гру́мант (старинное поморское название) — один из крупнейших полярных архипелагов, острова которого расположены в Северном Ледовитом океане между параллелями 76°26' и 80°50' с.ш. и меридианами 10 и 32° в.д.

Площадь архипелага — около 63 тыс. км². Он насчитывает тысячи островов, островков и просто скал, однако крупных островов всего пять: Западный Шпицберген (39 044 км²), Северо-Восточная Земля (14 530 км²), Эдж (5030 км²), Баренца (1330 км²) и Земля Принца Карла (640 км²). Архипелаг омывают воды Северного Ледовитого океана, Гренландского, Норвежского и Баренцева морей (рис. 1.1.1). Всего



Рис. 1.1.1. Физико-географическая карта архипелага Шпицберген.

1 020 км отделяют о-в Росс (крайняя северная точка архипелага) от Северного полюса (Печуров, 1983). Некоторые его острова находятся за восьмидесятым градусом северной широты. Только север Гренландии да канадский о-в Элмир расположены ещё ближе к Северному полюсу.

Рельеф о. Западный Шпицберген приближён к альпийскому типу. Он характеризуется значительной расчленённостью поверхности, обусловленной тектоническим строением — чередованием сложной системы хребтов и платообразных возвышенностей, на которых расположены ледники, глубоко врезынные долины и острые вершины гор. Самая высокая точка острова (и всего архипелага) — гора Ньютон (1713 м). Она располагается в северо-восточной части острова на Земле Олафа V. При этом около 43 % суши архипелага находится на высоте менее 300 м над уровнем моря. Такой же тип рельефа характерен для о. Земля Принца Карла, максимальная отметка которого (гора Монако) составляет 1084 м. Для о-вов Северо-Восточная Земля, Эдж и Баренца характерен более спокойный рельеф плитообразных возвышенностей, обрамлённых приморскими равнинами. Максимальные отметки вершин этих островов составляют 637, 578 и 610 м соответственно.

Неотъемлемой и характерной чертой Шпицбергена является обширное оледенение, общая площадь которого превышает 35 тыс. км². Около 60 % поверхности Шпицбергена заковано в многометровую ледяную броню, придающую его природе особую красоту и привлекательность. Общий запас льда в ледниках архипелага — около 7,5 тыс. км³. Резерв «твёрдой» воды, сосредоточенный в ледниках, в 30 раз превышает годой сток Волги (Зингер, 2006).

Архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Северная Земля входят в одну гляциологическую провинцию (Оледенение Шпицбергена, 1975). Однако Шпицберген первым среди них принимает на себя обильные осадки, приносимые циклонами с Северной Атлантики в евразийскую Арктику. Таким образом, оледенение трёх российских архипелагов и Шпицбергена связаны между собой.

Изучение условий существования и развития активных ледников Шпицбергена имеет большое значение для понимания закономерностей и особенностей эволюции оледенения во всей евразийской Арктики. Колебания полярных ледников служат чутким природным индикатором глобальных изменений климата. Чрезвычайно разнообразное по морфологии, режиму и динамике оледенение Шпицбергена делает его уникальным гляциологическим объектом во всей Арктике. Здесь сконцентрированы почти все разнообразные типы ледников, существующие на земном шаре. Такое многообразие обусловлено различиями в рельефе и климате архипелага.

По характеру оледенения Шпицберген делится на три крупные области: покровного, горно-покровного и горного (горно-долинного) оледенения (Оледенение Шпицбергена, 1985; Корякин, 1988). К области покровного оледенения относится о-в. Северо-Восточная Земля. До 80 % территории этого, второго по величине острова архипелага занято тремя крупными ледниковыми куполами (Аустфонна, Вестфонна и Серфонна) общей площадью около 11 000 км². Объём же сосредоточенного в них льда составляет 44 % всего объёма льда на архипелаге. Горно-покровное оледенение встречается на о-вах Зап. Шпицберген, Земля Принца Карла, Баренца и Эдж (рис. 1.1.2). Основная масса ледников архипелага (более 60 %) находится на о-ве Зап. Шпицберген. Область горного оледенения занимает его центральную часть, протянувшуюся с юга на север.

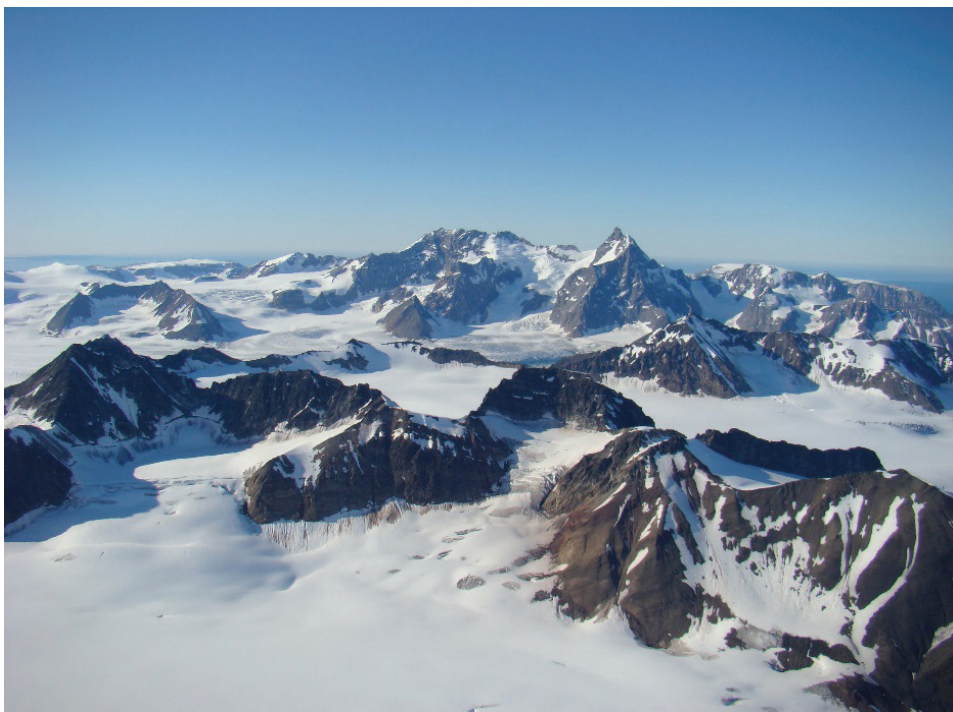


Рис. 1.1.2. Горно-покровная область оледенения Западного Шпицбергена (фото И.Ю. Соловьяновой).

У многих ледников зимой отмечены внутренний и подледниковый стоки и приледниковые наледи. Наличие водной смазки стимулирует скольжение масс льда, что способствует их механической неустойчивости. В конечном счёте это вызывает резкую регулярную подвижку (пульсацию) ледника — сёрдж. Литературные источники и многочисленные наблюдения свидетельствуют о том, что практически 90 % ледников Шпицбергена можно отнести к пульсирующим ледникам. Только в период с 1860 по 1992 г. зарегистрированы пульсации на 88 ледниках (Атлас ледников Шпицбергена, 1993), а с использованием косвенных признаков пульсации были выявлены подвижки на 345 ледниках архипелага (Sevestre and Benn, 2015).

Детально описана пульсация ледников Ско и Паула происходившая в период с 2003 по 2005 г. Ледники расположены в вершине залива Ван Майен-фьорд. Площадь ледников составляет 64,6 и 18,2 км², а длина — 16 и 8 км соответственно, причём ледник Ско является левым, нижним притоком выводного ледника Паула. Инициировал подвижку ледник Ско, увлекая за собой более мощный ледник Паула. Для изучения этой подвижки применялись как интервальная видеосъёмка смещения ледникового фронта, так и трёхкратная аэросъёмка, а также снимки со спутника ASTER различных фаз подвижки. За исследуемый период ледниковая поверхность продвинулась на 2800 м со скоростью около 3,2 м/сут (Kristensen and Benn, 2012). На рис. 1.1.3 запечатлена финальная стадия сёрджа; хорошо видно, что поверхность ледника ещё покрыта многочисленными радиальными трещинами, однако они уже «залечены» снегом.

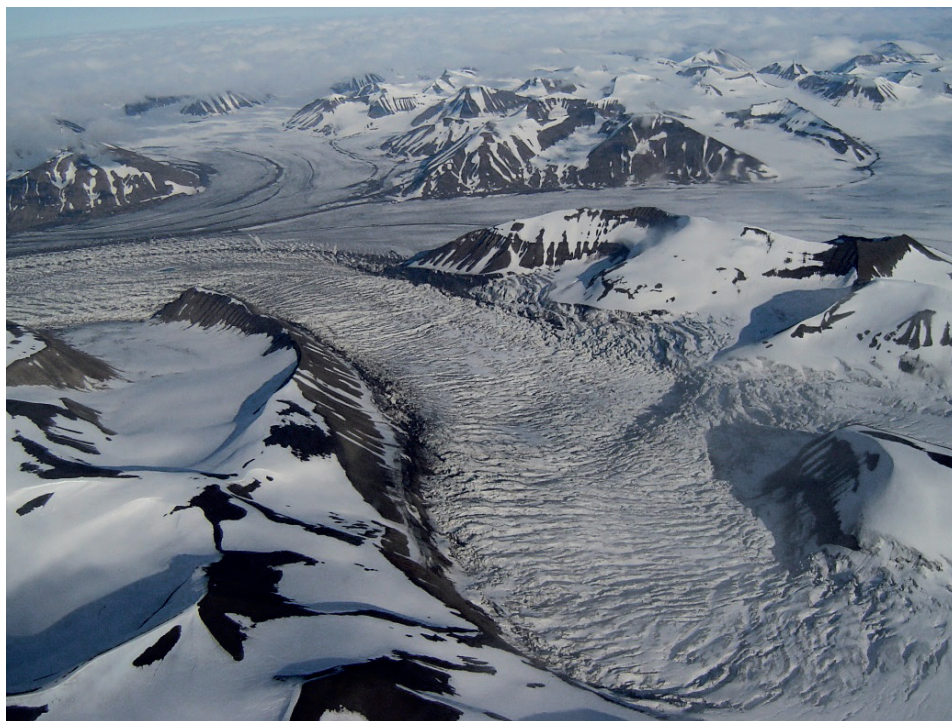


Рис. 1.1.3. Ледники Ско и Паула, июль 2006 г.
(фото И.Ю. Соловьяновой).

Самый известный из ледников архипелага расположен на о-ве Северо-Восточная Земля — ледниковый купол Остфонна (совместно с Вегафонной) общей площадью 8450 км². По величине он занимает второе место в Европе и седьмое в мире. Купол ледниковой шапки расположен на высоте около 800 м над уровнем моря, толщина льда составляет около 600 м (Moholdt and Kääb, 2012; Dowdeswell et al., 1986). Граница питания Остфонны проходит на высоте 300—400 м. Ледник относится к ледникам политермического типа, имеет «тёплый» слой льда в центральной части и «холодный» лёд в краевых областях купола (Schellenberger et al., 2017).

За период с 2012 по 2017 г. ледниковый купол Остфонна «похудел» более чем на 50 м, что равно одной шестой части толщины всей ледяной шапки. За последние два десятилетия потеря снега юго-восточной части Остфонны значительно ускорилась, и область истончения льда распространилась более чем на 50 км в глубь ледника, располагаясь сейчас на расстоянии всего лишь 10 км от его вершины.

Выводной ледник — движущаяся часть Остфонны — также ускорился в 25 раз (рис. 1.1.4). Если в 2012 г. выводной ледник двигался со скоростью 150 м в год, то летом 2016 г. его скорость достигала 8,9—11,4 м/сут. Максимальная скорость была зарегистрирована в декабре 2012 г. и составляла 18,8 м/сут (Schellenberger et al., 2017).

Общая протяжённость краевых частей выводных ледников на архипелаге в целом составляет более 1030 км. Эти ледники продуцируют огромное количество айсбергов, однако большинство небольших айсбергов, обломков и кусков айсбергов, отколовшихся во фьорды Шпицбергена, разрушаются там же, не доходя до открытого



Рис. 1.1.4. Край одного из выводных ледников купола Остфонны.

морья (Dowdeswell, 1989). Между морфометрическими параметрами айсберга и ледником, его породившим, существуют определённые зависимости. Расположенные во фьордах выводные ледники продуцируют айсберги небольших размеров (длиной менее 50 м) и зачастую неправильной формы (Dowdeswell, 1992). Поток льда на продуцирующих фронтах оценивается значением $3 \pm 1 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, полная потеря льда за счёт схода айсбергов равна $4 \pm 1 \text{ км}^3/\text{год}$ (Hagen et al., 2003).

Однако даже небольшие по величине айсберги могут представлять опасность для судоходства. Так, летом 2006 г. на туристический корабль, подошедший близко к фронту ледника Норденшельд в заливе Билле-фьорд, обрушилась часть ледника. Один человек серьезно пострадал, а судну был причинён большой материальный ущерб. После этого инцидента губернатор Шпицбергена издал предписание о необходимости соблюдения минимального расстояния, на которое разрешено приближаться к ледниковому сбросу на лодках и кораблях. Минимальное допустимое расстояние составляет 200 м, и эта дистанция должна быть увеличена в том случае, если работы проводятся в узком или неглубоком фьорде либо когда высота ледникового фронта составляет более 40—50 м.

Практическое изучение ледников архипелага вызывается необходимостью знать особенности их режима и строения при проектировании посёлков, шахт, дорог, мостов, линий электропередачи. Это требуется и для учёта ценных запасов «твёрдой» воды, ибо большинство населённых пунктов Шпицбергена используют для питья и хозяйственной деятельности талые снеговые и ледниковые воды. Наконец, ледники можно считать и рекреационной зоной архипелага, так как они являются для островитян и туристов излюбленным местом для катания на быстроходных снегоходах и лыжах.

Характерная особенность архипелага — наличие фьордов. К фьордам относят узкие, извилистые и глубоко врезавшиеся в сушу морские заливы и проливы со скалистыми берегами, свойственные горным странам в высоких широтах. Длина



Рис. 1.1.5. Вид на устье залива Ис-фьорд
(фото А.С. Измайлова).

фьордов, как правило, в несколько раз превосходит их ширину. Наиболее крупными заливами архипелага являются Стур-фьорд (132 км), Вийде-фьорд (108 км), Ис-фьорд (107 км) (рис. 1.1.5), Ван Майен-фьорд (83 км), Вуд-фьорд (64 км).

Океанографические условия во фьордах тесно связаны с характеристиками течений вокруг архипелага (Тисленко, Иванов, 2015). Большое количество тепла и солей приносит во фьорды Западно-Шпицбергенское течение, являющееся северным ответвлением Норвежского течения (рис. 1.1.6). Температура воды в тёплом ядре этого течения (на глубинах 100—600 м) достигает 5 °С зимой и повышается до 7 °С летом. Тёплые и солёные атлантические воды в системе Западно-Шпицбергенского течения распространяются к северу, прижимаясь к континентальному (западному) склону о-ва Зап. Шпицберген. Именно поэтому воды к западу от архипелага, как правило, свободны от льда. В последние десятилетия наблюдаются устойчивые повышение температуры и увеличение солёности атлантических вод как в самом Западно-Шпицбергенском течении, так и, собственно, в фьордах о-ва Зап. Шпицберген, где эти воды классифицируются как трансформированные атлантические воды (Павлов и др., 2010).

Присутствие дрейфующего льда в водах, омывающих архипелаг Шпицберген, влияет на формирование особенностей океанографического режима арктических вод (Жичкин, 2015; Жичкин, 2016). В районе архипелага проходит южная граница распространения дрейфующих льдов. Она от года к году значительно меняет своё местоположение, перемещаясь иногда на значительные расстояния. К западу от Шпицбергена граница дрейфующих льдов под влиянием тёплого Западно-Шпицбергенского течения существенно смещена к северу. В отдельные благоприятные в ледовом отношении зимы сплошной ледяной покров может отсутствовать у за-

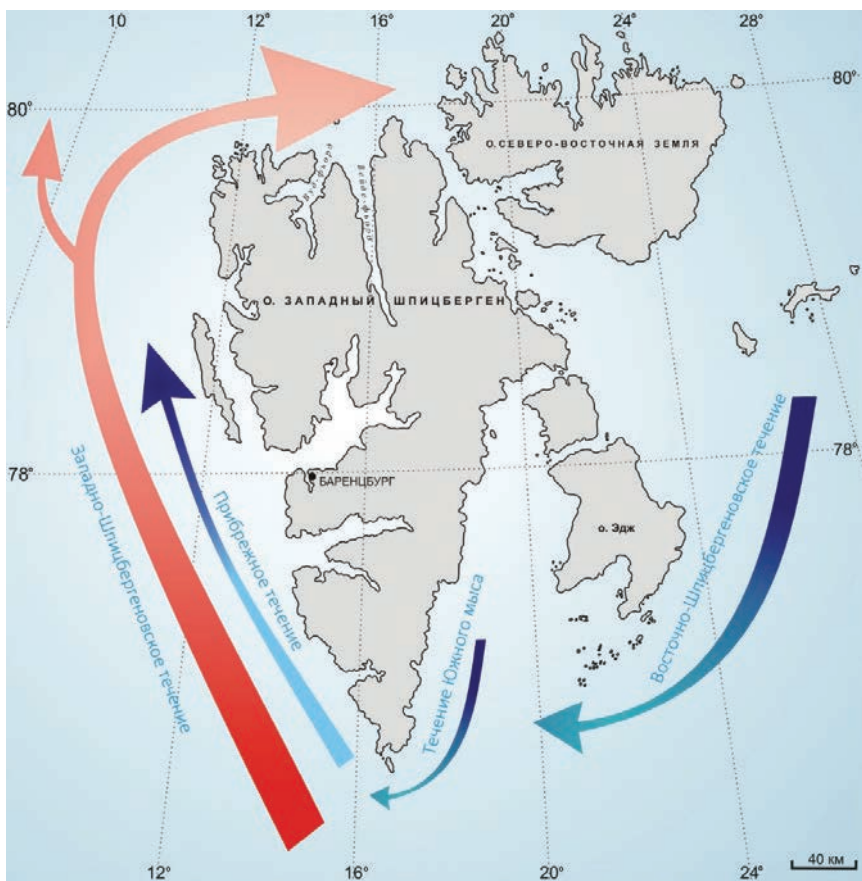


Рис. 1.1.6. Схема основных течений в районе арх. Шпицберген (Svendsen, 2002).

Красными стрелками показаны тёплые морские течения, голубыми — холодные.

падного побережья архипелага. При этом дрейфующие льды практически всегда наблюдаются вдоль южной оконечности архипелага (мыс Серкапп).

Самые крупные фьорды Зап. Шпицбергена, граничащие с проливом Фрама, такие как Конгс-фьорд, Ис-фьорд, Бельсунн и Хорнсунн, как правило, покрываются льдом (припаем) в ноябре — январе, а уже в мае — июне освобождаются от ледяного покрова. В некоторые годы (в последнее время это становится закономерностью) устойчивый припай в фьордах Зап. Шпицбергена не образуется в течение всего зимнего сезона (Павлов и др., 2010). Это объясняется тем, что к его западному побережью подходит одна из ветвей тёплого Северо-Атлантического течения — продолжения Гольфстрима (рис. 1.1.6). Тёплые воды проникают далеко в глубь фьордов и согревают их.

Речная сеть на архипелаге развита слабо. Наиболее крупные реки протекают на о-ве Западный Шпицберген: Рейндалэльва (протяжённость около 50 км), Сассенэльва (40 км) и Адвентэльва (35 км). Реки на Шпицбергене ледникового и снегового питания, большинство из них берёт своё начало у края ледников. По степени оледенения водосборного бассейна реки Шпицбергена можно разделить на три типа:



Рис. 1.1.7. Долина реки Грэн, апрель 2006 г.
(фото А.С. Измайлова).

с долей оледенения водосборов более 60 %; менее 60 %, но более 5 %; с нулевой долей оледенения.

Для рек характерны сезонные и суточные колебания уровня. В конце весны и начале лета, когда происходит активное таяние снежного покрова (рис. 1.1.7), реки многоводны и выносят в заливы большое количество взвешенного вещества. В середине лета и осенью реки сильно мелеют, а иногда превращаются в небольшие ручьи или совсем пересыхают. Однако в дни с продолжительными дождевыми осадками в середине лета отмечаются пики половодья.

Зимой реки и ручьи, как правило, промерзают до дна, но, несмотря на это, в зимний период жидкий ледниковый сток на Шпицбергене существует. Он выражается в виде обширных наледей в краевых частях политермальных ледников, однако его доля в общем объеме речного стока незначительна и составляет около 1—5 % (Соловьянова, Мавлюдов, 2007). Долины рек в пределах горной части имеют V-образную форму, в равнинной и прибрежной части — корытообразную. Формы рельефа речного происхождения в крупных долинах представлены исключительно поймой. Реки, как правило, не имеют единого русла — пойма прорезана многочисленными протоками и рукавами.

Результаты гидрометрических и гляциологических измерений показывают, что на речных бассейнах с низкой степенью оледенения средний слой стока находится в пределах 300—350 мм, достигая 1200—1500 мм на водосборах с ледниками (Hodgkins, 1997). Речной сток для бассейнов с долей оледенения водосборов более 60 % зависит не только от осадков, но в большой степени от абляции ледников. По определению, ледники с отрицательным балансом высвобождают больше воды, чем получают в виде снега или дождя. Хорошим примером является водосбор р. Бай-



Рис. 1.1.8. Озеро Линне
(фото И.Ю. Соловьяновой).

ельва, где дополнительный сток за счёт отрицательного баланса массы оценивается значением 200 мм/год (Sund, 2008), что примерно на 20 % увеличивает общий объём речного стока (Hagen and Lafaucoinnier, 1995). По данным измерений на устьевом створе р. Байельва за два летних сезона среднее распределение стока по месяцам можно представить следующим образом: май 0,8 %, июнь 17,4 %, июль 46,4 %, август 33,2 % и сентябрь 2,2 % (Hodson, 1994).

Основными водоёмами являются мелкие (глубиной менее 2 м) пруды и небольшие озёра, образовавшиеся в результате таяния вечной мерзлоты. Для них часто характерно высокое производство насекомых и ракообразных, и они могут быть значительными биотопами для птиц (Smith et al., 2005). В этих озёрах не обитает рыба, так как зимой они промерзают до дна. Единственная пресноводная рыба — арктический голец — встречается на незамерзающих озёрах (глубиной более 2 м), имеющих выход в море. Арктический голец (лат. *Salvelinus alpinus*) — вид лучепёрых рыб семейства лососёвых, хищник, поедающий молодь других рыб и мелкую рыбу.

К наиболее крупным озёрам архипелага относятся озёра Линне (рис. 1.1.8), Феммильшен и Лакшеэн (о-в Зап. Шпицберген).

Повсеместное распространение многолетней мерзлоты обуславливает развитие специфических форм рельефа, связанных с образованием морозобойных трещин, пучением, солифлюкцией, термокарстом и морозным выветриванием. Глубина естественного оттаивания грунтов в летний период колеблется от 0,5 до 2,5 м (Савченко, 2008). Вследствие промерзания сезонно-талого слоя напряжения, возникающие



Рис. 1.1.9. Солевые цветы на поверхности наледи в долине Грёндален (фото И.Ю. Соловьяновой).

в грунтах, вызывают образование бугров пучения высотой до 0,6 м и шириной 2—3 м. В местах круглогодичного выхода высокоминерализованных вод формируются огромные гидролокалиты. Так, в долине Адвентдален расположен пинго (булгуннях) высотой до 28 м и шириной до 410 м (Rossi et al., 2018). Поздней зимой и в начале весны у таких бугров пучения образуются обширные наледные поля с большим содержанием талой воды между наледными слоями и солевыми цветами на поверхности (рис. 1.1.9).

Толщина многолетнемёрзлых пород на Шпицбергене изменяется от 100 м в прибрежных областях и по днищам больших долин до 400—500 м под горными областями. Исключение составляют большие ледники, под которыми располагаются талики.

Несмотря на то что архипелаг располагается севернее 76° с.ш., климат там довольно мягкий. Климатические условия определяются как высокоширотным положением архипелага, морским окружением, так и влиянием тёплого Шпицбергенского течения (ветвь Гольфстрима) и режимом атмосферной циркуляции (Алексеев, 2003). Климат архипелага в целом относится к морскому типу. Однако между отдельными районами архипелага наблюдаются существенные климатические различия: на западе вследствие влияния Шпицбергенского течения (северо-восточное продолжение Северо-Атлантического течения) климатические условия более мягкие, чем на востоке.

Центральным районам архипелага присущи особенности континентального климата. Сравнительно холодные и влажные климатические условия наблюдаются на юго-востоке архипелага, а на северо-востоке климат типично арктический.

Здесь располагается «полюс холода» Шпицбергена. Даже в разгар лета температура в этом районе редко превышает 0 °С, а зимой иногда опускается ниже –40 °С. По данным наблюдений ГМО «Баренцбург», среднегодовая температура воздуха за период 1960—2000 гг. составила –5,8 °С (Семёнов и др., 2002). Средняя температура самого тёплого месяца (июля) составляет 8 °С. Абсолютный максимум температуры (20,3 °С) зарегистрирован в июле 1999 г. Наиболее холодным месяцем является февраль: среднемесячная температура составляет –18 °С. Минимальная температура (–39,8 °С) отмечена в Баренцбурге в марте 1986 г. По средним многолетним данным, устойчивый переход температуры через 0 °С в сторону положительных значений происходит 5 июня, в сторону отрицательных — 18 сентября.

Благодаря особенностям атмосферной циркуляции (вторжение тёплых циклонов) зимой могут наблюдаться периодические оттепели. Количество выпадающих осадков неодинаково для отдельных частей архипелага. По направлению от центра архипелага к западному побережью Шпицбергена количество осадков увеличивается, а к югу, юго-востоку и, особенно, северо-востоку уменьшается, вновь несколько возрастая лишь на самом восточном побережье. На западном побережье Шпицбергена выпадает около 400 мм осадков в год, а на о-ве Северо-Восточная Земля — чуть более 200 мм в год. Максимальное количество осадков приносят южные и юго-западные ветры.

В среднем за год выпадает 563 мм осадков. Наибольшее их количество приходится на декабрь (62,2 мм) и январь (59,5 мм), среднее минимальное — на май (29,0 мм) (Анциферова и др., 2016). В горах выпадает в 2,5—3 раза больше осадков, чем в низменных местах, что оказывает существенное влияние на баланс массы ледников. Осадки выпадают в основном в виде слабых, но продолжительных по времени снегопадов. Мощные снегопады и дожди случаются редко. Ежегодно на архипелаге отмечается около 240 дней с осадками, в том числе 170 дней со снегом и 70 дней с дождём.

В течение года на Шпицбергене преобладает облачная погода. Максимум облачности приходится на лето (август). В это время возможны грозы. Среднее годовое количество облаков составляет 7—8 баллов (Семёнов и др., 2002).

Крупномасштабная и местная циркуляция атмосферы определяется положением Исландского минимума давления и областей высокого давления над Гренландией и Северным Ледовитым океаном, которые определяют интенсивность поступления тёплого и влажного воздуха из Северной Атлантики в направлении к Норвежскому и Баренцеву морям. Большая разница температуры атлантической и арктической воздушных масс вызывает значительные колебания погодных условий, особенно в зимний период. Западно-Шпицбергенское течение является причиной отсутствия (минимального количества) дрейфующих льдов вдоль западного побережья архипелага практически в течение всего года к северу от Шпицбергена (район зимней полыньи «Китовая бухта»).

В геоботаническом отношении архипелаг Шпицберген выделяется в виде автономного округа арктических тундр (за исключением о-ва Северо-Восточная Земля, относящегося к южной полосе полярных пустынь).

Несмотря на кажущуюся скудность и реально суровые природные условия, флора архипелага довольно богата. Большая часть о-ва Зап. Шпицберген представлена северной полосой арктических тундр, и лишь в районе Ис-фьорда отмечаются экстразональные «острова» южной арктической тундры. На архипелаге произрас-



Рис. 1.1.10. Яркие представители флоры архипелага.

а — полярная ива, *б* — подберёзовик в зарослях карликовой берёзы, *в* — синюха бореальная, *г* — дриада восьмилепестная.

тают многочисленные мхи, лишайники, грибы, пресноводные водоросли и более 170 видов сосудистых растений, относящихся к 29 семействам (Королёва и др., 2008).

Всё это разнообразие занимает слой толщиной максимум несколько десятков сантиметров над землей, деревья и высокие кусты отсутствуют. Среди представителей можно отметить такие растения, как полярная ива (*Salix polaris*) — низкорослый кустарник с миниатюрными листочками, а также карликовая берёзка (*Betula nana*) (рис. 1.1.10). Довольно часто встречаются белые и жёлтые полярные маки (*Papaver polare*) и дриады (*Dryas octopetala*), цветущие и в середине августа, то есть уже практически перед наступлением зимы, смолёвка бесстебельная (*Silene acaulis*), образующая розовые подушечки, и др. (Королёва и др., 2008; Саватюгин, Дорожкина, 2009).

На архипелаге Шпицберген в летние месяцы насчитывается около 90 видов птиц, 30 из которых гнездятся на архипелаге постоянно (Kovacs, 2005). Из морских птиц архипелага наиболее многочисленны кайры, люрики, тупики, глупыши, моёвки и другие виды морских чаек. С морем тесно связаны обыкновенная гага, полярные крачки, белощёкие казарки, морские песочники. Одной из прекрасных представительниц морских птиц является белая чайка (рис. 1.1.11). Эта птица внесена в Красную книгу России, Канады, Гренландии и Норвегии. Белая чайка гнездится небольшими колониями на недоступных скалах среди ледников и даже на морских льдах, зимует на кромке льдов и в полыньях. В результате потепления климата и сокращения площади морских льдов, а также по причине хищнического сбора

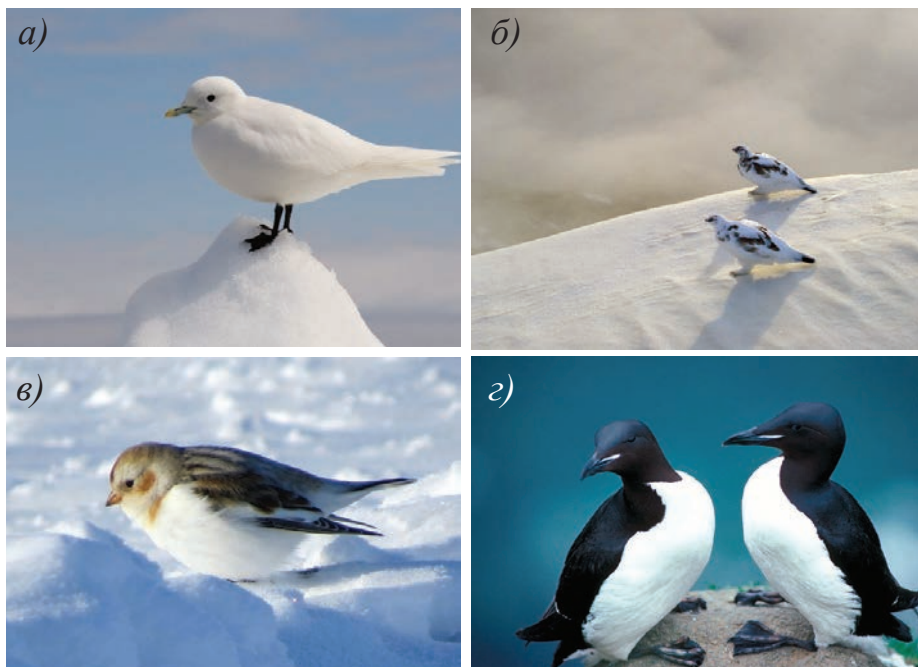


Рис. 1.1.11. Представители орнитофауны Шпицбергена.

а — белая чайка, *б* — тундрьяная куропатка в осеннем наряде, *в* — пуночка, *г* — толстоклювые кайрыб

яиц и загрязнения наблюдается глобальное сокращение численности белых чаек (Гаврило, Стрём, 2004; Гаврило, 2011).

Из сухопутных птиц типичны тундрьяная куропатка и пуночка (рис. 1.1.11).

Видов млекопитающих на Шпицбергене относительно мало. В первую очередь это белый медведь. Популяция белых медведей на архипелаге насчитывает несколько тысяч особей. Наиболее часто белые медведи встречаются в его северо-западной части. Обычной добычей для них служат тюлени, однако медведи — нередкие гости поселковых окраин (особенно зимой), куда они приходят в поисках отходов с человеческого стола. Часть медведей мечены радиомаяками, позволяющими следить за их передвижениями, а места, где они приносят потомство, — наиболее охраняемые на Шпицбергене. При этом, поскольку полярные медведи большую часть жизни проводят на покрывающих море дрейфующих льдах, их не относят к наземным животным, а считают морской фауной, хотя детёнышей они рожают всё же на земле, в снежных берлогах.

Охота на белого медведя широко практиковалась на Шпицбергене — в некоторые годы число убитых медведей превышало 800 особей. Такая неконтролируемая охота привела к резкому уменьшению популяции, что заставило правительство Норвегии в 1973 г. ввести полный запрет на охоту на медведей. Тем не менее, несмотря на полный запрет отстрела, почти ежегодно отмечаются случаи гибели животных либо при самообороне, либо, по согласованию с губернатором, при отстреле больных, раненых животных или в научных целях.

Настоящих сухопутных зверей здесь всего два вида — северный олень и песец. Олени относятся к самостоятельному подвиду, встречаются на архипелаге повсюду;



Рис. 1.1.12. Представители фауны Шпицбергена.

а — недолинявший песец; *б* — шпицбергенский северный олень.

часто они даже заходят в посёлки и подпускают человека на расстояние нескольких метров. В отличие от своих собратьев на материке местные олени имеют густой мех и короткие ноги; они никогда не образуют большие стада и встречаются обычно парами или пара плюс молодые животные. Максимальная численность наблюдавшихся стад составляла около десятка особей.

В период с 1860 по 1925 г. наблюдалось драматическое уменьшение численности популяции, в связи чем был наложен полный запрет на отстрел оленей в период между 1925 и 1983 г. Это привело к восстановлению их популяции и повторной колонизации ими прежних ареалов. Ежегодный мониторинг численности оленей в долине Адвендален (1979—2013 гг.) показал, что размер популяции колеблется от 400 до 1200 особей. Аналогичные цифры и динамика численности популяции также зафиксированы в соседней долине Рейндален. Численность оленей настолько велика, что на Шпицбергене, где охрана природы осуществляется очень строго, есть сезон охоты на них. А сброшенные рога на местах кормежки густо покрывают землю.

Популяция песца на архипелаге достаточно стабильна. Пока нет возможности произвести полный подсчёт численности всей популяции песца на территории Шпицбергена, однако плотность их популяции только в одном районе Адвендален — Сассендален (около 900 км²) оценивается в 1—1,5 особей на 10 км². Песцы ведут активный кочевой образ жизни — в поисках пищи они могут совершать довольно большие переходы. Эти животные встречаются на приморских низменностях и высоко в горах, однако излюбленное место их обитания — подножие скал с птичьими



Рис. 1.1.13. Дорожный знак в пос. Лонггир (фото Л.М. Саватюгина).



Рис. 1.1.14. Лежбище моржей в национальном заповеднике на Земле Принца Карла.

базарами, где они поедают яйца и птенцов. Песцы являются переносчиками паразитов, передаваемых людям, таких как бешенство и ленточный червь *Echinococcus multilocularis*, а также токсоплазмоз. Вспышки бешенства на архипелаге были зарегистрированы в 1980 и в 2011 гг. Именно по этой причине на острове запрещено содержание домашних кошек. На Шпицбергене охота на песцов разрешена. По данным губернатора Шпицбергена, ежегодно добывается до 120 зверей (Знакомьтесь: архипелаг Свальбард, 2012).

Неоднократно осуществлялись попытки переселения на архипелаг других сухопутных млекопитающих, в частности полярных зайцев и овцебыков из Гренландии, но они не увенчались успехом.

Прибрежные воды архипелага населяют тюлени (кольчатая нерпа, морской заяц, обыкновенный тюлень), моржи, белухи (Ежов, 2016). С тёплым течением приходят к берегам архипелага стаи трески и сельди, палтуса и пикши, а за ними приплывают тюлени: гренландский и морской заяц. На галечных пляжах под скалами устраивают свои лежбища клыкастые моржи (рис. 1.1.14), а в открытом море нередко можно увидеть фонтаны китов. Последних в водах Шпицбергена немало и по сей день, хотя китобойные флотилии охотились в этих местах со времен Баренца и Гудзона. Боль-



Рис. 1.1.15. Вход в хранилище Второй «Ноев ковчег».

ше всего белух и касаток, но встречается и знаменитый единорог — нарвал. Голова этого кита заканчивается острым двухметровым костяным наростом, похожим на рог.

Единственный вид рыб, встречающийся в реках и озёрах о-ва Зап. Шпицберген, — арктический голец (*Salvelinus alpinus*). В море водится треска (*Gadus morhua*), мойва (*Mallotus villosus*), пикша (*Melanogrammus aeglefinus*), белокорый палтус (*Hippoglossus hippoglossus*), морской окунь (*Sebastes marinus*).

В окрестностях пос. Лонгьир (Зап. Шпицберген) под эгидой ООН был создан Всемирный банк-семеновохранилище посадочного материала, названный Второй Ноев ковчег или Хранилище Судного дня (рис. 1.1.15). По замыслу авторов, просчитавших все варианты развития человеческой истории, хранилище должно представлять собой что-то вроде банковского помещения с ячейками, куда каждое государство поместит дубликаты семян из своих национальных фондов. Если катастрофа произойдет на родине растения, всегда останется надежда на северные запасы. Идею высоко оценили международные финансовые фонды и вложили в неё вместе с норвежским правительством почти 10 млн долларов.

Строительство началось в 2006 г., а уже в 2008 г. хранилище приняло первую партию семян. Оно представляет собой огромное сооружение в скале в виде подземного 120-метрового тоннеля.

Шпицберген был выбран не случайно: в условиях вечной мерзлоты легче обеспечить сохранность запасов при поломке всего оборудования и меньше энергетические затраты на обслуживание холодильной техники. Объект построен на высоте 130 м над уровнем моря. Это гарантирует, что потенциальный всемирный потоп, который спровоцируют растаявшие льды Арктики и Антарктики, обойдет его стороной. Регион располагается вне зоны сейсмической активности, поэтому землетрясения железобетонному бункеру также не угрожают.

До полного заполнения Хранилища Судного дня, рассчитанного на 4,5 млн тонн семян, пока далеко. Участники проекта отправляют сюда по 500 семян одного наименования; предпочтение отдаётся сельскохозяйственным культурам. Абсолютным спасением зеленого покрова Земли этот объект не станет, но он обеспечит сохранность достижений человечества, своими исследованиями и постоянной селекцией многократно увеличившего разнообразие растительного мира.

Уникальной особенностью Шпицбергена является крайне низкое содержание микробов, пыли и паразитов в воздухе и почве. Низкая биологическая активность среды обеспечивает высокую сохранность как органики, так и искусственных объектов и сооружений. Даже будучи брошенными десятки лет, некоторые здания на Шпицбергене могут выглядеть так, как будто люди оставили их только вчера.

Шпицберген имеет очень богатую и разнообразную геологическую историю, поэтому его нередко называют настоящим заповедником геологии. Здесь можно найти горные породы практически всех периодов развития Земли, а богатейшие залежи каменного угля указывают на тот факт, что когда-то архипелаг явно находился в зоне с более тёплым климатом. Поскольку растительный покров здесь очень скуден, а человеческая деятельность ограничена, большинство уникальных природных образований дошли до наших дней в практически первозданном состоянии. Чтобы сохранить эту уникальную природу, около 65 % поверхности Шпицбергена отведено под охраняемые области, среди которых семь национальных парков, шесть заповедников (Северо-Восточный и Юго-Восточный Свальбард, три флористических

района и один морской заповедник), 15 специализированных птичьих заказников и один геологический заповедник.

Характер использования этих заповедников установлен в соответствии с нормами Экологического акта Свальбарда от 2001 г., большинство положений которого относятся и к охране всей природы архипелага. Во всех этих зонах действует полный запрет на использование двигательных средств с мотором и любую хозяйственную деятельность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бужин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П., Данилов А.И., Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Кубышкин Н.В., Наумов А.К., Нестеров А.В., Скутин А.А., Скутина Е.А., Шибакин С.И. Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Вып. 1 (78). С. 66—80.

Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6—21.

Анциферова А.Р., Сиеккинен Е.Д., Чаус О.М. Климатические особенности распределения осадков на архипелаге Шпицберген по данным ГМО «Баренцбург» // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2016. Вып. 16. С. 26—31.

Гаврило М.В. Белая чайка *Pagophila eburnea* (Phipps, 1774) в Российской Арктике: особенности гнездования вида в современном оптимуме ареала / Автореф. дис. ... канд. биол. наук. СПб, 2011.

Демидов Н.Э., Караевская Е.С., Веркулич С.Р., Никулина А.Л., Саватюгин Л.М. Первые результаты мерзлотных наблюдений на криосферном полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Вып. 4 (110). С. 67—79.

Ежов А.В. Некоторые особенности присутствия ластоногих в заливе Грэн-фьорд (Шпицберген) в позднелетний и весенний периоды // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2016. Вып. 16. С. 128—132.

Жичкин А.П. Динамика ледовитости в районе архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа в начале XXI в. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2016. Вып. 16. С. 140—144.

Жичкин А.П. Особенности межгодовых и сезонных колебаний аномалий ледовитости Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 52—62.

Зингер Е.М. Шпицберген — ледовый архипелаг. М.: Пента, 2006. 302 с.

Знакомьтесь: архипелаг Свальбард / Под ред. Р.Р. Боре. Осло, 2012. 28 с.

Королёва Н.Е., Константинова Н.А., Савченко А.Н., Белкина О.А., Лихачев А.Ю., Давыдов Д.А., Урбанавичене И.Н. Флора и растительность побережья залива Грэн-фьорд (архипелаг Шпицберген). Апатиты: Изд. К&М, 2008. 132 с.

Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 157 с.

Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.

Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1975. 276 с.

Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В.К. Потепление в заливах Западного Шпицбергена кратковременное явление или устойчивая тенденция // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 3. С. 1—13.

Печуров Л.В. Шпицберген. М.: Мысль, 1983. 150 с.

Саватюгин Л.М., Угрюмов Ю.В. Исследования и работы организаций Росгидромета на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. Информационно-аналитический сборник. 2018. Вып. 1 (31). С. 9—12.

Саватюгин Л.М., Дорожкина М.В. Архипелаг Шпицберген: российские имена и названия. СПб: Наука, 2009. 259 с.

Савченко А.Н. Природные условия / В кн.: Флора и растительность побережья залива Грэнфьорд (арх. Шпицберген). Апатиты: Изд-во К&М, 2008. С. 9—10.

Семёнов А.В. Анциферова А.Р., Давыдов А.А. Климат Баренцбурга. Изменения основных характеристик за последние 40 лет (по данным наблюдений зональной гидрометеообсерватории «Баренцбург») // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2002. Вып. 2. С. 139—145.

Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р. Речной сток на Шпицбергене зимой // Метеорология и гидрология. 2006. Вып. 4. С. 100—109.

Тисленко Д.И., Иванов Б.В. Долгопериодная изменчивость температуры атлантических вод во фьордах о-ва Зап. Шпицберген в период первого (1920—1940 гг.) и современного потепления в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. Вып. 2 (104). С. 93—101.

Arctic fox (*Vulpes lagopus*) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.npolar.no/en/species/arctic-fox.html>. Загл. с экрана. Дата обращения: 7 сентября 2018.

Dowdeswell J. On the Nature of Svalbard Icebergs // J. Glaciology. V. 35 (120). P. 224—234; doi: 10.3189/S002214300000455X.

Dowdeswell J., Forsberg C.F. The size and frequency of icebergs and bergy bits derived from tidewater glaciers in Kongsfjorden, northwest Spitsbergen // Polar Research. V. 11 (2). P. 81—91; doi: 10.3402/polar.v11i2.6719.

Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.-G. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. V. 22 (2). P. 145—159.

Hagen J.O., Lafauconnier B. Reconstructed runoff from High Arctic basin Bayelva in Svalbard based on mass balance measurements // Nord. Hydrol. 26. P. 285—296.

Hodgkins R. Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high arctic // Quaternary Sci. Reviews. V. 16 (9). P. 957—973; doi:10.1016/S0277-3791(97)00032—2.

Hodson A. Climate, hydrology and sediment transfer process interactions in a sub-polar glacier basin, Svalbard / Unpublished Ph.D. thesis, University of Southampton.

Jiskoot H., Murray T., Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // J. Glaciology. V. 46. (154). P. 412—422.

Kovacs K. Birds and mammals of Svalbard. Published by the Norwegian Polar Institute as No. 13 in the series «Polar Handbooks». 203 p.

Kristensen L., Benn D.I. A surge of the glaciers Skobreen—Paulabreen, Svalbard, observed by time-lapse photographs and remote sensing data // Polar Research. V. 31 (1) — 11106; doi: 10.3402/polar.v31i0.11106.

Liestøl O. Open-system pingos in Spitsbergen // Norsk Geografisk Tidsskrift. V. 50 (1). P. 81—84; doi: 10.1080/00291959608552355.

Pettersson L.-E. Hydrological Investigations in Svalbard / Proc. Nordic Hydrological Conference. NHP-report 34/94.

Rossi G., Accaino F., Boaga J., Petronio L., Romeo R., Wheeler W. Seismic survey on an open Pingo system in Adventdalen Valley, Spitsbergen, Svalbard // Near Surface Geophysic. V. 16; doi: 10.3997/1873—0604.2017037.

Schellenberger T., Dunse T., Kääh A., Schuler T.V., Hagen J.O., Reijmer C.H. Multi-year surface velocities and sea-level rise contribution of the Basin-3 and Basin-2 surges, Austfonna, Svalbard // The Cryosphere Discuss. 2017. V. 5; doi: 10.5194/tc.

Sevestre H., Benn D.I. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging // *J.Glaciology*. V. 61. P. 646—662; doi: 10.3189/2015JoG14J136.

Smith L. C., Sheng Y., MacDonald G. M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes // *Science*, 308. P. 1429—1429; doi: 10.1126/science.1108142.

Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen J.-O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland, S., Ørbæk, J.-B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Oddbjørn Bruland O., Wiencke C. The physical environment of Kongsfjorden — Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // *Polar Research*. V. 21 (1). P. 133—166; doi: 10.3402/polar.v21i1.6479.

Sund M. Polar hydrology. Report Norwegian Water Resources and Energy Directorate's work in Svalbard. Oslo. 66 p.

Svalbard reindeer (*Rangifer tarandus platyrhynchus*) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.npolar.no/en/species/svalbard—reindeer.html>. Загл. с экрана. Дата обращения: 7 сентября 2018.

Vidar B., Cherenkov A.E., Gavriilo M.V., Koryakin A.S., Krasnov J.V., Nikolaeva N.G., Pokrovskaya I.V., Semashko V.J., Tertitski G.M. Seabird colony dataBASE of the Barents Sea Region and the Kara Sea. Norsk Polarinstitutt Rapportserie Tromsø. 2000. 78 p.

1.2. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Г.В. Алексеев, Н.И. Глок, А.В. Смирнов, С.И Кузмина, А.Е. Вязилова

Климат в районе архипелага Шпицберген, как и во всей Арктике, формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. Наибольший вклад в компенсацию дефицита солнечной энергии здесь вносит поступление тепла с атмосферной и океанической циркуляцией. Благодаря этому процессу климат Арктики значительно теплее, чем был бы при отсутствии адвекции (Алексеев, 2014; Алексеев, Подгорный, 1991). Усиление переноса тепла и влаги из низких широт, в свою очередь, приводит в действие обратные связи в арктической климатической системе. Это увеличение притока длинноволновой радиации к поверхности вследствие роста концентрации водяного пара в атмосфере и поглощения тепла от Солнца в результате увеличения пространств открытой воды летом. На рис. 1.2.1 схематически представлены процессы, участвующие в формировании арктического климата.

При современном потеплении особое внимание привлекает деградация морского ледяного покрова в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующего на изменения климата. Анализ исторических данных о морских арктических льдах обнаруживает значительные изменения в распространении льдов в прошлом. В XX столетии выделяют четыре стадии в развитии морских арктических льдов в приатлантической Арктике: две стадии разрастания ледяного покрова (1900—1918 и 1938—1968 гг.) и две стадии его сокращения (1918—1938 и 1968—1999 гг.), проявившиеся на фоне векового сокращения площади арктических льдов (Захаров, 2004).

Наиболее ранние оценки распространения льдов относятся к акватории Гренландского, Норвежского и Баренцева морей и прилегающих районов (Løuningetal, 2003; Vinje, 2001). По этим оценкам, в 1920—1940 гг. площадь льда летом в об-

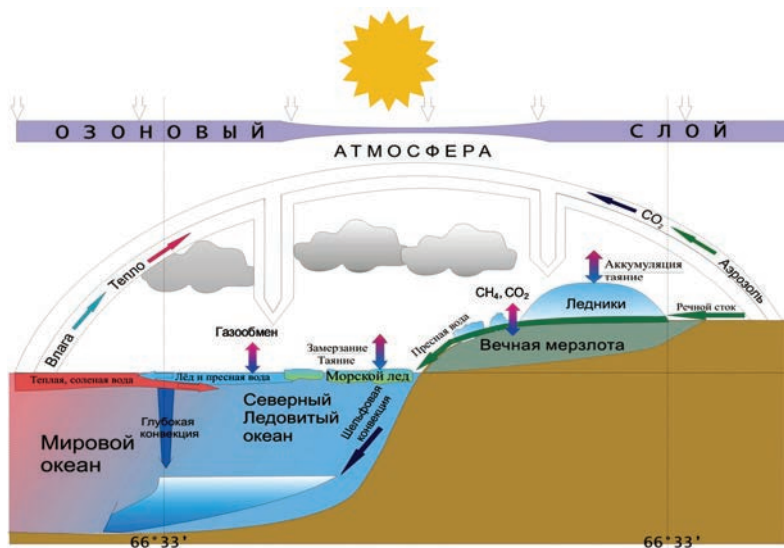


Рис. 1.2.1. Процессы, участвующие в формировании климата Арктики (Алексеев, 2003).

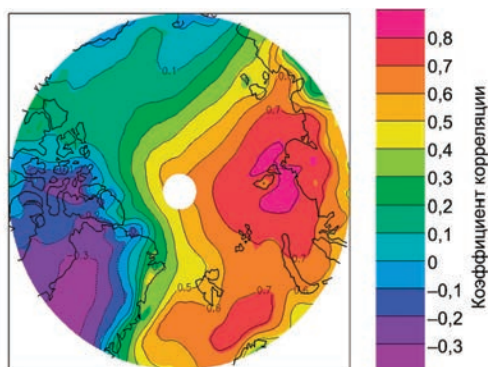


Рис. 1.2.2. Коэффициент корреляции между притоком явного тепла через атлантические «ворота» на изобарической поверхности 1000 гПа и приповерхностной температурой воздуха в декабре — феврале 1979—2014 гг. в Арктике, рассчитанный по данным реанализа ERA/Interim (Алексеев и др., 2016б).

ласти от 30° з.д. до 70° в.д. и к югу от 80° с.ш. сокращалась. Максимум в стадии сокращения морского ледяного покрова (1918—1938 гг.) пришёлся на потепление 1930-х годов. В.Ю. Визе первым указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину арктического потепления и вследствие этого сокращения площади морского ледяного покрова в приатлантической Арктике (Визе, 1937).

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике подтверждается расчётами вклада атмосферного переноса в формирование её энергетического баланса. Как показывают оценки, меридиональный перенос в атмосфере составляет основную приходную часть энергетического баланса для системы Земля — атмосфера в высоких широтах Северного полушария (Марчук и др., 1988; Хрол, 1992; Nakamura, Oort, 1988; Serreze et al., 2007).

Расчёты атмосферного переноса явного и скрытого тепла в Арктику через параллель 70° с.ш., выполненные в работе Алексеев и др. (2016б), показали, что основной приток атмосферного тепла зимой осуществляется через атлантические «ворота» (от 0 до 80° в.д.) и оказывает наибольшее влияние на изменения зимней температуры воздуха в приатлантической Арктике (рис. 1.2.2).

Межгодовые изменения этого притока показывают его увеличение, особенно заметное после 1997 г. (рис. 1.2.3 а), которое согласуется с межгодовыми изменениями средней температуры воздуха к северу от 70° с.ш. (рис. 1.2.3 б).

Очевидно, что приток атмосферного тепла через атлантические «ворота» связан с обогревающим влиянием Северной Атлантики, откуда в Норвежское и Гренландское моря и далее в Баренцево море поступает тёплая солёная вода. Над этой водой распространяются потоки тёплого и влажного воздуха, перемещающиеся далее на акваторию арктических морей и в Арктический бассейн. Вода с положительной температурой на поверхности Северо-Европейского бассейна (СЕБ) в холодную часть года является мощным «обогревателем» региона. Однако мощность этого «обогревателя» колеблется вслед за изменениями циркуляции атмосферы и водных масс в Северной Атлантике, обеспечивающих перенос тепла из низких широт в высокие.

Благодаря многолетним океанографическим наблюдениям в СЕБ, начатым в конце XIX века, изменения термохалинного состояния водных масс в этом райо-

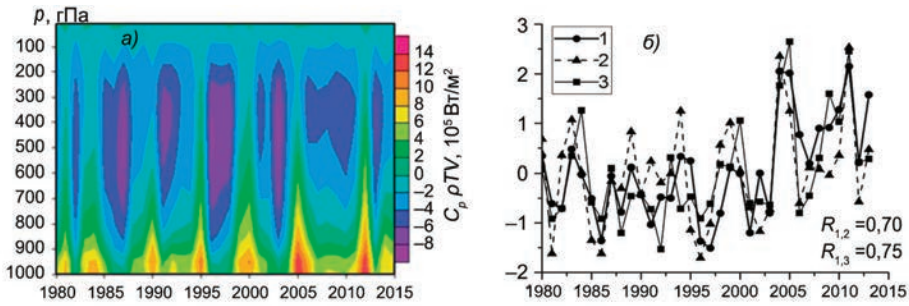


Рис. 1.2.3. Приток тепла через атлантические «ворота» в Арктику, влияющий на приповерхностную температуру воздуха.

a — распределение средних за зиму значений осредненного на участке 0° — 80° в.д. переноса явного тепла через вертикальную единичную площадку на изобарических уровнях.; *б* — нормированные значения средней температуры воздуха у поверхности в январе — феврале (1) и оценки переноса явного (2) и скрытого (3) тепла на поверхности $p = 1000$ гПа в декабре — феврале. R — коэффициент корреляции между температурой воздуха и переносом (Алексеев и др., 2016б).

не Мирового океана относительно хорошо задокументированы. Особенно ценные данные о колебаниях притока атлантической воды (АВ) получены в результате наблюдений на разрезе вдоль Кольского меридиана ($33^{\circ} 30'$ в.д.), которые были начаты в 1900-е годы и продолжают до сих пор (Бочков, 1982; Карсаков, 2009).

В последние годы вышла серия работ, посвящённых исследованию изменчивости характеристик климата СЕБ и их причин. Особое внимание в них уделяется изменчивости характеристик морского ледяного покрова (МЛП) под влиянием как атмосферы, так и океана. При этом обсуждается роль каждого из факторов, в том числе в качестве возможной первопричины.

Найдена связь между температурой атлантической воды в Баренцевом море и атмосферной циркуляцией, и при этом отмечено влияние потоков тепла в атмосферу на аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в Норвежском море (Schlichtholz, Houssais, 2011). Позднее был сделан вывод о том, что океан играет ключевую роль в формировании изменчивости характеристик тропосферы зимой над СЕБ (Schlichtholz, 2014). К противоположному заключению пришли авторы работы Ivanova et al. (2012), которые нашли, что вклад аномалий потоков тепла зимой в изменчивость кромки морского льда в четыре раза больше, чем аномалий ТПО, приносимых в Гренландское и Баренцево моря.

В ряде работ исследуется обратное влияние изменений морского ледяного покрова в Баренцевом море на атмосферную циркуляцию над морем и за его пределами (Семёнов и др., 2012; Inoue et al., 2012; Liptak, Strong, 2014; Petoukhov, Semenov, 2010; Semenov et al., 2015). При этом отмечается, что при свободном от льда Баренцевом море в начале зимы в атмосфере преобладает циклоническая циркуляция, что сопровождается западным смещением отрога сибирского антициклона с затоками холодного воздуха вдоль его западной периферии, приводящими к зимним похолоданиям в Европе.

Не все эксперименты с моделями общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и глобальными моделями климата подтверждают сильное влияние Баренцева моря на климат умеренных широт. В экспериментах исследована реакция атмосферы высоких и умеренных широт на изменения площади морского льда (ПМЛ) в Арктике и ТПО

в Северном полушарии МОЦА (Байдин, Мелешко, 2014; Мелешко, Байдин, 2013). В результате расчётов не было обнаружено связи между сокращением площади льда и холодными зимами в Европе, которые, по мнению авторов, скорее, связаны с изменениями циркуляции атмосферы под влиянием повышения ТПО и усиления меридионального переноса тепла.

Результаты экспериментов с глобальными совместными моделями климата по исследованию чувствительности к внешним воздействиям заслуживают большего доверия по сравнению с экспериментами с МОЦА, поскольку не разрывают искусственно изменения ТПО и ПМЛ. В экспериментах с норвежской глобальной моделью климата по оценке влияния океанического притока тепла на морской лёд в Арктике было показано, что увеличение поступления атлантической воды (АВ) в СЕБ оказывает сильное влияние на площадь морского льда, поскольку происходит сокращение ледообразования. Таким образом, океан влияет на изменения массы льда сильнее атмосферы как на среднее ее значение, так и на изменчивость (Sandø et al., 2014).

Сложность процессов, формирующих изменчивость климата в регионе, проявляется в значительных расхождениях модельного и наблюдаемого климата, выявляемых при сравнении результатов расчётов на глобальных совместных моделях. Максимальное расхождение смоделированного и наблюдаемого климата за 1981—2000 гг. наблюдалось на акватории Баренцева моря: модельная температура воздуха оказалась здесь на 6—8 °С ниже, а площадь морского льда значительно больше наблюдавшихся значений (Charman et al., 2007). Новое поколение глобальных моделей CMIP5 лучше воспроизводит наблюдаемый климат на акватории Баренцева моря, но расхождения с результатами наблюдений остаются одними из самых значительных в Арктике (Павлова и др., 2014; Semenov et al., 2015).

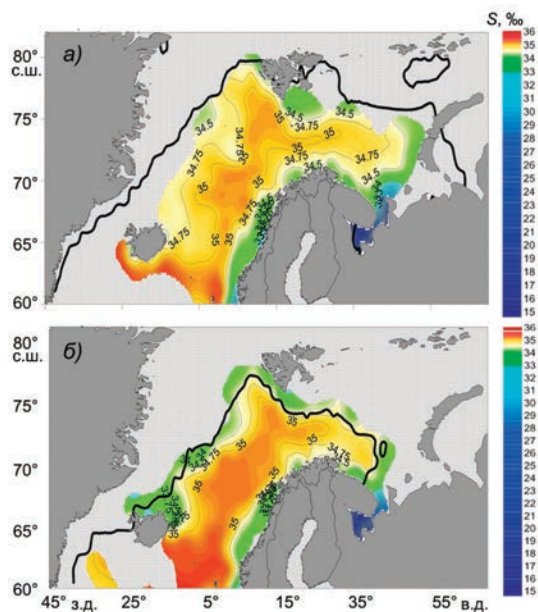


Рис. 1.2.4. Распределение солёности (‰) воды на поверхности СЕБ и положение кромки льда (чёрная кривая) в июне 1989 г. (а) и 1969 г. (б).

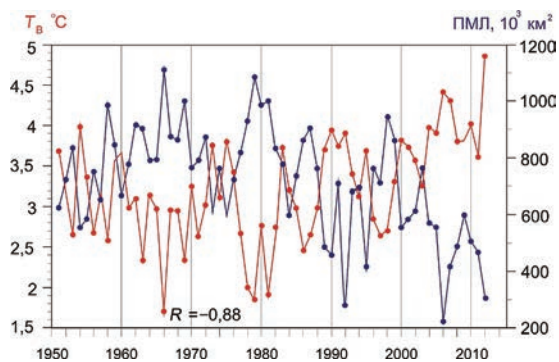


Рис. 1.2.5. Среднемесячная температура воды на разрезе по Кольскому меридиану ($T_{\text{в}}$) и площадь льда (ПМЛ) в Баренцевом море в мае (Алексеев и др., 2016а).

Наглядное свидетельство влияния притока АВ на распространение морского льда в приатлантической Арктике представлено на совместных картах распределения солёности воды на поверхности Баренцева, Норвежского и Гренландского морей и положения кромки льдов в июне (рис. 1.2.4). Из рисунка видно, что при увеличении площади распространения более солёных АВ (рис. 1.2.4 б) кромка льдов отступает и, наоборот, при ее сокращении льды занимают большую акваторию (рис. 1.2.4 а). Для иллюстрации выбран июнь, поскольку для этого месяца имеется наибольшее количество данных океанографических наблюдений и в то же время период летнего таяния морского льда еще только начинается.

Количественная оценка влияния колебаний притока АВ на изменения площади льда показала, что наиболее тесная связь (коэффициент корреляции $-0,88$) отмечается между ними в мае, когда увеличение площади ледяного покрова прекращается, а таяние только начинается (рис. 1.2.5) (Алексеев и др., 2016а).

Влияние притока АВ на изменчивость характеристик регионального климата предполагает её связь с аномалиями характеристик АВ в областях их формирования в умеренных и низких широтах Северной Атлантики. В работе Алексеева и др. (2016а) по результатам многомерного корреляционного и факторного анализа полей среднемесячной ТПО HadISST совместно с характеристиками морского льда и температуры воды в СЕБ найдены две такие области. Одна из этих областей находится в районе начала Северо-Атлантического течения к югу от Ньюфаундленда, другая — в экваториальной части Северной Атлантики (рис. 1.2.6). Влияние первой из указанных областей на температурный режим региона сказывается через девять месяцев, а второй — через 27 месяцев.

Аномалии ТПО в экваториальной области оказывают наиболее заметное влияние на площадь арктического морского льда зимой через три года (рис. 1.2.7), что эквивалентно влиянию на площадь льда в приатлантической Арктике, поскольку изменчивость площади льда в СЛЮ зимой происходит за счёт изменений в приатлантической Арктике.

Влияние региональной атмосферной циркуляции на изменения площади льда и температуры воздуха в Баренцевом море, которое оценивалось в работе с помощью трёх различных атмосферных показателей, оказалось незначительным по сравнению со вкладом притока АВ (Алексеев и др., 2016а). Наиболее заметно влияние меридиональной составляющей атмосферной циркуляции, оцениваемой разностью

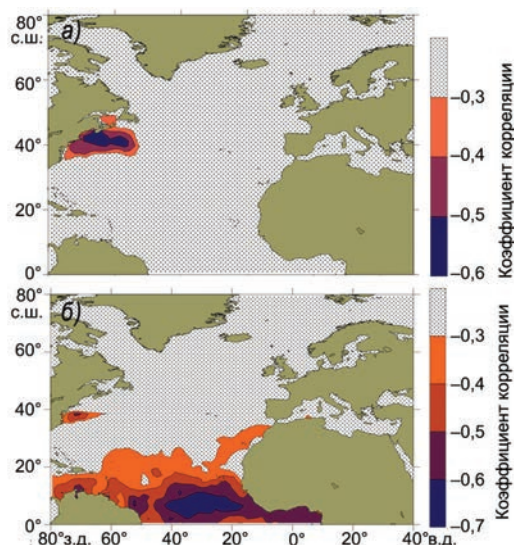


Рис. 1.2.6. Области в Северной Атлантике, среднемесячная ТПО в октябре в которых влияет на площадь морского льда в Баренцевом море спустя девять месяцев (а) и 27 месяцев (б).

Цветом показан коэффициент корреляции за 1950—2014 гг.

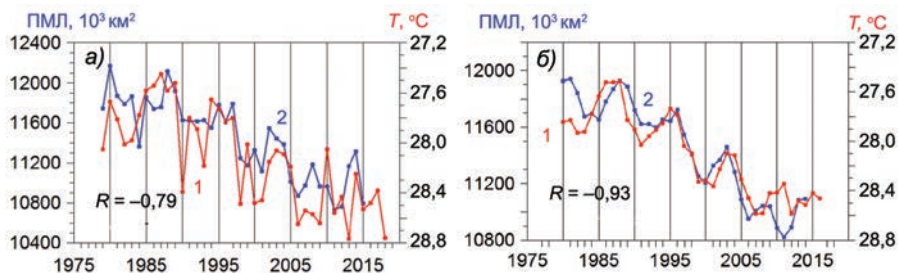


Рис. 1.2.7. Изменения ТПО (T) в экваториальной области Северной Атлантики в октябре и площади льда в СЛО (ПМЛ) в декабре спустя три года (а) и то же, но после скользящего сглаживания с окном три года (б).

R — коэффициент корреляции.

давления между Шпицбергенем и Землей Франца Иосифа, зимняя аномалия которой оказывает влияние на температуру воды и ПМЛ в течение почти всего года. Влияние изменений циркуляции над Баренцевым морем, описываемых главным компонентом поля давления в зимние месяцы, проявляется в изменчивости $T_{\text{КМ}}$ (температура воды на разрезе по Кольскому меридиану) с апреля по ноябрь, а в изменчивости ПМЛ с февраля по май.

Сравнение вклада изменений притока АВ и колебаний атмосферной циркуляции с помощью расчётов множественной регрессии $T_{\text{КМ}}$ и показателей циркуляции (поочередно) на ПМЛ показало, что с изменениями температуры воды связано 76 % изменчивости ПМЛ в мае, а с показателями региональной атмосферной циркуляции температуры воды — около 10 %. Основная причина более слабого регионального атмосферного влияния на межгодовую изменчивость ПМЛ понятна из сопоставления

спектральной структуры межгодовой изменчивости $T_{\text{км}}$, ПМЛ и приповерхностной температуры воздуха в Баренцевом море и показателей атмосферной циркуляции. На колебания с периодом более 10 лет приходится 50 % межгодовой изменчивости первых двух характеристик, а на колебания с периодом менее трех лет — не более 15 %. В межгодовой изменчивости характеристик региональной циркуляции атмосферы до 40 % приходится на колебания с периодом менее трех лет, которые включают погодный шум от не полностью исключённых синоптических колебаний. Кроме того, расчёт разности давления между точками на сравнительно небольшом расстоянии ослабляет крупномасштабные компоненты изменчивости давления и усиливает случайные колебания.

Воды, омывающие арх. Шпицберген, находятся под обогревающим влиянием Северной Атлантики. Тёплая солёная вода поступает через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы в Норвежское и Гренландское моря и далее в Баренцево море и в Арктический бассейн. Над этой водой распространяются потоки тёплого и влажного воздуха, перемещающиеся на восток и северо-восток в арктические моря и в Арктический бассейн. Вода на поверхности Норвежского и Баренцева морей, температура которой выше 0 °С, в холодную часть года является мощным «обогревателем» региона. Однако мощность этого «обогревателя» колеблется вслед за изменениями циркуляции атмосферы и водных масс в Северной Атлантике, обеспечивающей перенос тепла из низких широт к высоким. Изменения притока атлантической воды определяют основную часть межгодовой изменчивости площади льда, температуры воды в холодную часть года и среднегодовой температуры воздуха в регионе.

Влияние региональной циркуляции атмосферы на межгодовую изменчивость указанных характеристик климата слабее, в том числе вследствие значительной доли погодного шума в их изменчивости. В частности, в мае с изменениями температуры воды связано 76 % межгодовой изменчивости площади льда в Баренцевом море, а с показателями региональной атмосферной циркуляции температуры воды — около 10 %.

Установлена связь изменчивости площади морского льда и температуры воды в регионе с аномалиями ТПО в районе южнее Ньюфаундленда и в экваториальной области Северной Атлантики. Их влияние сказывается с запаздыванием от нескольких месяцев до нескольких лет, что создаёт предпосылки для разработки методов климатического прогноза площади морского льда и температуры воды в регионе.

Увеличение меридионального атмосферного переноса тепла через атлантические «ворота» вносит основной вклад в повышение температуры воздуха в приатлантической Арктике зимой и определяет большую часть тренда средней за зиму температуры воздуха к северу от 70° с.ш. в 1994—2014 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6—21.

Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016а. № 8. С. 38—56.

Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016б. № 1. С.43—63.

- Алексеев Г.В., Подгорный И.А.* Роль адвекции и других факторов в формировании полярного климата // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI веков / Под ред. Б.А. Крутских. СПб: Гидрометеоздат, 1991. С. 4—18.
- Алексеев Г.В.* Динамическое усиление глобального потепления // Труды Международной конференции памяти акад. А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 290—306.
- Байдин А.В., Мелешко В.П.* Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5—8.
- Бочков Ю.А.* Ретроспектива температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900—1981 гг.) // Труды ПИНРО. 1982. С. 113—122.
- Визе В.Ю.* Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1—7.
- Захаров В.Ф.* Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В. Алексеева. СПб: Гидрометеоздат, 2004. С. 112—159.
- Карсаков А.Л.* Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900—2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.
- Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В.* Радиационный баланс Земли, ключевые аспекты. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Мелешко В.П., Байдин А.В.* Реакция климата атмосферы на сокращение площади льда в Арктике и на другие внешние воздействия за последние десятилетия // Труды ГГО. 2013. Вып. 568. С. 80—113.
- Павлова Т.В., Катцов В.М., Мелешко В.П., Школьник И.М., Говоркова В.А., Надежина Е.Д.* Новое поколение климатических моделей // Труды ГГО. 2014. Вып. 575. С. 5—64.
- Семёнов В.А., Мохов И.И.* Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48 (4). С. 403—421.
- Хрол В.П.* Атлас энергетического баланса Северной полярной области. Л.: Гидрометеоздат, 1992. 52 с.
- Chapman W.L., Walsh J.E.* Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models // J. Climate. 2014. V. 20. P. 609—632. DOI: 10.1175/JCLI4026.1.
- Inoue J., Hori M.E., Takaya K.* The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm — Arctic cold — Siberian anomaly // J. Climate. V. 25 (7). P. 2561—2568.
- Ivanova D.P., McClean J.L., Hunke E.C.* Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s: A modeling study // Geophys. Res. V. 117. C02031, DOI: 10.1029/2011JC007532.
- Liptak J., Strong C.* The Winter Atmospheric Response to Sea Ice Anomalies in the Barents Sea // J. of Climate. V. 27. P. 914—924. DOI: 10.1175/JCLI—D—13—00186.1.
- Løyning T.B., Dick C., Goodwin H., Pavlova O., Vinje T., Kjærnlí G., Villinger T.* «ACSYS HISTORICAL ICE CHART ARCHIVE (1553—2002)». Tromsø, Norway, January 2003, IACPO Informal Report No. 8. 35 p.
- Nakamura N., Oort A.H.* Atmospheric heat budgets of the polar regions // J. Geophys. Res. V. 93 (D8). P. 9510—9524.
- Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents — Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // J. Geophys. Res. V. 115. D21111. DOI:10.1029/2009JD013568.
- Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R.* Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM-M simulations // J. Geophys. Res. Ocean. 2014. V. 119 (3). P. 2095—2108.
- Schlichtholz P., Houssais M.N.* Forcing of oceanic heat anomalies by air — sea interactions in the

Nordic Seas area // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C01006.

Schlichtholz P., Houssais M.N. Forcing of oceanic heat anomalies by air — sea interactions in the Nordic Seas area // J. Geophys. Res. // J. Clim. 2011. V. 27. P. 8686—8706.

Semenov V.A. et al. Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles — variability and change // Cryosph. Discuss. 2015. V. 9. P. 1077—1131.

Serreze M.C. et al. The large-scale energy budget of the Arctic // J. Geophys. Res. V. 112. № D11122.

Vinje T. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864—1998 // J. Clim. 2001. V. 14 (3). P. 255—267.

1.3. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА (ПО ДАННЫМ ГМО «БАРЕНЦБУРГ»)

А.Р. Анциферова, Е.Д. Сиеккинен, О.М. Чаус

Первые регулярные российские метеорологические наблюдения на Шпицбергене были проведены во время работы Русско-шведской экспедиции по измерению дуги меридиана в 1899—1902 гг. В составе экспедиции, помимо астрономов-геодезистов, работал отряд метеорологов, возглавляемый сотрудником Пулковской обсерватории физиком М.А. Бейером. Наблюдения проводились на берегу бухты Гос в заливе Хорнсунн ($76^{\circ} 56' \text{ с.ш.}$ и $15^{\circ} 53' \text{ в.д.}$), где был построен посёлок Константиновский (Константиновка) с жилыми домами и метеорологической и магнитной обсерваториями. Изменялись основные метеорологические параметры: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра. Кроме того, метеорологами ежедневно проводились визуальные наблюдения за различными атмосферными явлениями, в частности поллярными сияниями и изменениями магнитного поля. По этим данным М.А. Бейером был составлен каталог наблюдений. Практическая роль метеорологических наблюдений заключалась и в определении визуальной дальности видимости при триангуляционных геодезических измерениях, когда подавались сигналы с вершин окружающих гор или из других точек системы триангуляции (Саватюгин, Дорожка, 2009).

В 1899 г. к берегам Шпицбергена совершил плавание ледокол «Ермак» под командованием адмирала С.О. Макарова. На берегу бухты Адвент участники плавания установили вековую марку для наблюдений за колебаниями уровня моря.

Первая советская метеорологическая станция была организована в 1932 г. в пос. Грумант. В 1933 г. станция перенесена в пос. Баренцбург ($78^{\circ} 04' \text{ с.ш.}$, $14^{\circ} 15' \text{ в.д.}$).

Во время Великой Отечественной войны гидрометстанция «Баренцбург» была законсервирована, а полярники эвакуированы с архипелага.

В 1947 г. станция возобновила свою работу в статусе Высокоширотной обсерватории «Баренцбург» и вошла в ведение Главгидрометслужбы (Семёнов, 2009). В декабре того же года приступила к работе аэрологическая группа, наиболее значительная и по численному составу, и по техническому оснащению. В отдельных сооружениях были размещены радиопеленгатор «Малахит» с дальномерной приставкой и пункт проведения газодобыwania. Впервые в этом районе появилась возможность изучения состояния верхних слоёв атмосферы (от поверхности Земли до высоты 30—40 км, что значительно превышало «потолок» всех существующих в мире летательных аппаратов) с использованием первого и единственного в тот период прибора для изучения характеристик верхних слоёв атмосферы — радиозонда РЗ-049 конструкции профессора Молчанова.

Данный пункт радиозондирования действовал непрерывно в течение многих десятков лет. В нём постепенно менялись на более современные радиозонды (на смену РЗ-049 пришли А-22-III, А-22-IV, МРЗ, МАРЗ). Радиопеленгатор «Малахит» сменили радиолокатор «Метеорит», а позднее аэрологический вычислительный комплекс АВК-1.

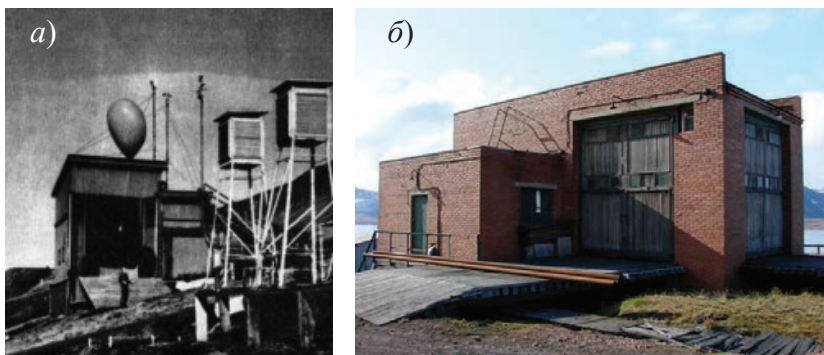


Рис. 1.3.1. Аэрологические павильоны в Баренцбурге: аэрологический павильон обс. «Баренцбург», 1947 г. (а) и здание газогенераторной ЗГМО «Баренцбург», 2002 г. (б).

С 1963 г. станция входит в состав Мурманского территориального управления по гидрометеорологии и контролю природной среды при Госкомитете СССР. В июле 1983 г. на базе полярной станции открылась зональная гидрометеорологическая обсерватория (ЗГМО) «Баренцбург».

Наиболее полный объём наблюдений проводился в период с 1985 по 1990 г., когда выполнялись регулярные метеорологические, геофизические, океанографические, аэрологические, актинометрические и другие виды наблюдений с оперативной передачей данных в прогностические центры. Численность сотрудников ЗГМО в этот период составляла 25—28 человек.

В начале 1990-х годов, с возникновением в стране экономических трудностей, многие виды наблюдений в ЗГМО были приостановлены — выполнялись только метеорологические наблюдения и штат сократился до трех человек. Только с 2000 г., после принятия постановления Правительства РФ «О финансировании деятельности российских организаций на архипелаге Шпицберген», были возобновлены морские и актинометрические наблюдения, а также наблюдения за уровнем моря.

С 2000 г. Мурманское УГМС в районе пос. Баренцбург проводит регулярные наблюдения за состоянием загрязнения атмосферного воздуха, осадков, снежного покрова, поверхностных вод на озёрах Стемме и Копань, а также морских вод залива Грён-фьорд по гидрохимическим показателям и определению загрязняющих веществ. С 2001 г. возобновлены геофизические наблюдения, на современных измерительных комплексах регистрируются вариации магнитного поля, проводится измерение уровня космического излучения, производится приём сигналов наклонного зондирования атмосферы.

С 1 января 2004 г. началось изучение гидрологического режима питьевого озера Стемме.

Гидрометеорологическая обсерватория Баренцбург проводит метеорологические наблюдения согласно «Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам» выпуск 3, часть 1 (1985) в полном объеме в сроки, установленные Всемирной метеорологической организацией: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 часов ВСВ (Всемирное скоординированное время).

Обработка и накопление метеорологической информации осуществляется в отделе метеорологии и климата ФГБУ «Мурманское УГМС» с использованием программы «ПЕРСОНА МИС», разработанной в ФГБУ «ВНИИГМИ — МЦД».

С 1 октября 2013 г. в соответствии с приказом ФГБУ «Мурманское УГМС» наблюдения за температурой и влажностью воздуха, атмосферным давлением, характеристиками ветра, температурой почвы ведутся с использованием автоматизированного метеорологического комплекса (АМК). Наблюдения за видимостью, характеристиками облачности и атмосферными явлениями проводятся визуально согласно Наставлению.

В Мурманском УГМС работа по изучению климата на архипелаге Шпицберген по данным гидрометеорологической обсерватории Баренцбург была начата в 2002 г. и продолжается в настоящее время. В своих исследованиях специалисты Мурманского УГМС использовали методы оценки изменений основных метеорологических параметров, предложенные ведущими специалистами Росгидромета. Большое внимание уделяется формированию и пополнению базы данных метеорологических параметров. Длинные ряды данных регулярных метеорологических наблюдений позволяют наиболее точно оценивать тенденции климатических изменений, происходящих на архипелаге Шпицберген.

На первом этапе работы — подготовке анализа изменения средней годовой и средней сезонной температуры воздуха — возникла необходимость разделить год на климатические сезоны. Для этого был использован предложенный Б.А. Яковлевым способ определения климатических сезонов на Кольском полуострове (Яковлев, 1961). Основным критерием считается средняя месячная изменчивость средней суточной температуры воздуха, вычисленная по формуле

$$\Delta T = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n+1} (T_{k+1} - T_k), \quad (1.3.1)$$

где n — число дней в месяце; $\frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n+1} (T_{k+1} - T_k)$, — сумма абсолютных величин разности значений средней суточной температуры за смежные дни от первого дня текущего месяца до первого дня следующего за ним.

Обобщённые по месяцам за период наблюдений с 1948 по 2015 г. значения межсуточной изменчивости температуры воздуха приведены в табл. 1.3.1.

Из таблицы видно, что в период с октября по апрель включительно значения межсуточной изменчивости максимальны и превышают среднее годовое значение — этот период полностью относится к сезону «зима». В мае значение межсуточной изменчивости резко уменьшается, и этот месяц был отнесён к сезону «весна». В июне и августе значения межсуточной изменчивости приблизительно равны и достигают минимальных за год значений — этот период относится к сезону «лето»; в сентябре значение межсуточной изменчивости резко возрастает, и тот месяц относится к сезону «осень».

Независимо от характеристики межсуточной изменчивости средней суточной температуры воздуха такое же разделение года на сезоны было сделано по данным о средней месячной повторяемости направления ветра.

Таблица 1.3.1

**Межсуточная изменчивость средней суточной температуры воздуха (T °С)
на ГМО Баренцбург**

Месяц.....	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T °С	3,2	3,5	3,2	2,6	1,4	0,9	1,1	0,9	1,3	2,0	2,6	3,0

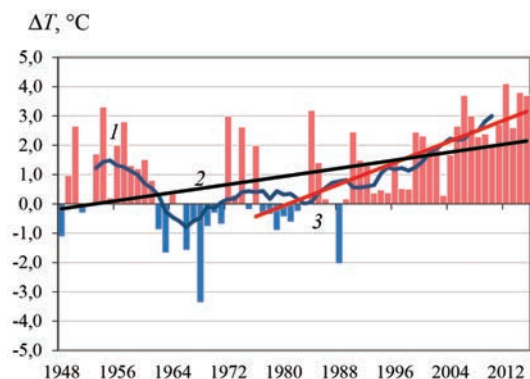


Рис. 1.3.2. Аномалии средней годовой (январь — декабрь) температуры воздуха (°C) за период наблюдений с 1948 по 2015 г. по данным ГМО Баренцбург.
 1 — результаты 11-летнего скользящего осреднения, 2 и 3 — линейные тренды за периоды 1948—2015 гг. (2) и 1976—2015 гг. (3).

Повышение среднегодовой температуры воздуха, которое отмечается на всей территории РФ, максимально на побережье Северного Ледовитого океана (Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год, 2016). Анализ данных изменения аномалий средней годовой температуры воздуха на архипелаге Шпицберген подтверждает увеличение скорости повышения среднегодовой температуры воздуха в последние десятилетия (рис. 1.3.2).

Скорость повышения средней годовой температуры воздуха в Баренцбурге с середины 1970-х годов оценивается значением коэффициента линейного тренда аномалий средней годовой температуры воздуха, который за период наблюдений с 1976 по 2015 г. составляет 0,92 °C за 10 лет. Приведем для сравнения данные для Кольского полуострова, где скорость повышения средней годовой температуры воздуха составляет 0,60 °C за 10 лет (рис. 1.3.3), а в среднем по всей территории РФ (согласно докладу Росгидромета об изменении климата в 2015 г.) она составляет 0,45 °C за 10 лет.

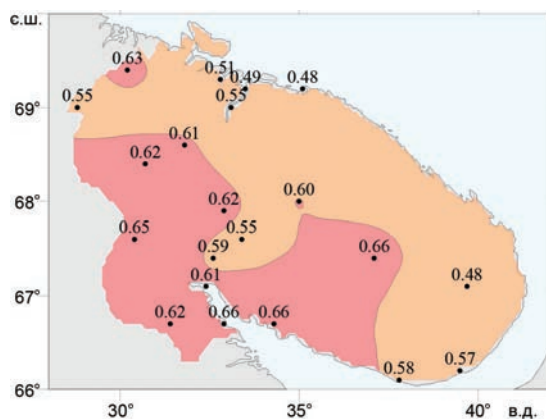


Рис. 1.3.3. Скорость повышения средней годовой температуры воздуха (°C за 10 лет) на Кольском полуострове.

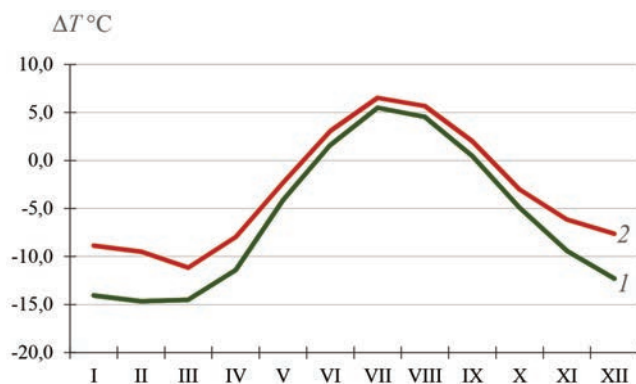


Рис. 1.3.4. Средняя месячная температура воздуха.

1 — средняя за период наблюдений 1961—1990 гг., 2 — средняя за период наблюдений 2001—2015 гг.

Таблица 1.3.2

Средняя месячная и годовая температура воздуха (°C) в Баренцбурге за периоды наблюдений 1961—1990 и 2001—2015 гг.

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1961—1990 гг.	-14,1	-14,7	-14,5	-11,4	-4,1	1,6	5,5	4,5	0,5	-4,9	-9,4	-12,3	-6,1
2001—2015 гг.	-9,1	-9,9	-11,5	-8,1	-2,4	3,0	6,4	5,7	1,7	-3,6	-6,7	-7,9	-3,5

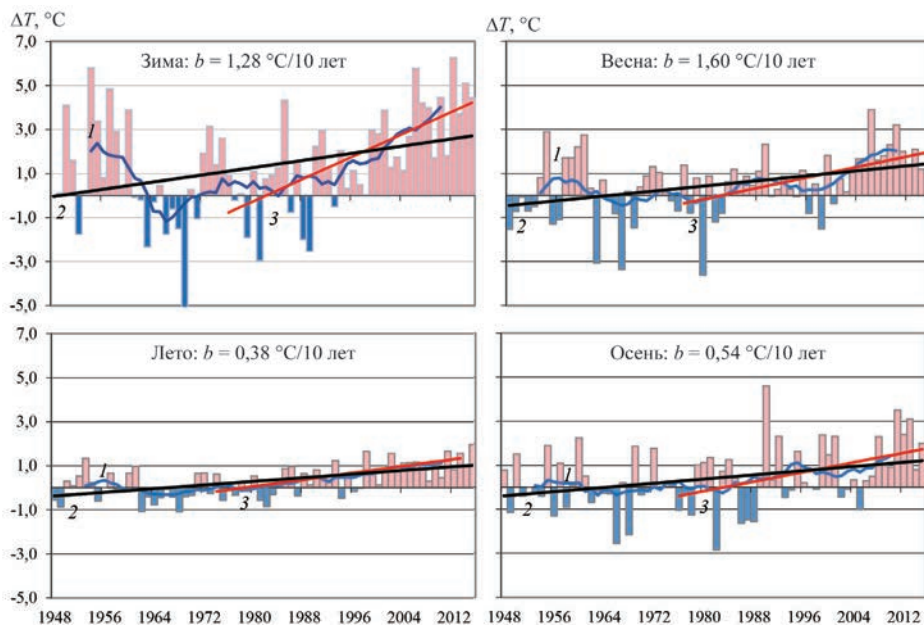


Рис. 1.3.5. Аномалии сезонных значений температуры воздуха (°C) за период наблюдений с 1948 по 2015 г. по данным ГМО «Баренцбург».

1 — результаты 11-летнего скользящего осреднения, 2 и 3 — линейные тренды за периоды 1948—2015 гг. (2) и 1976—2015 гг. (3); b — коэффициент линейного тренда.

В XXI веке на Шпицбергене были побиты многие рекорды средней годовой температуры воздуха: 2012 г. в Баренцбурге стал самым тёплым за весь период наблюдений (Анциферова и др., 2014): положительная аномалия средней годовой температуры воздуха составила 4,1 °С. Вторым по рангу тёплых лет стал 2014 г., аномалия в котором была лишь на 0,3 °С меньше, чем в рекордном 2012 г. Третье место разделили 2006 и 2015 гг. со средней годовой аномалией температуры воздуха 3,7 °С.

Значения средней месячной и годовой температуры воздуха в XXI веке (2001—2015 гг.) в сравнении с климатической нормой (1961—1990 гг.) представлены на рис. 1.3.4 и в табл. 1.3.2. Из табл. 1.3.2 видно, что наибольшее повышение средней месячной температуры воздуха отмечается в зимние месяцы. Средняя сезонная температура в XXI веке в зимний период на 3,5 °С выше климатической нормы, в весенний — на 1,8 °С, в летний — на 1,1 °С, в осенний — на 1,2 °С.

Максимальная скорость повышения средней сезонной температуры воздуха в Баренцбурге отмечается зимой: значение коэффициента линейного тренда за период наблюдений 1976—2015 гг. составляет 1,28 °С / 10 лет; летом значение коэффициента составляет 0,38 °С / 10 лет, весной — 0,60 °С / 10 лет и осенью 0,54 °С / 10 лет.

Ряды сезонных аномалий температуры воздуха в Баренцбурге представлены на рис. 1.3.5. Аномалии рассчитаны как отклонение от среднего за 1961—1990 гг.

Из десяти самых тёплых зим за почти семидесятилетний период наблюдений в Баренцбурге шесть отмечались в период с 2001 по 2015 г. Самой тёплой была зима 2011-12 г., когда аномалия средней сезонной температуры воздуха составила 6,3 °С (Анциферова и др., 2014).

АНАЛИЗ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ОТТЕПЕЛИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Повышение температуры воздуха приводит к значительному увеличению числа дней с оттепелью в зимние месяцы, т. е. таких дней, когда на фоне установившихся отрицательных значений происходит повышение температуры воздуха до 0 °С и выше. В табл. 1.3.3 представлены значения среднего и наибольшего числа дней с оттепелью за период наблюдений с 2001 по 2015 г. в сравнении с климатической нормой за 1961—1990 гг.

Таблица 1.3.3

Среднее и наибольшее число дней с оттепелью в зимний период (октябрь — апрель)

Характеристика	X	XI	XII	I	II	III	IV	Зима
Наибольшее число дней за 2001—2015 гг.	17	15	14	18	11	9	20	75
Среднее число дней за 1961—1990 гг.	9,9	5,2	3,6	3,7	2,8	3,4	3,0	31,4
Среднее число дней за 2001—2015 гг.	10,6	6,7	6,7	6,9	4,1	2,9	5,7	43,8

Увеличение среднего числа дней с оттепелью наблюдается во все зимние месяцы, кроме марта. В середине зимы среднее число дней с оттепелью почти в два раза превысило климатическую норму. В январе 2006, 2010, 2012 и 2014 гг. отмечалось от 13 до 18 дней с оттепелью. Как правило, такое значительное повышение температуры воздуха в середине зимы связано с адвекцией тёплого влажного воздуха из Северной Атлантики. В последние годы синоптики отмечают смещение траектории северо-атлантических циклонов в более высокие широты; возрастает повторяемость интенсивных циклонов, и с южным ветром на Шпицберген поступает тёплый и влажный воздух.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНО ВЫСОКОЙ И ЭКСТРЕМАЛЬНО НИЗКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО СЕЗОНАМ ГОДА

На фоне повышения среднего годового и средних сезонных значений температуры воздуха наибольший интерес представляет изменение повторяемости экстремальных значений температуры. Границы экстремумов температуры для каждого сезона определялись из ранжированных по возрастанию рядов максимальной и минимальной суточной температуры воздуха за период наблюдений с 1948 по 2015 г. Значение метеорологической величины, соответствующее границе 95 или 5 %-ного интервала, рассматривалось как предельное (табл. 1.3.4). Подсчитывалось число дней за каждый сезон каждого года, когда значения суточных минимума и максимума температуры воздуха выходили за предельное значение. Такой подход к значениям ряда, когда 5 %-ная часть его считается экстремальной, использован и в работе Булыгиной и др. (2000).

Таблица 1.3.4

Границы сезонных экстремумов температуры в Баренцбурге

Температура	Зима	Весна	Лето	Осень
$T_{\max}, ^\circ\text{C}$	2,5 ... 8,5	3,1 ... 9,9	11,5 ... 20,3	7,5 ... 12,1
$T_{\min}, ^\circ\text{C}$	-26,2 ... -39,8	-13,6 ... -22,5	-1,7 ... -9,2	-5,8 ... -12,2

В табл. 1.3.5 и 1.3.6 представлено среднее и наибольшее число дней с экстремальными значениями максимальной и минимальной температуры воздуха за разные периоды наблюдений.

За период наблюдений с 2001 по 2015 г. среднее и максимальное число дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха зимой превышает климатическую норму почти в 1,4 и 2,7 раза соответственно.

Весной среднее число дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха в сравнении с климатической нормой практически не изменилось.

Летом число дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха в XXI веке увеличилось по сравнению с климатической нормой на 1,2 дня. Летом 2015 г. зафиксировано 13 таких дней.

Таблица 1.3.5

Среднее и наибольшее число дней с экстремально высокими значениями максимальной температуры воздуха по сезонам в сравнении с климатической нормой

Число дней за сезон	Зима	Весна	Лето	Осень
Среднее за период 1961—1990 гг.	9,7	1,5	4,9	1,3
Среднее за период 2001—2015 гг.	13,1	1,6	6,1	2,7
Наибольшее за период 2001—2015 гг.	26	9	13	8

Таблица 1.3.6

Среднее и наибольшее число дней с экстремально низкими значениями минимальной температуры воздуха по сезонам в сравнении с климатической нормой

Число дней за сезон	Зима	Весна	Лето	Осень
Среднее за период 1961—1990 гг.	17,0	2,5	5,9	2,2
Среднее за период 2001—2015 гг.	1,6	0,1	1,1	0,9
Наибольшее за период 2001—2015 гг.	11	1	8	5

Осенью среднее число дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха в сравнении с климатической нормой увеличилось в два раза, а наибольшее число отмечалось в самом теплом за весь период наблюдений 2012 г.

За период наблюдений с 2001 по 2015 г. среднее число дней с экстремально низкими значениями температуры воздуха зимой уменьшилось более чем в 10 раз. Даже наибольшее наблюдаемое число дней с экстремально низкими температурами воздуха (11 дней зимой 2003-04 г.) меньше климатической нормы.

В среднем за период наблюдения с 1961 по 1990 г. весной отмечалось 2,5 дня с экстремально низкими значениями температуры воздуха. За последние пятнадцать лет зафиксированы всего лишь два случая — в 2002 и 2003 гг.

Летом число дней с экстремально низкими значениями температуры воздуха уменьшилось в сравнении с климатической нормой более чем в пять раз. Всего восемь таких дней отмечалось летом 2001 г.

Осенью экстремально низкие значения температуры воздуха стали отмечаться в два раза реже, чем за период наблюдений с 1961 по 1990 г. Всего пять дней с экстремально низкими значениями температуры воздуха отмечалось в 2005 г.

Результаты изучения изменения температурного режима на архипелаге Шпицберген указывают на продолжающееся потепление. Повышение средней годовой температуры воздуха в Баренцбурге больше, чем на Кольском полуострове и больше, чем в среднем на территории Российской Федерации. Наибольшая скорость повышения средней температуры воздуха отмечается в зимний период, который в Баренцбурге продолжается с октября по апрель включительно. В XXI веке отмечается увеличение числа дней с оттепелью зимой, а также увеличение числа дней с экстремально высокими значениями максимальной температуры воздуха и уменьшение числа дней с экстремально низкими значениями минимальной температуры воздуха во все сезоны.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГОДОВЫХ (СЕЗОННЫХ) СУММ ОСАДКОВ

Архипелаг Шпицберген относится к району избыточного увлажнения. По данным гидрометеорологической обсерватории «Баренцбург» в среднем за год здесь выпадает около 570 мм осадков, число дней с суммой осадков не менее 0,1 мм составляет 198. Преобладают твёрдые осадки в виде снега. Наибольшей высоты снежный покров достигает в апреле. По средним многолетним данным установление устойчивого снежного покрова происходит в последних числах сентября, сход — в середине июня.

Климатические сезоны на Шпицбергене значительно отличаются от календарных: период с октября по апрель включительно полностью относится к зимнему сезону, май — к весеннему, июнь — август — к летнему, сентябрь — к осеннему. Поэтому оценка изменения режима осадков в Баренцбурге была проведена для двух периодов — тёплого (с июня по сентябрь включительно), когда преобладающими являются жидкие осадки, и холодного (с октября по май включительно), когда преимущественно выпадают осадки в виде снега. Оценка изменения годовых сумм осадков проведена для календарного года (с января по декабрь включительно). Для удобства сравнения данных за различные периоды времени данные усреднены внутри периодов. Суммы осадков выражены в мм/мес, т. е. приведены к масштабу месячных сумм осадков.

Временной ход изменения аномалий годовых сумм осадков и сумм осадков за тёплый и холодный период представлен на рис. 1.3.6. Аномалии рассчитаны как

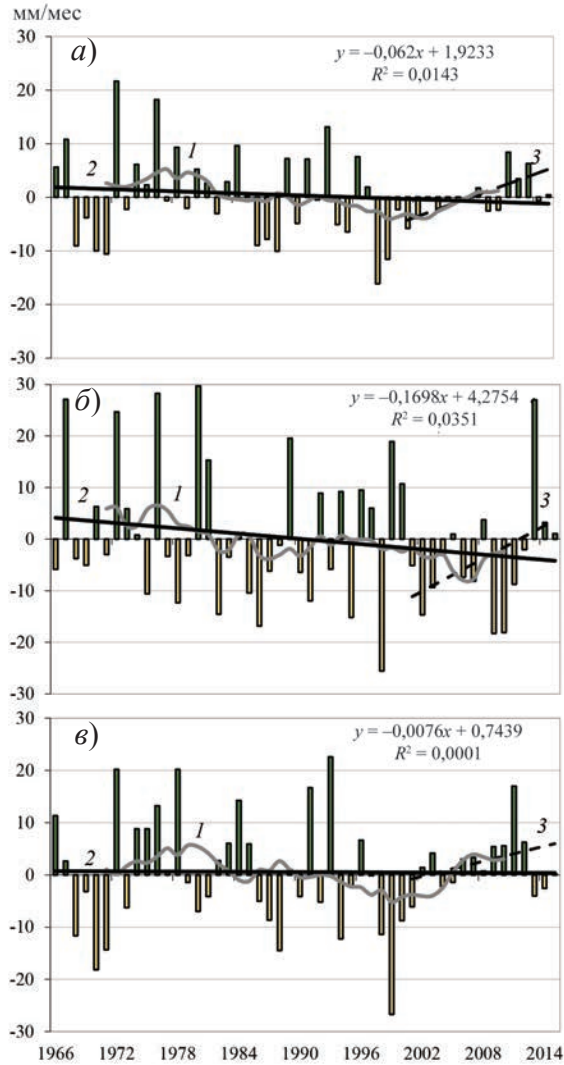


Рис. 1.3.6. Аномалии годовой суммы осадков (а) и сумм осадков за холодный (б) и тёплый (в) период (мм/мес).

1 — результаты 11-летнего скользящего осреднения,
2 и 3 — линейные тренды за периоды 1948—2015 гг. (2) и 1976—2015 гг. (3).

отклонения от среднего за 1961—1990 гг. Сглаженная кривая получена 11-летним скользящим осреднением. Линейные тренды проведены по данным за периоды 1966—2015 и 2001—2015 гг.

В холодный период года линейный тренд аномалии количества осадков практически равен нулю. В тёплый период года отмечается уменьшение количества осадков. Однако особый интерес вызывает «поведение» осадков за последние пятнадцать лет, так как именно в этот период отмечается наибольшее повышение средней температуры воздуха как в целом за год, так и в каждом сезоне.

Период наблюдений с 2001 по 2015 г. характеризуется наметившейся тенденцией увеличения количества осадков как в холодный, так и в тёплый период года. Значения коэффициента линейного тренда составляют 2,7 мм/мес за 10 лет для холодного периода года и 9,8 мм/мес за 10 лет для тёплого периода.

Сравнивая режим осадков в Баренцбурге и на Кольском полуострове, следует отметить, что на Кольском полуострове, как правило, в летние месяцы осадков выпадает в 2—2,5 раза больше, чем в зимние, и интенсивность их значительно выше. Летом суточное количество осадков более 10 мм — обычное явление. Выпадение такого количества осадков возможно несколько раз за сезон. Зимой дни с суммой осадков более 10 мм бывают значительно реже, далеко не каждый год — преобладают осадки с суточной суммой до 0,5 мм (Яковлев, 1961). В Баренцбурге ситуация противоположная: в зимние месяцы осадков выпадает в 1,5—2 раза больше, чем в летние. Интенсивные осадки (10 мм и более за сутки) отмечаются ежегодно, практически в каждом месяце холодного периода года. В тёплый период такие осадки отмечаются гораздо реже. В тёплый период — с июня по сентябрь включительно — в среднем выпадает 146 мм осадков, а самым «засушливым» стал 1998 г., когда выпало менее 44 мм осадков (июль 1998 г. стал самым тёплым за весь период наблюдений). Самым дождливым стал тёплый период 1980 г., когда выпало 265 мм осадков. За холодный период выпадает в среднем 424 мм осадков. Наибольшее количество осадков (563 мм) выпало за холодный период 2011—2012 гг. При этом в целом 2012 г. (и, в частности, зима 2011/12 г.) стал самым тёплым годом за весь период наблюдений в Баренцбурге. Меньше всего осадков за холодный период (234 мм) выпало в 1986—1987 гг.

В табл. 1.3.7 приведены средние значения годовой и месячных сумм осадков для двух периодов: 1961—1990 гг. (климатическая норма) и 2001—2015 гг., а также отклонение от нормы (ΔR).

Таблица 1.3.7

**Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)
за 1961—1990 гг. (R_1) и 2001—2015 гг. (R_2) и отклонение от нормы (ΔR %)**

Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
R_1 , мм	59	56	57	43	27	25	30	39	53	60	60	58	567
R_2 , мм	60	52	58	38	27	18	29	34	50	72	70	58	566
ΔR %	102	93	102	88	100	72	97	87	94	120	117	100	100

Изменений среднего годового количества осадков сравнению с климатической нормой не произошло. Значительное отклонение от нормы отмечается лишь в отдельные месяцы: в июне — уменьшение среднего количества осадков на 28 %, а в октябре и ноябре — увеличение на 20 и 17 %.

Основным осадкообразующим фактором на архипелаге Шпицберген в холодный период года является адвекция тёплого и влажного воздуха из Северной Атлантики. Южные потоки, приносящие насыщенный влагой воздух, «обеспечивают» в Баренцбурге выпадение большого количества осадков. В тёплый период циклоническая деятельность ослабевает и количество осадков соответственно уменьшается.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СИЛЬНЫХ ОСАДКОВ (СУММА 10 ММ И БОЛЕЕ)

Сильные снегопады и дожди создают дополнительные трудности для ведения хозяйственной деятельности на климатически сложной труднодоступной территории. За период наблюдений с 1966 по 2015 г. отмечена тенденция уменьшения общего

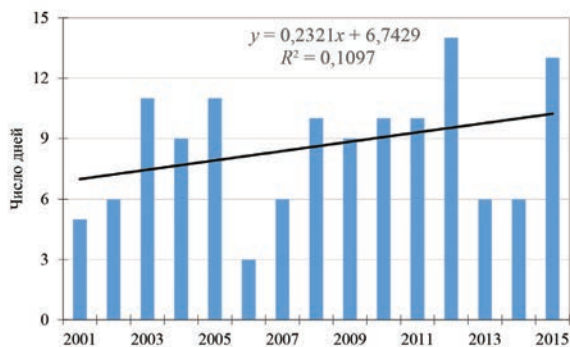


Рис. 1.3.7. Число дней с суточной суммой осадков 10 мм и более в холодный период года. Прямой линией показан линейный тренд.

числа дней с осадками в тёплый период. Данная тенденция отмечается как для слабых осадков, суточная сумма которых не превышает 0,5 мм, так и для сильных (сумма 10 мм и более). В период наблюдений с 2001 по 2015 г. наблюдается увеличение числа дней с осадками (рис. 1.3.7).

В холодный период года число дней с осадками за 50-летний период наблюдений практически не изменилось, однако за последние пятнадцать лет оно возросло. Значение коэффициента линейного тренда невелико, поэтому можно говорить только о наметившейся тенденции.

В Баренцбурге выпадение твёрдых и смешанных осадков возможно в любом из месяцев тёплого периода, как и выпадение жидких осадков возможно в любой из месяцев холодного периода года. По средним многолетним данным, продолжительность жидких осадков в тёплый период года составляет около 400 часов, или 69 % общей продолжительности всех видов осадков, твёрдых осадков — около 100 часов (17 %), смешанных — 80 часов (14 %). В холодный период года продолжительность жидких осадков составляет лишь 6 %, смешанных — 6 %, твёрдых — 88 %.

С 2001 по 2015 г. в холодный период года отмечается увеличение продолжительности твёрдых и смешанных осадков, а продолжительность жидких осадков практически не изменяется. В тёплый период года отмечается увеличение продолжительности жидких и смешанных осадков и уменьшение продолжительности твёрдых.

Таким образом, анализ изменения режима осадков в Баренцбурге позволяет сделать следующие выводы. Период наблюдений с 2001 по 2015 г. характеризуется наметившейся тенденцией увеличения количества осадков как в холодный, так и в тёплый период года и незначительным увеличением числа дней с сильными осадками. Продолжительность жидких осадков в холодный период года практически не изменяется, твёрдых и смешанных возрастает. В тёплый период года возрастает продолжительность жидких и смешанных осадков и уменьшается продолжительность твёрдых.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА (ПО ПОСТОЯННОЙ РЕЙКЕ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ)

Снежный покров оказывает значительное влияние на формирование температурного режима в холодный период года. При установлении снежного покрова обычно наблюдается более значительное похолодание, чем при той же погоде, но при отсутствии снега. Таяние снежного покрова требует значительных затрат тепла,

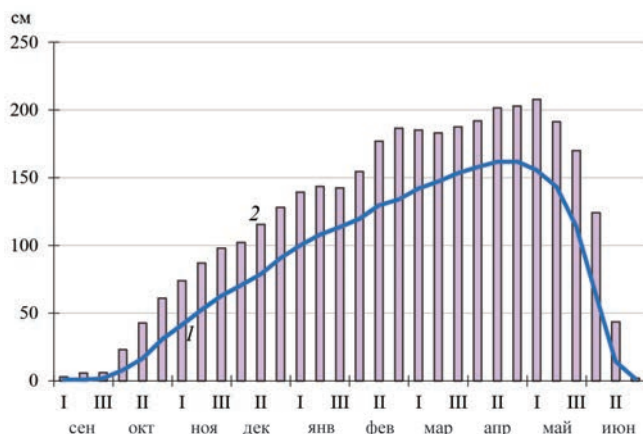


Рис. 1.3.8. Средняя (1) и наибольшая (2) декадная высота снежного покрова (см) на метеорологической площадке.

приносимого массами тёплого воздуха или поступающего от солнечной радиации. Поэтому при наличии снежного покрова весной и зимой оттепели менее интенсивные, чем при его отсутствии (Яковлев, 1972).

За период наблюдений с 2001 по 2015 г. устойчивый снежный покров в Баренцбурге наблюдался в среднем с 30 сентября по 12 июня. В отдельные годы в зависимости от условий погоды даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова могут значительно различаться. Так, в 2006 г. снежный покров сошёл 27 мая, а в 2008 г. — 1 июля. Однако на короткое время снежный покров может устанавливаться в любой из летних месяцев.

На ГМО «Баренцбург» проводятся ежедневные наблюдения за высотой снежного покрова на метеорологической площадке, определяется степень покрытия снегом видимой окрестности станции.

На рис. 1.3.8 представлена средняя декадная и наибольшая средняя декадная высота снежного покрова на метеорологической площадке за период наблюдений с 2001 по 2015 г.

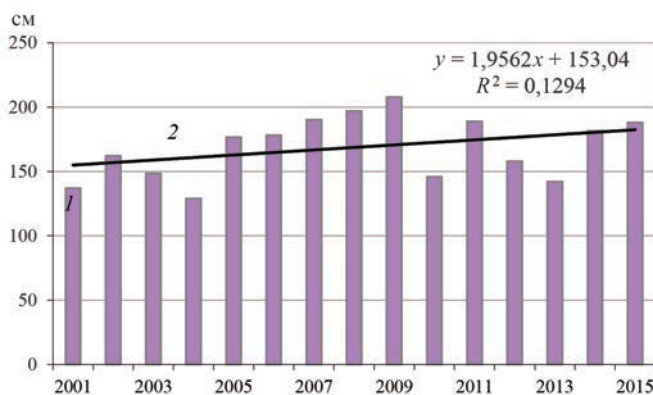


Рис. 1.3.9. Наибольшая декадная высота снежного покрова (см) на метеорологической площадке за период наблюдений 2001—2015 гг.

Прямой линией показан линейный тренд.

Наибольшей высоты снежный покров достигает во второй и третьей декадах апреля. В отдельные годы в конце зимнего периода высота снега может составлять более 200 см. На рис. 1.3.9 представлено изменение наибольшей средней декадной высоты снежного покрова за период наблюдений с 2001 по 2015 г.

Положительное значение коэффициента линейного тренда указывает на тенденцию увеличения наибольшей за зиму декадной высоты снежного покрова в XXI веке. Максимальное значение (208 см) было зафиксировано в 2009 г. За весь период наблюдений на данной метеорологической площадке максимальная высота снежного покрова отмечалась в 1993 г. и составила 235 см.

Таким образом, на фоне повышения средней сезонной температуры воздуха в зимний период и тенденции увеличения осадков в холодный период года в Баренцбурге отмечается увеличение наибольшей за зиму декадной высоты снежного покрова.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕТРОВОГО РЕЖИМА

На особенности ветрового режима пос. Баренцбург влияет очень сложный рельеф местности. Гидрометеорологическая обсерватория расположена вблизи побережья Гренландского моря на восточном берегу залива Грэн-фьорд, являющегося южным ответвлением залива Ис-фьорд — самого крупного на архипелаге Шпицберген.

Рельеф окружающей местности гористый. Высота горных вершин колеблется в пределах 200—800 м над уровнем моря. Горные вершины прорезаны многочисленными долинами с крупными склонами и осыпями, часть из которых покрыта ледниками. Поселок Баренцбург расположен на террасовидном участке берега у подножья, окаймляющего берег горного массива. Основная часть посёлка находится на террасе с отметками 60—70 м над уровнем моря.

На рис. 1.3.10 и в табл. 1.3.8 представлена средняя сезонная повторяемость направления ветра, выраженная в долях (%) общего числа наблюдений за сезон без учета штилей. Повторяемость штилей приведена в долях (%) общего числа наблюдений за период 2001—2015 гг.

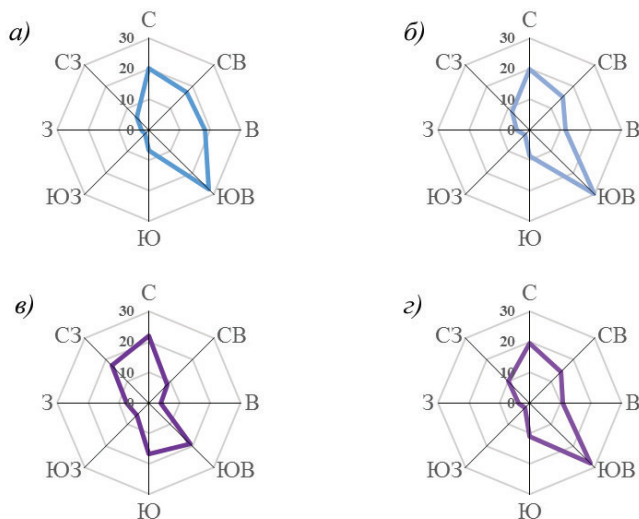


Рис. 1.3.10. Средняя сезонная повторяемость (%) направления ветра. *а* — зима, *б* — весна, *в* — лето, *г* — осень.

Средняя сезонная и годовая повторяемость направления ветра и штилей (%)

Сезон	Румбы								Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Зима	20	17	18	27	7	2	2	6	12
Весна	20	15	12	30	9	2	4	8	13
Лето	22	8	4	19	17	6	7	17	9
Осень	20	14	11	28	11	2	4	10	13
Год	20	15	14	26	10	3	4	9	11

Повторяемость северного ветра во все сезоны года практически не изменяется. Зимой преобладает ветер восточных румбов, суммарная повторяемость которого превышает 60 %. Направление переноса воздушных масс в значительной мере зависит от распределения атмосферного давления на земной поверхности. В Баренцбурге самое низкое давление приходится на декабрь — январь, когда возрастает повторяемость и интенсивность циклонов, перемещающихся с Западной Атлантики. Как правило, восточные ветры связаны с траекторией движения циклонов, которая в зимний период проходит южнее архипелага Шпицберген.

Весной повторяемость ветров восточных румбов начинает уменьшаться, повторяемость ветров западных румбов возрастает. Наиболее высокое давление приходится на май. Летом увеличивается повторяемость южного ветра и ветров западных румбов. Осенью происходит перестройка синоптических процессов на зимний режим и вновь увеличивается повторяемость ветров восточных румбов.

Средняя скорость ветра имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом в зимний период года и минимумом летом (рис. 1.3.11).

Увеличение интенсивности и повторяемости циклонов зимой обуславливает и увеличение числа дней со штормовым ветром (в порыве 15 м/с и более) (табл. 1.3.9).

В среднем зимой отмечается 4—7 дней в месяц со штормовым ветром. В отдельные годы число дней со штормовым ветром достигало 17 (декабрь 2001 г.), а в целом за 2001 г. составило 70 дней.

Летом в связи с уменьшением повторяемости циклонов и увеличением повторяемости антициклонов число дней со штормовым ветром резко уменьшается. Среднее значение составляет менее одного дня, а наибольшее не превышает трех дней.

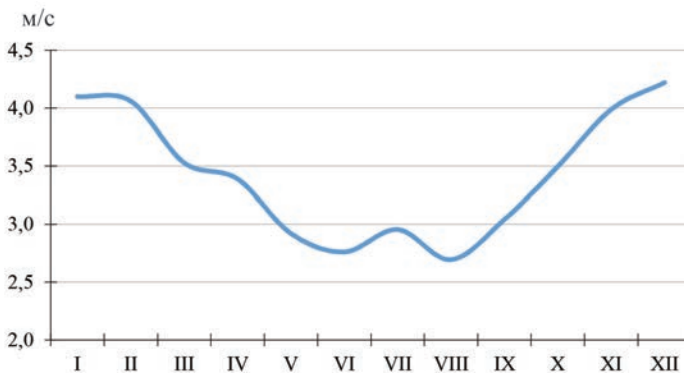


Рис. 1.3.11. Годовой ход средней скорости ветра (м/с).

**Среднее месячное и годовое число дней со штормовым ветром
за период наблюдений 2001—2015 гг.**

Месяц.....	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Число дней ...	6,7	5,2	5,5	3,6	1,4	0,7	0,7	0,7	2,3	3,7	6,3	6,6	43,3

Таблица 1.3.10

Среднее и наибольшее число дней с максимальным порывом ветра 25 м/с и более

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Среднее	0,4	0,1	0,3	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0,1	1,0
Наибольшее ...	2	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	1	3

Согласно перечню опасных метеорологических явлений и их критериев, в зоне ответственности Мурманского УГМС наиболее часто повторяющееся опасное метеорологическое явление — сильный ветер (максимальная скорость ветра в порывах не менее 25 м/с). По средним многолетним данным, обобщённым за период наблюдений с 2001 по 2015 г. включительно в Баренцбурге отмечается один день в году с порывом ветра 25 м/с и более. В отдельные годы отмечалось до трёх дней с сильным ветром. Повторяемость сильного ветра имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом в холодное время года и минимумом в тёплое (табл. 1.3.10).

Повторяемость опасного ветра в Баренцбурге меньше, чем, например, в Мурманске или на побережье Баренцева моря (ГМС Териберка). В Мурманске отмечается около трёх дней за год с порывом ветра 25 м/с и более и в отдельные годы отмечалось до восьми дней с сильным ветром. По данным ГМС Териберка, в среднем за год там отмечается более двадцати дней с максимальным за сутки порывом ветра 25 м/с и более. Безусловно, небольшая повторяемость опасного ветра в Баренцбурге связана с особенностями географического местоположения посёлка и его закрытостью горными массивами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анциферова А.Н., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д.* Изменение климата на архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013-14 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2014. Вып. 12. С. 16—21.
- Булыгина О.Н., Коришнова Н.Н., Разуваев В.Н., Шаймарданов М.З., Швец Н.В.* Изменчивость экстремальных климатических явлений на территории России // Труды ВНИИГМИ — МЦД. 2000. Вып. 187. С. 16—31.
- Давыдов А.А., Анциферова А.Р.* Изменение климата Баренцбурга с 1960 по 2005 г. в значениях среднегодовой температуры и экстремумов температуры // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2007. Вып. 7. С. 140—148.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М., 2016. 107 с.
- Оганесян В.В.* Изменения климата Москвы с 1879 по 2002 г. в значениях экстремумов температуры и осадков // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 31—37.
- Саватюгин Л.М., Дорожкина М.В.* Архипелаг Шпицберген: российские имена и названия. СПб: Наука, 2009. 259 с.
- Семёнов А.В.* Гидрометеорологические наблюдения на архипелаге Шпицберген. Наука на Шпицбергене: История российских исследований / Под ред. акад. РАН В.Т. Калининкова. СПб: ГАМАС, 2009. С. 390—394.

Семенов А.В., Анциферов А.Р., Давыдов А.А. Климат Баренцбурга. Измерения основных характеристик за последние 40 лет (по данным наблюдений ГМО «Баренцбург») / Материалы II Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2002. Вып. 2. С. 139—145.

Яковлев Б.А. Климат Мурманской области. Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1961. 200 с.

Яковлев Б.А. Климат Мурманска. Л.: Гидрометиздат, 1972. 108 с.

1.4. СРАВНЕНИЕ ПЕРВОГО И СОВРЕМЕННОГО ПОТЕПЛЕНИЯ В АРКТИКЕ НА ПРИМЕРЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

*Б.В. Иванов, Д.И. Тисленко, П.Н. Священников,
K. Isaksen, E. Forland, O. Nordli, H. Gjetlen*

В последние десятилетия климат нашей планеты претерпевает серьёзные изменения. Наиболее заметные климатические изменения наблюдаются в Арктическом регионе, и в частности рекордное уменьшение площади ледяного покрова, повышение температуры атлантических вод (АВ), повышение приземной температуры воздуха (ПТВ). Все это в совокупности указывает на существенное потепление, наблюдаемое в Арктике в последние десятилетия XX века и первое десятилетие XXI века. Подобные процессы уже были зафиксированы отечественными и зарубежными исследователями в 1920—1940 гг. и вызвали большой научный интерес, который выразился в формировании ряда гипотез о причинах наблюдаемого явления.

Прежде чем перейти к обзору предшествующих исследований, посвященных причинам потеплений в Арктике, зафиксированных в первой половине XX века и в современный период, уточним такое важное понятие, как климатическая норма. В соответствии с основополагающими работами (Груза, 2012; Груза, Ранькова, 2012) в качестве стандартного периода для оценивания климатических переменных, характеризующих современный климат, используется 30-летний интервал времени (1961—1990 гг.). Термин «климатическая норма» или «норма ВМО» означает среднее значение переменной величины именно за выше указанный период, а отклонение этой величины от нормы называют аномалией. Как считает ряд ведущих специалистов-климатологов (Груза, 2012; Груза, Ранькова, 2012), с учетом текущего состояния климатической системы и наблюдаемых изменений временной интервал для определения *современного климата* нуждается в уточнении. В последующем изложении мы конкретизируем этот новый временной интервал.

ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Арктика составляет важную часть планетарной климатической системы, связанную с другими частями посредством переноса тепла и влаги в атмосфере и океане (Алексеев, 2003; Никифоров, Шпайхер, 1980).

Наблюдаемые изменения климата Арктики, происходящие в последние десятилетия на фоне глобального потепления, вызывают большой интерес у современных исследователей. В настоящем разделе сделана попытка обобщить взгляды ряда современных российских и зарубежных учёных на основные изменения климата (климатические тенденции), наблюдаемые в Арктическом регионе за период XX века и первого десятилетия XXI века на примере архипелага Шпицберген.

Для оценки изменений климата в региональном масштабе наиболее часто используется информация о ПТВ (Алексеев, 2003; Груза, Ранькова, 2012). Колебания температуры воздуха на архипелаге Шпицберген за вековой период измерений указывают на два основных периода потепления: 1920—1940-е и 1980—2010-е годы (Nordli, Isaksen, 2012; Nordli et al., 2014). Среднегодовая температура воздуха значительно изменялась в течение всего XX века и достигала максимальных значений в периоды 1920—1940 и 1980—2010 гг.

Следует отметить, что так называемое первое потепление привлекло внимание исследователей ещё в первой половине прошлого века. Так, В.Ю. Визе в своей работе «Причины потепления Арктики» (1937) охарактеризовал этот период как наиболее сильное по своим размерам климатическое колебание, зарегистрированное на тот момент с помощью регулярных метеорологических наблюдений. Им было отмечено, что повышение температуры воздуха наблюдалось не только в холодное время года, но и в среднем за год; при этом средняя годовая температура воздуха на Шпицбергене оказалась выше среднего многолетнего значения на 1,7 °С. Автор пришёл к выводу о том, что потепление Арктики стало следствием усиления общей циркуляции атмосферы на земном шаре, с которым связана интенсификация всех центров действия атмосферы, и в частности исландского минимума и сибирского максимума, при которой усиливался поток вод и льдов из арктического бассейна (АВ) в Гренландское море. В поисках причины той сильной аномалии, следствием которой стали столь исключительное потепление в Арктике и уменьшение ледовитости арктических морей, В.Ю. Визе предположил, что, поскольку аномалия охватила весь земной шар, искать причину следует вне Земли — вероятнее всего, в изменениях солнечной активности (Визе, 1937).

В некоторых работах рассматриваются климатические изменения в Арктике, происходящие в период современного потепления (с конца 1980-х годов по настоящее время) (Alekseev et al., 2009; Алексеев, 2015). Авторами отмечается, что на этот период приходится резкое сокращение площади, занимаемой морскими льдами в конце летнего периода, а также распространение положительных аномалий температуры воды в промежуточном слое АВ в АБ. Показано, что наблюдается резкое увеличение средних значений ПТВ для зимних (после 1998 г.) и летних (после 1996 г.) месяцев. Максимальные значения были зарегистрированы в 2012 г. Сравнение периодов потепления 1920—1940 и 1990—2000 гг. выполнено на примере данных 30 метеорологических станций, расположенных севернее 60° с.ш. (Алексеев и др., 2010). Анализ был выполнен как для отдельных сезонов года: зима (средняя ПТВ за ноябрь — март) и лето (средняя ПТВ за июнь — август), так и для средних за год значений. Скорость развития потеплений оценивалась линейными трендами за определенные периоды (фазы роста ПТВ). На основе проделанного анализа был сделан вывод о более быстром развитии первого потепления по сравнению с потеплением в период 1980—2000 гг.

В качестве одной из причин выявленных потеплений рассматриваются фазы так называемых низкочастотных колебаний климатической системы с периодом 50—80 лет (Polyakov et al., 2004). Для положительной фазы низкочастотного колебания характерно увеличение притока в Арктику тёплых АВ и тёплого воздуха из Северной Атлантики, поднятие к поверхности верхней границы АВ и интенсивный вынос избытка льда и пресной воды через пролив Фрама за счёт усиления циклонической деятельности. Отрицательная фаза характеризуется усилением антициклонического дрейфа льда и антициклонической поверхностной циркуляции, конвергенцией поверхностных течений, а также заглуплением слоя АВ. Значительное сходство между изменчивостью температуры АВ и изменчивостью ключевых атмосферных параметров предполагает тесную взаимосвязь между крупномасштабной атмосферной циркуляцией и ледово-океаническими условиями.

При оценке роли меридионального переноса в атмосфере в усилении потепления в северном регионе показано, что интенсификация меридионального переноса

вносит существенный вклад в наблюдаемый тренд средней ПТВ в Арктике в современный период (Алексеев, 2015).

Гипотезу В.Ю. Визе, согласно которой, интенсификация атмосферной циркуляции и солнечная активность являются главными причинами первого потепления в Арктике, в качестве основной используют и другие отечественные специалисты (Гудкович и др., 2012). Отмечается, что характерной чертой изменений климата в нашу эпоху является цикличность, а наиболее значимыми являются циклы с периодичностью в 60 и 200 лет (Rasporov et al., 2004; Башкирцев, Машнич, 2004). С первым циклом соотносится смена тёплых и холодных периодов в основном в полярных и умеренных широтах, со вторым — вековая тенденция, которая особенно ярко проявляется в умеренных и низких широтах (Фролов и др., 2010б). По мнению некоторых авторов, в конце XX — начале XXI века совпали положительные максимумы обоих циклов, что в итоге и привело к значительному увеличению ПТВ, в частности, в Арктике (Гудкович и др., 2012). В соответствии с данной точкой зрения ряд отечественных специалистов, рассматривая современные изменения климата, высказывают мнение о скорой смене тенденции потепления в Арктике в целом, и на архипелаге Шпицберген в частности (Frolov et al., 2009; Гудкович, Ковалев, 2002; Lyubushin, Klyashtorin, 2012). Значительное влияние на изменение климата оказывает состояние циркумполярных вихрей, которое, в свою очередь, существенно зависит от солнечной активности (Фролов и др., 2010а). Повышение солнечной активности приводит к углублению циркумполярных вихрей и усилению западного переноса в атмосфере, а понижение — наоборот, к их ослаблению. При этом ослабление циркумполярных вихрей сопровождается увеличением повторяемости полярных антициклонов и смещением их на запад. Анализ развития метеорологических условий в Арктике за период 2007—2013 гг., когда наблюдалось усиление арктического антициклона в зимнее полугодие и смещение его в западном направлении на расстояние примерно 1500 км, представлен в работе Гудковича и др. (2013). Интенсификация арктического антициклона и смещение его на запад, по мнению авторов указанной работы, приводят к блокированию атлантических циклонов, вследствие чего наблюдается интенсивный вынос тепла в зону архипелага Шпицберген и морей Западной Арктики (Баренцева, Карского).

Представления о современных климатических тенденциях, наблюдаемых в Арктике, изложены в работе Матишов и др. (2014). С начала XXI века в Западной Арктике сохраняется продолжительная тёплая аномалия, которая сравнима по интенсивности с вышеупомянутым первым потеплением Арктики (Матишов и др., 2011; Serezze, Barry, 2011). Это утверждение согласуется с мнением специалистов ААНИИ о существовании 60-летней и 200-летней цикличности, связанной с изменениями в поступлении солнечной радиации (Гудкович и др., 2012). По мнению некоторых авторов, суперпозиция этих циклов даёт основания полагать, что к 2030—2040 гг. более вероятно не усиление потепления, а, наоборот, понижение ПТВ (Матишов и др., 2014).

Современное потепление Арктики 1990-х — 2000-х годов происходит в условиях интенсивного западного переноса в средних широтах. В последние годы увеличилась повторяемость и, особенно, продолжительность ситуаций антициклонического блокирования над Евразией, способствующих усилению континентальности климата (Матишов и др., 2014). При этом отмечается, что траектории североатлантических циклонов смещаются в высокие широты, что способствует формированию положи-

тельных аномалий ПТВ, температуры поверхности воды и уменьшению ледовитости арктических морей как в тёплый, так и в холодный период года.

Изучению климата в районе архипелага Шпицберген посвящено большое число отечественных и зарубежных научных публикаций. Изменения различных компонентов климатической системы архипелага Шпицберген на протяжении XX века и первого десятилетия XXI века рассмотрены в работах Nordli et al. (2014); Nordli, Isaksen (2012); Иванов, Журавский (2010); Tislenko, Ivanov (2015). Анализ временной изменчивости ПТВ за период 1898—2012 гг. был представлен в работе Nordli et al. (2014). Исходя из полученных результатов можно заключить, что для района архипелага Шпицберген за прошедшие 100 лет в терминах линейного тренда наблюдается повышение ПТВ на 2,6 °С.

Многолетний режим ПТВ характеризуется наличием двух периодов потепления (1931—1960 и 1990—2010 гг.) и двух периодов похолодания (1901—1930 и 1961—1980 гг.). Наиболее холодным является период 1901—1930 гг., а современный период охарактеризован как период интенсивного повышения ПТВ. При этом период 2005—2014 гг. оценен многими авторами как наиболее тёплый за все время инструментальных наблюдений на архипелаге Шпицберген.

Положительные аномалии наблюдались, как указывалось выше, и в других составных частях климатической системы архипелага. Так, в заливе Грэн-фьорд, где расположен российский шахтерский пос. Баренцбург, по ряду основополагающих ледовых характеристик наблюдается заметное смягчение ледовой обстановки (Иванов, Журавский, 2010). Этот период характеризовался отсутствием устойчивого ледяного покрова (припая) в большинстве зим.

Из представленного обзора, посвящённого основным особенностям изменения климата в районе архипелага Шпицберген, можно сделать вывод о том, что долгопериодные изменения ПТВ за весь предшествующий период инструментальных наблюдений характеризовались устойчивой тенденцией к потеплению. Устойчивая тенденция к смягчению климата в районе архипелага Шпицберген в целом соответствует хорошо известной концепции быстрого потепления Арктики за период с 1980-х по 2015 г. (Алексеев, 2014, 2015; Жичкин, 2014, 2015; Polyakov et al., 2002; Bekryaev et al., 2010).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

В настоящей работе использованы опубликованные в открытых источниках данные НМИ (Hanssen-Bauer, 2002; Nordli, Isaksen, 2012; Nordli et al., 2014), АВИ (Maturilli et al., 2013), ПАН (Mars, Styszyńska, 2013), Госфондов ГНЦ «ААНИИ», ВНИИГМИ — МЦД.

Ниже представлена информация о ПТВ за весь период инструментальных наблюдений (включая восстановленные ряды данных) для следующих метеорологических станций, расположенных на архипелаге Шпицберген: Норвегия (Ню-Олесунн, 1934—2014 гг.; Ис-фьорд Радио, 1934—2014 гг.; Лонггир, 1898—2014 гг.; Россия (Баренцбург, 1911—1930 гг., 1932—2014 гг.; Пирамида, 1940—2014 гг.); Польша (Хорнсунн, 1939—2014 гг.).

Самый продолжительный ряд наблюдений (пос. Лонггир) имеется для средних за месяц значений ПТВ (Nordli et al., 2014). Ряд был получен путём объединения данных наблюдений, проводившихся собственно в Лонггире, а также во временных пунктах наблюдений (экспедиции охотников, геологов и т.п.) в ближайшей

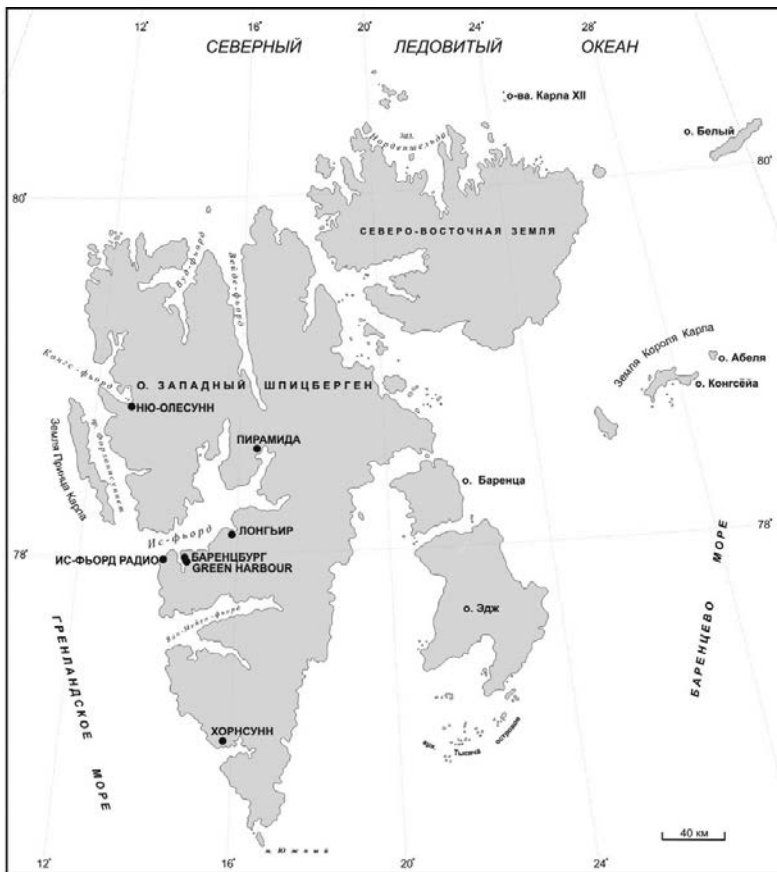


Рис. 1.4.1. Пункты наблюдений за ПТВ на о-ве Зап. Шпицберген.

части архипелага. Ряд был сформирован с использованием специальных методов интерполяции для заполнения имеющихся пропусков (Nordli et al., 2014). Все вышеуказанные пункты расположены на о-ве Зап. Шпицберген, самом крупном острове архипелага (рис. 1.4.1).

До 1936 г. наблюдения на метеорологических станциях выполнялись три раза в сутки: в 07, 13, 19 часов местного солнечного времени. С 1936 до 1966 г. наблюдения стали проводиться четыре раза в сутки: в 01, 07, 13, 21 часов местного солнечного времени. Наконец, с 1966 г. по настоящее время наблюдения проводятся восемь раз в сутки: в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 часов по московскому (зимнему) декретному времени (Наставление..., 1985).

Изменения сроков наблюдений и их числа могут вызывать систематические расхождения в оценках средних за сутки и месяц значений ПТВ. Обычно трех- и четырехсуточные наблюдения из-за неучёта низких ночных значений температуры воздуха в высоких и умеренных широтах приводят к завышению истинных значений средней суточной ПТВ. При этом указанные различия зависят от сезона года, географической широты и ряда других факторов (рельеф и т. д.). Как правило, при этом вводятся поправки к средним значениям, полученным в результате трех- и че-

тырёхсрочных наблюдений, для приведения их к истинным средним суточным или месячным значениям. Для этого в средние значения ПТВ, вычисленные на основе трех- и четырёхсрочных наблюдений, вводят поправки, которые соответствуют разности между истинным средним и средним, рассчитанным по данным трех- и четырёхсрочных наблюдений. Истинное среднее значение ПТВ вычисляется за 10 лет по данным ежечасных наблюдений по стационарному термографу. Для приведения ПТВ к истинному значению на станциях, где не предусмотрено использование термографа, вычисляются поправки с использованием данных близлежащих станций с аналогичным ландшафтом, где есть термограф (Алисов и др., 1952; Дроздов и др., 1989).

Для пункта наблюдений в Баренцбурге период 1911—1930 гг. представлен только средними многолетними значениями. Эти данные относятся к наблюдениям, которые проводились на норвежской метеорологической станции «Шпицберген Радио» («Green Harbor»), расположенной на расстоянии 1,5 км к югу от пос. Баренцбург на мысе Финнесет. Для сопоставления рядов в 1935—1936 гг. специалистами метеостанции «Баренцбург» была выполнена сравнительная серия параллельных наблюдений на мысе Финнесет и в Баренцбурге. В 2013—2015 гг. аналогичная серия была повторена в рамках Соглашения и Программы совместных научных исследований Росгидромета и НМИ (2013—2015 гг.) силами специалистов ГНЦ РФ ААННИ.

Для анализа долгопериодной изменчивости ПТВ использовались методы статистического анализа (Грешилов и др., 1997; Рожков, 2002). Для выявления долговременных тенденций во временных рядах ПТВ, представленных средними за год или месяц значениями, использовался метод скользящего среднего с шагом 11 лет. Выбор 11-летнего периода осреднения обусловлен существованием хорошо известного цикла изменения солнечной активности (Витинский и др., 1986; Монин, 1969; Прист, 1985). Собственно анализ многолетней изменчивости ПТВ осуществлялся путём расчёта линейных трендов. В качестве числовой характеристики линейного тренда принимается коэффициент a , ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$), характеризующий угол наклона линии тренда (Грешилов и др., 1997; Рожков, 2002).

АНАЛИЗ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПТВ В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Поскольку самым продолжительным непрерывным рядом данных инструментальных наблюдений на архипелаге Шпицберген является ряд, полученный для пункта Лонггир, именно он использовался для объективного анализа тенденций изменения ПТВ в XX веке и первом десятилетии XXI века. Промежуток с 1889 по 1900 г. был исключён из ряда, использованного для статистического анализа, поскольку в данных для этого периода присутствует значительное число неопределённостей, связанных с отсутствием надёжных сведений о методике проведения измерений, использованных приборах, их классе точности и т. п. Таким образом, самый продолжительный временной ряд средних месячных значений ПТВ покрывает период с 1900 по 2014 г.

На рис. 1.4.2 *a* представлена временная изменчивость среднегодовых значений ПТВ, а также графики, построенные с использованием фильтра 5- и 11-летнего скользящего осреднения для указанной характеристики. Использование фильтров объясняется существенной межгодовой изменчивостью ПТВ и необходимостью выявить интересующие нас многолетние закономерности временной изменчивости.

Наиболее интенсивное повышение ПТВ наблюдается примерно с середины 1980-х годов до нашего времени. Это так называемый *современный* период по-

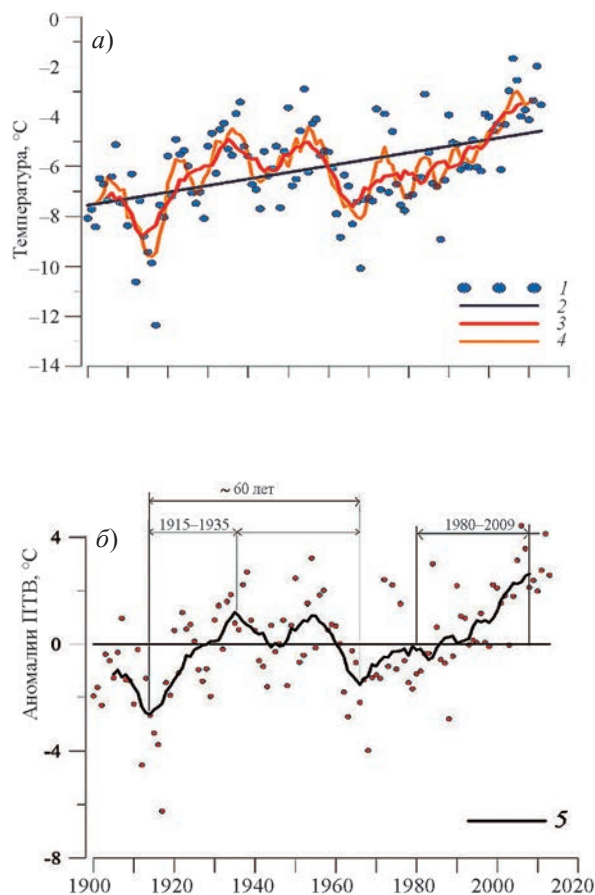


Рис. 1.4.2. Изменчивость среднегодовых значений (а) и аномалий (б) ПТВ за период с 1900 по 2014 г.

1 — приземная температура воздуха; 2 — линейный тренд; 3 и 5 — 11-летние скользящие средние; 4 — 5-летнее скользящее среднее.

тепления. Данный период существенного повышения ПТВ в районе архипелага Шпицберген совпадает с периодом хорошо известного *Арктического усиления*, под которым понимается значительное повышение температуры воздуха в 1980—2010 гг. в масштабах всей Арктики (Serezze, Barry, 2011).

График одиннадцатилетнего скользящего среднего описывает изменчивость с масштабами более 11 лет за исключением высокочастотных колебаний с меньшим периодом. Выбор 11-летнего периода осреднения, как уже указывалось выше, обусловлен существованием хорошо известного цикла изменения солнечной активности (Монин, 1969; Витинский и др., 1986; Прист, 1985). Расчёт линейного тренда ПТВ показал, что потепление происходило в среднем со скоростью $0,026\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и составило $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ за весь период наблюдений (табл. 1.4.1). В терминах отклонений от среднего *современное* потепление является более мощным по сравнению с *первым* (рис. 1.4.2 б). На рисунке показаны именно фазы повышения ПТВ (1915—1935 и 1980—2009 гг.) для обоих периодов потепления, выделенные на графиках после применения операции фильтрации.

Максимальные значения отклонений за период *современного* потепления составили 4,4 и 4,1 °C и наблюдались в 2006 и 2012 гг. соответственно. Положительные отклонения в период *первого* потепления в Арктике значительно ниже и составляют 2,7 и 3,2 °C (1938 и 1954 гг.). Преобладание отрицательных аномалий ПТВ соответствует временным интервалам 1900—1925 и 1965—1980 гг. Максимальное отрицательное отклонение составляет 6,3 °C и наблюдалось в 1917 г.

Были проанализированы величины потепления в районе архипелага Шпицберген для каждого месяца года в отдельности для выбранного периода инструментальных наблюдений. Результаты анализа представлены в табл. 1.4.1. Наибольшее потепление наблюдалось в феврале, марте, апреле и ноябре: повышение ПТВ для указанных месяцев составляло 4—5 °C за столетие. Полученные линейные тренды оказались статистически значимыми на уровне $P < 0,05$. Исключение составляют тренды для января и декабря, которые статистически значимы на уровне $P < 0,15$.

Были выполнены раздельный анализ и сравнение интенсивности собственно фаз потепления (1915—1935 и 1980—2009 гг.). Результаты представлены в табл. 1.4.2.

Расчёт соответствующих уравнений линейной регрессии проводился для временных рядов, полученных с использованием фильтра 11-летнего скользящего среднего. Сравнивая полученные результаты по среднегодовым значениям ПТВ в районе архипелага Шпицберген, можно утверждать, что для обоих потеплений наблюдается более интенсивное повышение температуры, чем в целом за весь период наблюдений (1900—2014 гг.). Для *первого* потепления коэффициент линейного тренда ПТВ составляет 0,17 °C/год, для *современного* — 0,11 °C/год. Таким образом, оба потепления происходили со скоростями близкими, но при этом существенно большими, чем в целом за весь период инструментальных наблюдений (0,026 °C/год).

На рис. 1.4.3 представлено сравнение проявления потеплений в отдельные месяцы для выделенных интервалов. Проверка на статистическую значимость показала, что тренды статистически значимы на уровне $P < 0,05$ за исключением июня в период первого потепления. Наиболее значительная скорость изменения ПТВ наблюдается в следующие месяцы: ноябрь, декабрь, январь, февраль, март, апрель.

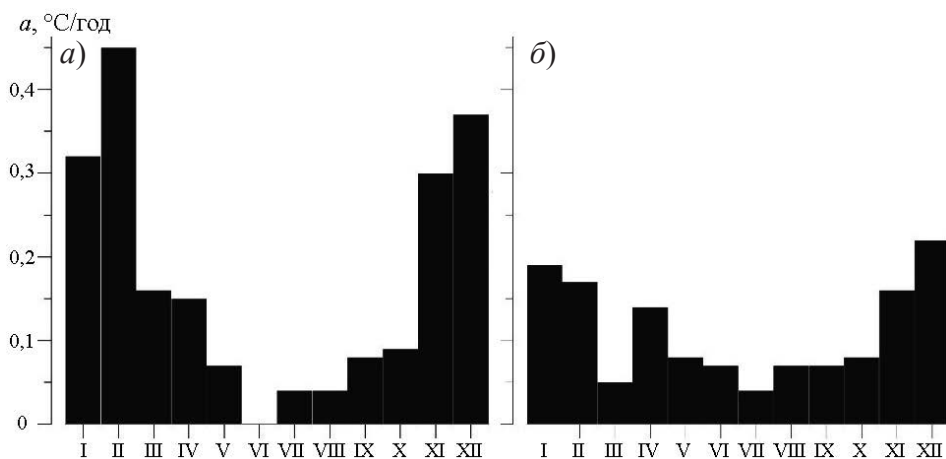


Рис. 1.4.3. Коэффициенты линейных трендов среднемесячной ПТВ в районе архипелага Шпицберген для *первого* (а) и *современного* (б) потеплений.

Характеристика потепления для отдельных периодов

Период	Коэффициент a линейного тренда, °C/год
<i>Январь</i>	<i>0,021</i>
Февраль	0,052
Март	0,048
Апрель	0,038
Май	0,029
Июнь	0,009
Июль	0,015
Август	0,011
Сентябрь	0,020
Октябрь	0,016
Ноябрь	0,040
<i>Декабрь</i>	<i>0,019</i>
В среднем за год	0,026
Весь период (1900—2014 гг.)	2,9

Примечание. Курсивом выделены месяцы, для которых уравнения линейной регрессии не являются статистически значимыми на уровне $P < 0,05$.

Сравнение периодов потепления для района архипелага Шпицберген

Период	Коэффициент a линейного тренда, °C/год	
	1915—1935	1980—2008
<i>Январь</i>	<i>0,32</i>	<i>0,19</i>
Февраль	0,45	0,17
Март	0,16	0,05
Апрель	0,15	0,14
Май	0,07	0,08
Июнь	0,00	0,07
Июль	0,04	0,04
Август	0,04	0,07
Сентябрь	0,08	0,07
Октябрь	0,09	0,08
Ноябрь	0,30	0,16
<i>Декабрь</i>	<i>0,37</i>	<i>0,22</i>
Год	0,17	0,11

Примечание. Курсивом выделены месяцы, для которых уравнения линейной регрессии не являются статистически значимыми на уровне $P < 0,05$.

Самое интенсивное повышение ПТВ приходится на февраль для периода первого потепления — 0,45 °C/год. В целом по среднемесячным оценкам оба потепления происходят с близкими скоростями; при этом выделяются два периода: тёплый (апрель — октябрь) и холодный (ноябрь — март). Для месяцев с апреля по март характерны практически равные значения скорости изменения ПТВ для обоих интер-

валов времени. Для холодного периода значения скорости изменения ПТВ во время *первого* потепления превосходят соответствующие значения скорости изменения ПТВ в период *современного* потепления в 1,5—2 раза.

Рассмотрим полученные результаты для района архипелага Шпицберген в сравнении с результатами, представленными в других работах, посвящённых рассмотрению скорости изменения ПТВ в Арктике в XX веке. В работе представлены данные о современных тенденциях изменения ПТВ в виде географического распределения коэффициентов линейного тренда на территории России за 1976—2006 гг. (Оценочный доклад ..., 2008). Стоит отметить, что за указанный период для большей части территории российской Арктики наблюдаются положительные значения коэффициентов линейного тренда как в среднем за год, так и по сезонам, что соответствует современным изменениям ПТВ в районе арх. Шпицберген. При этом сравнение скорости изменения ПТВ по абсолютной величине показало, что при сопоставимых значениях коэффициента линейного тренда в районе арх. Шпицберген современное потепление происходит с несколько большей интенсивностью. Например, среднегодовые значения для современного потепления для района Кольского п-ова составляют 0,6—0,7 °С/10 лет, а для арх. Шпицберген — 1,1 °С/10 лет.

ВЫВОДЫ

В рамках выполненного анализа можно сделать следующие выводы.

1. По оценкам коэффициента линейной регрессии за весь период инструментальных наблюдений на арх. Шпицберген выявлено повышение ПТВ на 2,9 °С. Наиболее значительное повышение ПТВ наблюдается в феврале, марте, апреле и ноябре и составляет 4—5 °С за столетие.

2. Скорость повышения ПТВ в период *первого* потепления составила 0,17 °С/год, а в период *современного* потепления — 0,11 °С/год. Анализ скорости изменения ПТВ для отдельных месяцев года показал, что наиболее интенсивное повышение ПТВ в период *первого* потепления приходится на февраль и составляет 0,45 °С/год, что в 2,5 раза больше, чем среднегодовые значения для данного периода. Только в мае и августе для периода *современного* потепления характерны более высокие значения скорости изменения ПТВ по сравнению с первым потеплением.

3. Интенсивность повышения среднегодового значения ПТВ в современный период (1990—2014 гг.) в среднем в три раза превосходит аналогичные оценки для всего периода наблюдений (1900—2014 гг.), что указывает на интенсификацию процесса потепления климата на архипелаге в последние десятилетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег. 2014. № 2. С. 53—68.
- Алексеев Г.В. Исследования изменения климата Арктики в XX столетии // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6—19.
- Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 11—26.
- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А. Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22 — 34.
- Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Учебник. Часть I, II. Л.: Гидрометеиздат, 1952. 487 с.

- Баширцев В.С., Машнич Г.П.* Переменность Солнца и Климат Земли // Солнечно-земная физика. 2004. № 6. С. 135—137.
- Визе В.Ю.* Причины потепления Арктики // Сов. Арктика. 1937. № 1. С. 10—19.
- Витинский Ю.И., Копецкий М., Куклин Г.В.* Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М.: Наука, 1986. 295 с.
- Грешилов А.А., Стакун В.А., Стакун А.А.* Математические методы построения прогнозов. М.: Радио и связь, 1997. 112 с.
- Груза Г.В.* Исследование климата и его изменений // Изменение климата. 2012. № 31. С. 5—8.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: изд-во ВНИИГМИ — МЦД, 2012. 194 с.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М., Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В., Юлин А.В., Усольцева Е.А.* Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007—2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики, 2013. № 2 (96). С. 90—102.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е.* Что происходит с климатом Земли? // ООС: Изменение климата. 2012. № 5. С. 34—41.
- Гудкович З.М., Ковалев Е.Г.* О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // Океанология. 2002. Т. 42 (6). С. 1—7.
- Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П.* Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 567 с.
- Жичкин А.П.* Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Труды Кольского научного центра. Океанология. 2014. Вып. 2 (4). С. 82—89.
- Жичкин А.П.* Особенности межгодовых и сезонных колебаний аномалий ледовитости Баренцева моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 5. С. 52—62.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М.* Ледовые условия в заливе Грэн-фьорд (Шпицберген) в течение 1974—2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 2 (85). С. 27—31.
- Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Жичкин А.П., Моисеев Д.В.* Климат морей Западной Арктики в начале XXI в. // Известия РАН. Серия геогр. 2011. № 3. С. 17—32.
- Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Моисеев Д.В., Жичкин А.П.* О природе крупных гидрометеорологических аномалий в арктических и южных морях России // Известия РАН. Серия геогр. 2014. № 1. С. 36—46.
- Монин А.С.* Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 300 с.
- Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменения климата. М.: изд-во Росгидромета, 2008. 227 с.
- Прист Э.Р.* Солнечная магнитогиродинамика. М.: Мир, 1985. 592 с.
- Рожков В.А.* Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Учеб. пособие. Кн. 2. СПб: Гидрометеиздат, 2002. 780 с.
- Тисленко Д.И., Иванов Б.В.* Временная изменчивость приземной температуры воздуха в районе архипелага Шпицберген в условиях первого (1920—1940) и современного потепления в Арктике / Коллективная монография по материалам международной научно-практической конференции «LXIX Герценовские чтения», посвященной 115-летию со дня рождения С.В. Калесника / Под ред. В.П. Соломина и др. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2016. С. 243—247.

- Фролов И. Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010а. № 2. С. 52—61.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата — результат действия естественных причин // Экологический Вестник России. 2010б. № 1. С. 49—54.
- Alekseev G.V., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuzmina S.I., Ivanov N.E. Changes in the Climate and Sea Ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st Centuries from Data of Observations and Modeling // *Izvestiya Atmospheric and oceanic physics*. V. 45 (6). P. 675—686.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V., V.A. Alekseev. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // *J. Climate*. V. 23. P. 3888—3906.
- Calculation of monthly 30—year standard normals / Ed. by K. Davidson et al. WMO—TD 341. World Meteorological Organization, 1989. 12 p.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., V.M. Smolansky. Climate change in Eurasian Arctic Shelf seas. Praxing publishing ltd., 2009. 164 p.
- Gjeltén H., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E., Sviashchennikov P., Wyszynski P., Prokhorova U., Przybylak R., Ivanov B., Urazgildeeva A. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // *Polar Research*. 2016. V. 35; doi: 10.3402/polar.v35.29878.
- Hanssen-Bauer I. Temperature and precipitation in Svalbard 1912—2050: Measurements and scenarios // *Polar Record*. V. 38 (206). P. 225—232; doi: 10.1017/S0032247400017757.
- Lyubushin A.A., Klyashtorin L.B. Short Term Global DT Prediction using 60—70 Years Periodicity // *Energy and Environment*. V. 23 (1). P. 2—12.
- Marsz A., Styszyńska A. (eds.) Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard Gdynia, Gdynia Maritime University. 2013. 402 p.
- Maturilli M., Herber P., Langlo G.-K. Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard, Earth System Science Data, 2013. V. 5(1). doi: 10.5194/essd-5-155-2013.
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898—2012 // *Polar Research*. 2014. V. 33 (1); doi: 10.3402/polar.v33.21349.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // *J. Climate*. 2004. V. 17. P. 4485—4497.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V. Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 1878—1891.
- Przybylak R., Arazny A., Nordli Ø., Finkelnburg R., Kejna M., Budzik T., Migala K., Sikora S., Puczko D., Rymerg K., Rachlewicz G. Spatial distribution of air temperature on Svalbard during 1 year with campaign measurements // *Int. J. Climatology*. 2014. V. 33. P. 3702—3719; doi: 10.1002/joc.3937.
- Raspopov O.M., Dergachev V.A., Kolstrom T.H. Hale Cyclicity of Solar Activity and Its Relation to Climate Variability // *Solar Physics*. 2004. V. 224. P. 455—463.
- Serezze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Global and planetary change*. 2011. V. 77. P. 85—96.
- Tislenko D.I., Ivanov B.V. Long-term variability of Atlantic water temperature in the Svalbard fjords in conditions of past and recent global warming // *Czech Polar Reports*. 2015. V. 5 (2). P. 134—142.

1.5. АНАЛИЗ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ И АНОМАЛЬНОСТИ КЛИМАТА В РАЙОНЕ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

Д.И. Тисленко, Б.В. Иванов

В качестве стандартного периода для оценивания климатических переменных, характеризующих *текущий*, или *современный* климат, по рекомендации Всемирной метеорологической организации (ВМО) используется 30-летний период, в частности 1961—1990 гг. В настоящее время этот период продолжает использоваться в качестве базового. Среднее значение переменной величины за этот период по умолчанию называют *нормой*, а отклонение этой величины от нормы — *аномалией* (Груза, 2012; Груза, Ранькова, 2012). В последние годы в связи с наблюдаемыми изменениями климата активно высказывается мнение о целесообразности приближения базового периода к текущему моменту. Значения нормы приземной температуры воздуха (ПТВ) за период 1961—1990 гг. для основных пунктов наблюдений на архипелаге Шпицберген представлены в табл. 1.5.1.

Таблица 1.5.1

Значения климатической нормы ПТВ (°C) для района арх. Шпицберген

Ис-фьорд Радио	Хорнсунн	Баренцбург	Нью-Олесунн	Лонгьир	Пирамида
–5,0	–5,4	–6,1	–6,3	–6,7	–6,8

Самые низкие среднегодовые значения ПТВ наблюдаются на станции Пирамида (станция с условно *континентальным* климатом), а самые высокие — на станции Ис-фьорд Радио (станция с условно *морским* климатом). На рис. 1.5.1 представлено распределение аномалий ПТВ для пункта наблюдений в Баренцбурге для периода 1948—2014 гг.

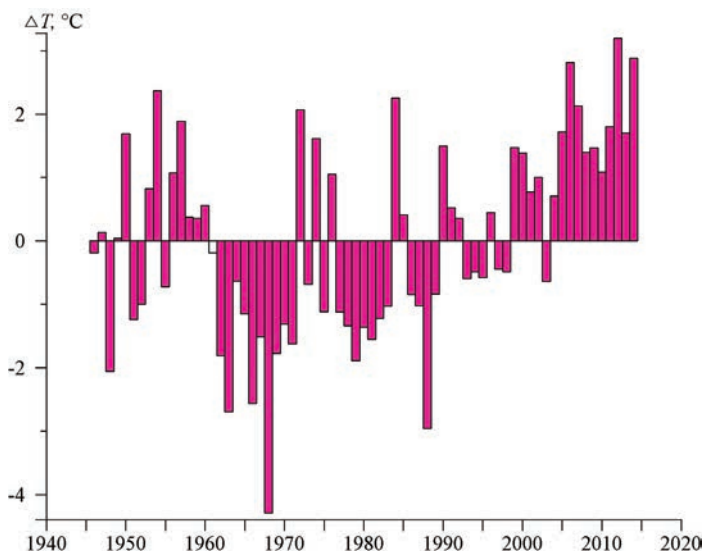


Рис. 1.5.1. Распределение аномалий ПТВ для пункта Баренцбург (1948—2014 гг.).

Оценки уравнений линейной регрессии a , рассчитанные для всех пунктов наблюдений

Пункт наблюдений	1990—2014 гг.		1948—2014 гг.	
	R^2	a	R^2	a
Хорнсунн	0,4464	0,1073	0,2106	0,0366
Ис-фьорд Радио	0,4598	0,0892	0,1573	0,0287
Баренцбург	0,4615	0,1048	0,1531	0,0310
Лонгйир	0,4805	0,1293	0,2038	0,0422
Пирамида	0,4538	0,1088	0,1478	0,0329
Нью-Олесунн	0,4440	0,0948	0,1562	0,0309

Примечание. R^2 — коэффициент детерминации; a — коэффициент, характеризующий угол наклона линии тренда.

Аналогичные распределения аномалий получены и для всех остальных пунктов регулярных долговременных наблюдений за ПТВ на архипелаге. Выбор начала отсчёта, соответствующего 1948 г., обусловлен тем обстоятельством, что именно с этого момента времени (года) климатические ряды для всех пунктов наблюдений не имеют пропусков и могут считаться однородными. В табл. 1.5.2 представлены оценки уравнений линейной регрессии (тренды), рассчитанные для каждого пункта наблюдений для двух временных интервалов: весь ряд и период *современных* изменений (1990—2014 гг.). В качестве исходных данных использовались значения аномалий.

Как следует из представленной таблицы, интенсивность повышения среднегодовых значений ПТВ в *современный период* (значение коэффициента a) в среднем в три раза превосходит аналогичные оценки для всего периода наблюдений, что указывает на усиление процесса потепления климата на архипелаге в последние десятилетия. Учитывая, что ПТВ является одной из наиболее часто используемых характеристик для оценки изменений климата в региональном масштабе, а её изменения определяются взаимодействием в системе *океан — атмосфера — морской лёд*, был выполнен анализ пространственного и временного изменения ПТВ для района о-ва Зап. Шпицберген по имеющимся данным.

Мы оценили изменения во времени разности среднегодовых значений ПТВ между крайним северным (Нью-Олесунн) и южным (Хорнсунн) пунктами наблюдений — *широтный* перепад, а также западным (Ис-фьорд Радио) и восточным (Пирамида) пунктами наблюдений — *меридиональный* перепад. Для обоих рядов были рассчитаны линейные тренды перепада (разность среднегодовых значений ПТВ). Результаты представлены в табл. 1.5.3.

Как следует из приведённой таблицы, меридиональные различия увеличиваются, а широтные уменьшаются. Последнее указывает на определённое выравнивание климата с позиций его континентальности. Потепление климата в районе Пирамиды,

Таблица 1.5.3

Оценки уравнений линейной регрессии (a), характеризующих изменения разности ПТВ вдоль широты и меридиана

Станция	a
Хорнсунн — Нью-Олесунн	0,006
Ис-фьорд Радио — Пирамида	-0,004

где наблюдается самая низкая среднегодовая температура (см. табл. 1.5.1), происходит несколько быстрее, чем на станции Ис-фьорд Радио (самая *тёплая* станция в соответствии с табл. 1.5.1), за весь период наблюдений. Противоположная ситуация наблюдается на меридиональном разрезе: более высокие темпы потепления зафиксированы в южной части архипелага (станция Хорнсунн), где среднегодовые значения ПТВ выше по сравнению с пунктом Нью-Олесунн (см. табл. 1.5.1). Можно сделать предварительное заключение о том, что обострение меридионального градиента ПТВ может служить причиной более интенсивного переноса в приземном слое воздуха с запада на восток, т.е. от мористой зоны Ис-фьорда (район, прилегающий к проливу Фрама) во внутреннюю часть его акватории (район пос. Пирамида).

Таблица 1.5.4

Средние значения разности между максимальными и минимальными значениями ПТВ в течение года (весь доступный период наблюдений)

Станция	Размах колебаний, °С	Период наблюдений
Ис-фьорд Радио	18,8	1935—1940, 1947—2014 гг.
Баренцбург	21,8	1932—1940, 1947—2014 гг.
Лонгйир	24,4	1899—2014 гг.
Пирамида	25,0	1940, 1948—2014 гг.
Хорнсунн	18,7	1935—1940, 1947—2014 гг.
Нью-Олесунн	21,1	1935—1940, 1947—2014 гг.

В табл. 1.5.4 представлены средние значения разности между максимальными и минимальными значениями ПТВ в течение года (среднемесячные значения). Как следует из таблицы, для четырех пунктов наблюдений, расположенных в акватории залива Ис-фьорд (условно *меридиональный* разрез), наблюдается усиление континентальности климата по мере продвижения в восточном направлении, что является вполне закономерным. Так, в районе станции Ис-фьорд Радио, расположенной на входе в залив Ис-фьорд, размах колебаний ПТВ составляет 18,8 °С. При продвижении в глубь залива (на восток) размах колебаний ПТВ увеличивается и достигает 25,0 °С (станция Пирамида). Станция Хорнсунн находится в южной части о-ва Зап. Шпицберген. Значение размаха колебаний для данного пункта составляет 18,7 °С. Станция Нью-Олесунн расположена в северной части о-ва Зап. Шпицберген, но по своему местоположению — на некотором удалении от входа во фьорд со стороны пролива Фрама — больше соответствует станции Баренцбург, что также подтверждается и средним значением размаха колебаний среднемесячных значений ПТВ (21,1 °С).

Полученные оценки в целом согласуются с результатами предшествующих исследований (Przubulak et al., 2016; Gejtlen et al., 2016; Тисленко, Иванов, 2016).

Поскольку имеющиеся данные обеспечивают наиболее полное описание изменений ПТВ для района о-ва Зап. Шпицберген начиная со второй половины XX века, был выполнен предварительный анализ аномальности климата для этого периода. Использовались два известных индекса, описывающие аномальность климата. Первым из них является индекс CAI (Climate Anomaly Index), который определяется как евклидово расстояние между точкой, описывающей текущее состояние климата, и точкой, представляющей состояние среднего по времени значения (норму) (Груза, Ранькова, 2012):

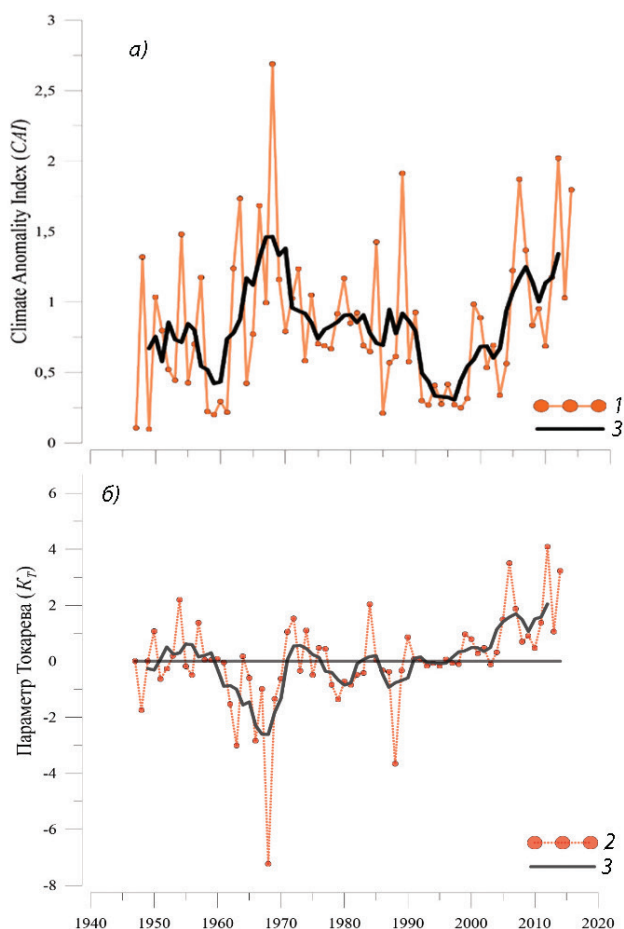


Рис. 1.5.2. Временной ход индексов аномальности климата CAI (а) и K_T (б) в районе о-ва Зап. Шпицберген за период 1947—2014 гг.
 1 — CAI ; 2 — параметр Токарева; 3 — 5-летнее скользящее среднее

$$CAI = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta T_i}{\sigma_i} \right)^2},$$

где n — число станций, i — порядковый номер станции, ΔT_i — аномалия ПТВ, σ — среднеквадратическое отклонение (СКО).

Чем больше CAI , тем дальше удалена точка, представляющая мгновенное состояние климата, от «центра» точек — состояний климата. Расчёт положения центра для данного индекса наиболее часто осуществляется по всему доступному периоду наблюдений (Груза, Ранькова, 2012).

В качестве второй интегральной характеристики, описывающей аномальность температурного поля для района о-ва Зап. Шпицберген, был выбран индекс (параметр) Токарева (K_T), позволяющий учитывать не только значение аномалии, но и её знак (Токарев, 1983):

$$K_T = \frac{1}{N+M} \left[\sum_{i=1}^N \left(\frac{\Delta T_{+i}}{\sigma_i} \right)^2 - \sum_{i=1}^M \left(\frac{\Delta T_{-i}}{\sigma_i} \right)^2 \right],$$

где N — число точек с положительной аномалией ΔT_{+i} ; M — число точек с положительной аномалией ΔT_{-i} ; i — порядковый номер станции.

Отклонения значений ПТВ (ΔT_i) определялись как разность между фактической температурой и нормой (среднее значение ПТВ за 1947—2014 гг.). Затем полученные значения аномалий нормировались на СКО для получения более однородной сопоставимой картины. На рис. 1.5.2 представлен временной ход рассчитанных значений индексов CAI и K_T .

Для более наглядного выделения периодов с выраженной аномальностью в терминах ПТВ использовался фильтр скользящего среднего с шагом осреднения пять лет. Как следует из представленных рисунков, максимальная аномальность климата в районе арх. Шпицберген соответствует двум временным интервалам: 1960—1970 и 2005—2014 гг. Для первого периода максимальные по абсолютной величине значения индексов CAI и K_T приходятся на 1968 г. Для второго периода аналогичные значения наблюдались в 2012 г. Общее число лет, когда индекс $CAI > 1$ (т. е. рассчитанное среднее значение аномалии превышает значение СКО), для района Шпицбергена равно 22, что составляет 32 % всего временного ряда. При этом в 1968 и 2012 гг. зафиксированы случаи, когда индекс $CAI > 2$ (3 % всего временного ряда).

На основании анализа значений индекса CAI также можно выделить крупные и очень крупные аномалии (*экстремали*) во второй половине XX века. Так, экстремальная аномальность ($> 2\sigma$) температурного поля в районе о-ва Зап. Шпицберген зафиксирована в 1968, 1988 и 2012 гг. (значение аномалии в 1968 г. превышает СКО в три раза).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Груза Г.В. Исследование климата и его изменений // *Изменение климата*. 2012. № 31. С. 5—8.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск, 2012. 194 с.
- Тисленко Д.И., Иванов Б.В. Временная изменчивость приземной температуры воздуха в районе архипелага Шпицберген в условиях первого (1920—1940) и современного потепления в Арктике // Коллективная монография по материалам международной научно-практической конференции «LXIX Герценовские чтения», посвященной 115-летию со дня рождения С.В. Карлесника / Под ред. В.П. Соломина и др. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2016. С. 243—247.
- Токарев В.Г. Об изменчивости и аномальности средней сезонной температуры воздуха в первую половину лета в Западной Сибири // *Труды ЗапСибНИИ*. 1983. Вып. 59. С. 20—26.
- Gjeltén H., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E., Sviashchennikov P., Wyszynski P., Prokhorova U., Przybylak R., Ivanov B., Urazgildeeva A. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // *Polar Research*. 2016. V. 35; doi: 10.3402/polar.v35.29878.
- Przybylak R., Arazny A., Nordli Ø., Finkelburg R., Kejna M., Budzik T., Migala K., Sikora S., Puczek D., Rymerg K., Rachlewicz G. Spatial distribution of air temperature on Svalbard during 1 year with campaign measurements // *J. Climatology*. 2014. V. 33. doi: 10.1002/joc.3937.

Глава 2

Изменчивость океанологических параметров на морских акваториях архипелага Шпицберген

2.1. СОВРЕМЕННЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ВНУТРЕННИХ МОРСКИХ АКВАТОРИЯХ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Е.В. Блошкина, К.В. Фильчук

Формирование гидрологического режима фьордов о-ва Западный Шпицберген происходит под влиянием нескольких факторов: поступления теплых соленых атлантических вод, поступления относительно распресненных холодных арктических вод, речного стока и процессов ледообразования и ледотаяния.

Атлантические воды (АВ) — основной источник тепла в районе исследования — попадают сюда в виде Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ), являющегося продолжением несущего воды Гольфстрима Норвежского течения. По последним оценкам исследователей, именно воды Западно-Шпицбергенского течения переносят большую часть всего объема АВ, поступающих в Арктический бассейн (Schauer et al., 2008), и являются основным переносчиком тепла в Центральную Арктику (Aagaard and Greisman, 1975; Walczowski and Piechuga, 2007). Таким образом, пролив Фрама, через который АВ попадают в глубоководную часть Северного Ледовитого океана, является ключевым районом для водо- и теплообмена между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном (Тисленко, Иванов, 2015).

Менее солёные и более холодные по сравнению с АВ арктические воды поступают в район континентального шельфа Западного Шпицбергена с Восточно-Шпицбергенским течением (Haarpaintner et al., 2001), распространяясь над континентальным шельфом архипелага с юга на север и создавая своеобразный барьер для фьордов Западного Шпицбергена, препятствующий постоянному влиянию АВ. Между АВ и арктическими водами формируется фронтальная зона, известная как арктический фронт (Saloranta and Svendsen, 2001). Водообмен через этот фронт связывают с северными ветрами, приводящими к возникновению апвеллинга в Западно-Шпицбергенском течении. Как показано в некоторых исследованиях, изменение горизонтального градиента плотности и соответственно градиента давления инициирует этот обмен (Berge et al., 2005; Cottier et al., 2005; Svendsen et al., 2002).

Подробные исследования процесса обмена показали, что, когда условия благоприятны, во фронтальной зоне возникают меандры и вихри, связанные с баротропной или бароклинной неустойчивостью. Такие меандры и вихри были обнаружены в результате измерений скорости течений в Западно-Шпицбергенском течении (Nilsen et al. 2006; Teigen et al., 2010). Меандры и вихри могут создавать условия, позволяющие АВ проникнуть на шельф архипелага.

В работе Nilsen et al. (2016) на основе анализа данных наблюдений и результатов модельных расчётов предлагается рассматривать в качестве механизма, обуславливающего проникновение АВ в заливы архипелага, атмосферные форсинги. По мнению авторов упомянутой работы, прохождение глубоких циклонов над акваторией пролива Фрама вызывает нагон масс воды к береговой линии Западного Шпицбергена, что модулирует детерминируемую перепадом высот водной поверхности баротропную составляющую ЗШТ на шельфовом склоне. При этом возникают топографически направленные потоки в желоба на шельфе Западного Шпицбергена. Дальнейшее проникновение АВ внутрь фьордов зависит от различных факторов: рельефа, атмосферной циркуляции, особенно-

стей локальных водных масс. Например, для Ис-фьорда было показано, что регулировать процесс поступления АВ вовнутрь фьорда может горизонтальный градиент давления, возникающий между АВ и водами, формирующимися непосредственно внутри фьорда в зимнее время в результате процессов ледообразования в полынье (Nilsen et al., 2006).

Речной сток оказывает наибольшее влияние на термохалинные характеристики вод фьордов в летне-осенний период, когда активно происходит таяние материковых ледников, что приводит к увеличению объёма пресных вод, поступающих во фьорды и распресняющих поверхностный слой. Процессы ледотаяния обычно начинаются во фьордах в мае — июне и также приводят к распреснению поверхностного слоя. Процессы ледообразования, в результате которых формируется переохлажденная водная масса с высокой солёностью, начинаются обычно в ноябре (Моисеев, Бобров, 2015; Моисеев, Громов, 2009).

Однако в последние годы на архипелаге Шпицберген наблюдаются аномально тёплые зимы: ледяной покров образуется не каждый год и не во всех фьордах, повышается температура АВ, поступающих к берегам архипелага, затоки АВ внутри фьордов становятся все более регулярными, их объём увеличивается. Эти изменения оказывают глубокое влияние на структуру и функционирование всей экосистемы фьордов (Нор et al., 2002; Łacka et al., 2016; Павлов и др., 2010; Павлов, 2011).

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Океанографические исследования фьордов Западного Шпицбергена, выполняющиеся согласно Программе долгосрочного мониторинга на океанологическом полигоне в прибрежных водах архипелага Шпицберген в рамках реализации проекта создания Российского научного центра на архипелаге Шпицберген, являются продолжением систематических экспедиционных наблюдений ААНИИ за состоянием вод заливов архипелага, возобновленных в 2006 г. Объектами исследований являются акватории, включённые в состав океанологического полигона Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ). Положение объектов полигона представлено на рис. 2.1.1.

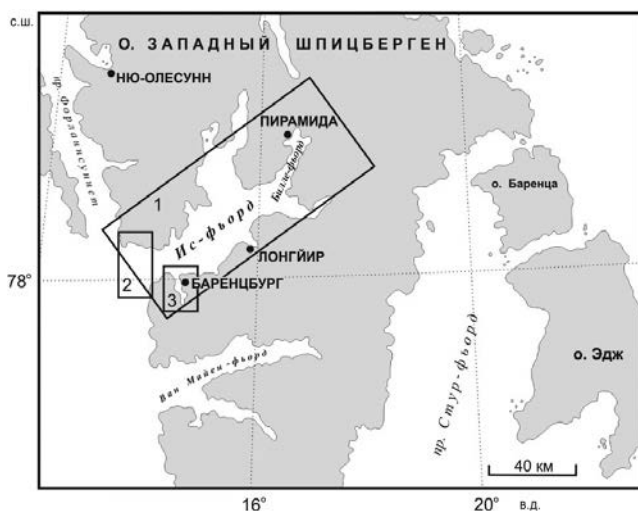


Рис. 2.1.1. Объекты океанологического полигона РНЦШ: Ис-фьорд и Билле-фьорд (1), горло Ис-фьорда (2), Грэн-фьорд (3).

Ис-фьорд — самый большой залив архипелага Шпицберген, ориентированный с юго-запада на северо-восток; протяжённость Ис-фьорда вдоль оси составляет около 100 км. Береговая линия Ис-фьорда сильно изрезана и образует несколько заливов меньшего размера: Грён-фьорд и Адвент-фьорд на южной стороне; Сассен-фьорд, переходящий в Темпел-фьорд, и Билле-фьорд, заканчивающийся бухтами Мимер, Петунья, Адольфа на северо-востоке; Норд-фьорд, переходящий в Экман-фьорд и Диксон-фьорд на севере. Поскольку на выходе из фьорда отсутствует топографический барьер, водные массы с континентального шельфа могут свободно проникать внутрь Ис-фьорда.

Длина Билле-фьорда составляет около 30 км, ширина 5—8 км. Этот фьорд уникален тем, что он единственный из фьордов в системе Ис-фьорда имеет на входе два топографических барьера — внешний (70 м) и внутренний (40 м), что препятствует свободному водообмену с соседними акваториями. Средняя глубина фьорда равна 160 м. Площадь Билле-фьорда составляет 182 км² (5,9 % площади Ис-фьорда) и объём воды — 13 км³ (3,5 % объёма Ис-фьорда) (Nilsen et al., 2006).

Схема размещения станций океанологического полигона РНЦШ на акватории заливов Ис-фьорд и Билле-фьорд представлена на рис. 2.1.2. Пункты выполнения регулярных измерений термохалинных характеристик на вертикальных профилях обозначены красными ромбами, точка постановки притопленной буйковой станции (ПБС) — зелёным ромбом.

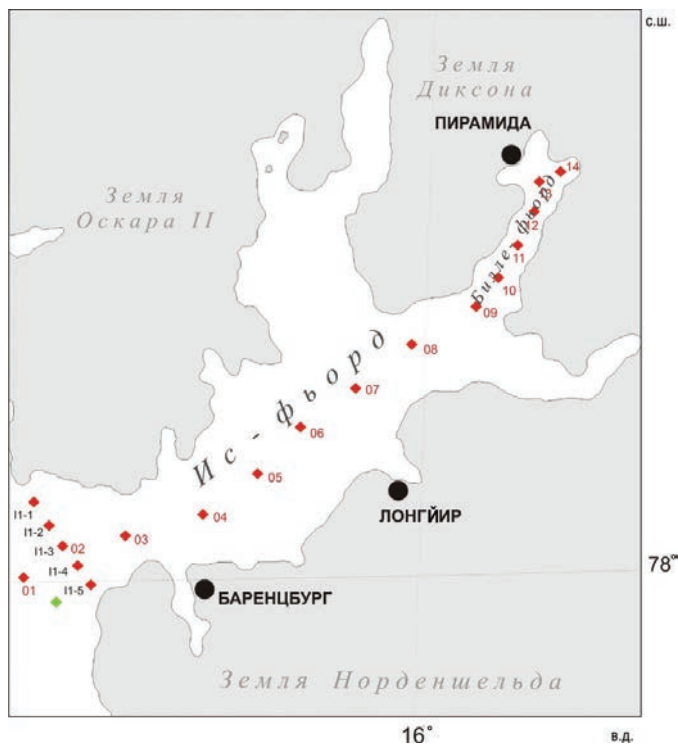


Рис. 2.1.2. Схема размещения станций океанологического полигона РНЦШ на акватории заливов Ис-фьорд и Билле-фьорд.

Красным цветом выделены пункты постановки СТД-станции, зеленым — пункты постановки ПБС.

Грён-фьорд — сравнительно небольшой фьорд, расположенный на южной стороне Ис-фьорда в непосредственной близости от его горловины. Залив ориентирован в меридиональном направлении, его протяженность составляет примерно 16,5 км. Ширина и глубина фьорда увеличиваются с юга (кутовая часть) на север (выход в Ис-фьорд) от 1,8 до 5,4 км и от 50 до 170 м соответственно. Порог в горловине Грён-фьорда отсутствует, что обеспечивает возможность свободного обмена с водными массами Ис-фьорда. В залив впадает несколько ручьёв и рек.

С 2011 по 2017 г. были выполнены четыре летние съёмки в Ис-фьорде, включая Билле-фьорд, а также семь летних и шесть зимних съёмок в Грён-фьорде.

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ТРАНСФОРМАЦИИ ВО ВНУТРЕННИХ ЗАЛИВАХ ШПИЦБЕРГЕНА

Для выделения водных масс в исследуемых фьордах использована классификация Сведсена (Svedsen, 2002), разработанная им для системы фьордов Конгс-фьорд — Кросс-фьорд, также относящихся к фьордам Западного Шпицбергена. В дальнейшем предложенная Сведсеном классификация была использована для анализа водных масс в Ис-фьорде в работе Nilsen et al. (2006).

Согласно классификации Сведсена, во фьордах Западного Шпицбергена можно выделить следующие водные массы:

— атлантическая водная масса (АВ), под которой понимаются воды Западно-Шпицбергенского течения, характеризующаяся высокими значениями температуры ($> 3\text{ }^{\circ}\text{C}$) и солёности ($> 34,9\text{ ‰}$);

— трансформированная атлантическая водная масса (ТАВ), образующаяся в результате смешения АВ и арктических вод: $1 < T < 3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34,7 < S < 34,9\text{ ‰}$;

— поверхностная водная масса (ПВ), образующаяся поздней весной и летом под влиянием увеличения объёма речного стока, таяния морского льда и радиационного прогрева: $T > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S < 34\text{ ‰}$;

— промежуточная водная масса (ПрВ), формирующаяся в результате смешения ПВ и АВ (ТАВ): $T > 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34 < S < 34,9\text{ ‰}$;

— локальная водная масса (ЛВ), формирующаяся в осенне-зимний период в результате охлаждения ПВ или ПрВ с солёностью, близкой к 34 ‰ , $-0,5 < T < 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S < 34,8\text{ ‰}$;

— зимняя охлаждённая водная масса (ЗВ), формирующаяся в результате выхолаживания воды до температуры замерзания при данной солёности и выделения рассола при формировании льда, $T < -0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 34,3\text{ ‰}$.

ЗАЛИВЫ ИС-ФЬОРД И БИЛЛЕ-ФЬОРД

Для анализа состояния вод в 1990-е годы использовались данные, выложенные в свободном доступе в сети Интернет (Boyer et al., 2013; ICES, 2014; Моисеев, Ионов, 2006; Мещеряков и др., 2014). Поскольку наблюдения были точечными и выполнялись в разные месяцы и годы (всего 23 станции), то для анализа особенностей распределения термохалинных характеристик использовались только *TS*-диаграммы (рис. 2.1.3).

В 1990-х годах в результате съёмок в заливе Ис-фьорд (в горле и вдоль оси фьорда) в летние месяцы были зафиксированы следующие водные массы: ПВ, значения температуры которой варьировали в большом диапазоне — от $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (август 1993 г.) до $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (июль 1998 г.), а минимальное значение солёности составило

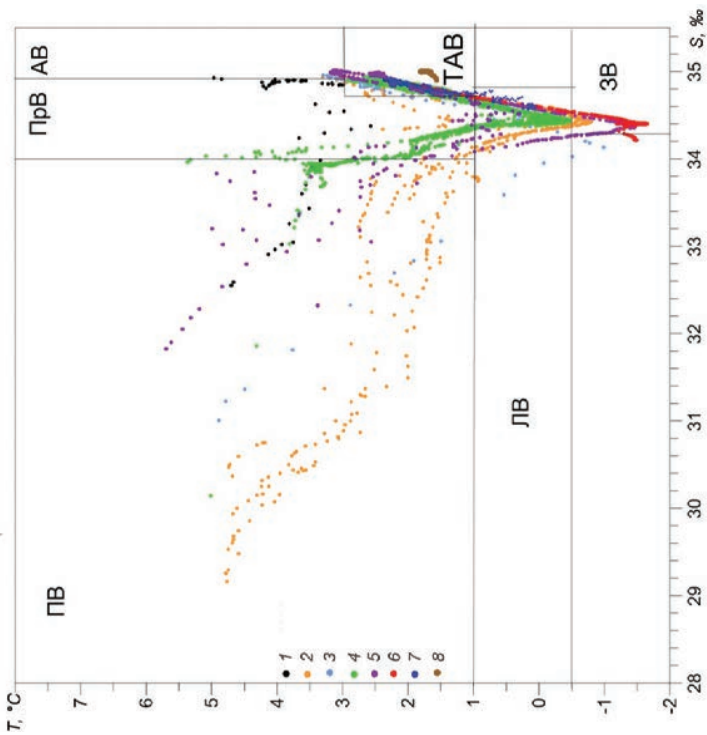


Рис. 2.1.3. *TS*-диаграмма по данным измерений в Ис-фьорде в 1990-е годы.

1 — июль 1991 г., 2 — август 1993 г., 3 — август 1994 г., 4 — июль и июль 1997 г., 5 — июль 1998 г., 6 — апрель 1998 г. и апрель 1999 г., 7 — март 2016 г., 8 — апрель 2017 г.

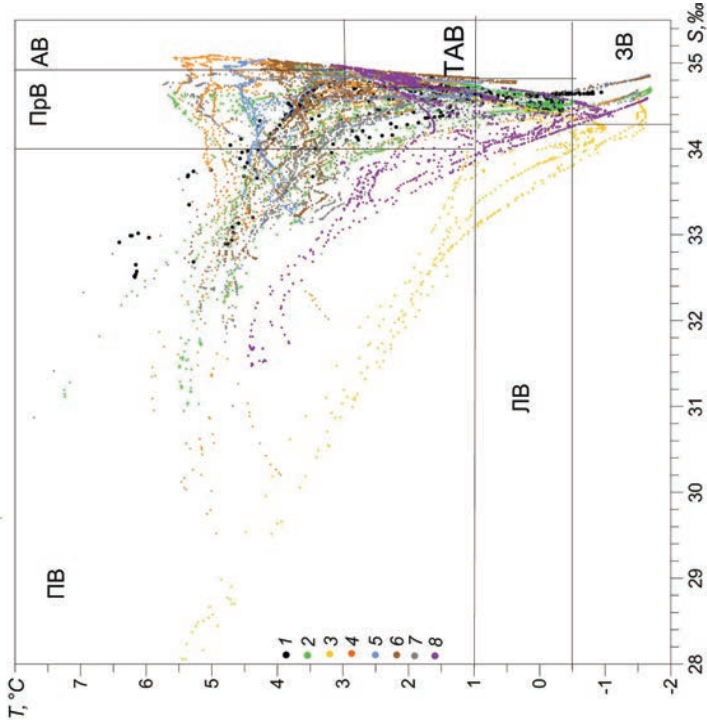


Рис. 2.1.4. *TS*-диаграмма по данным измерений в Ис-фьорде в летние месяцы 2000-х годов.

1 — 2002 г., 2 — 2003 г., 3 — 2004 г., 4 — 2006 г., 5 — 2007 г., 6 — 2008 г., 7 — 2009 г., 8 — 2010 г.

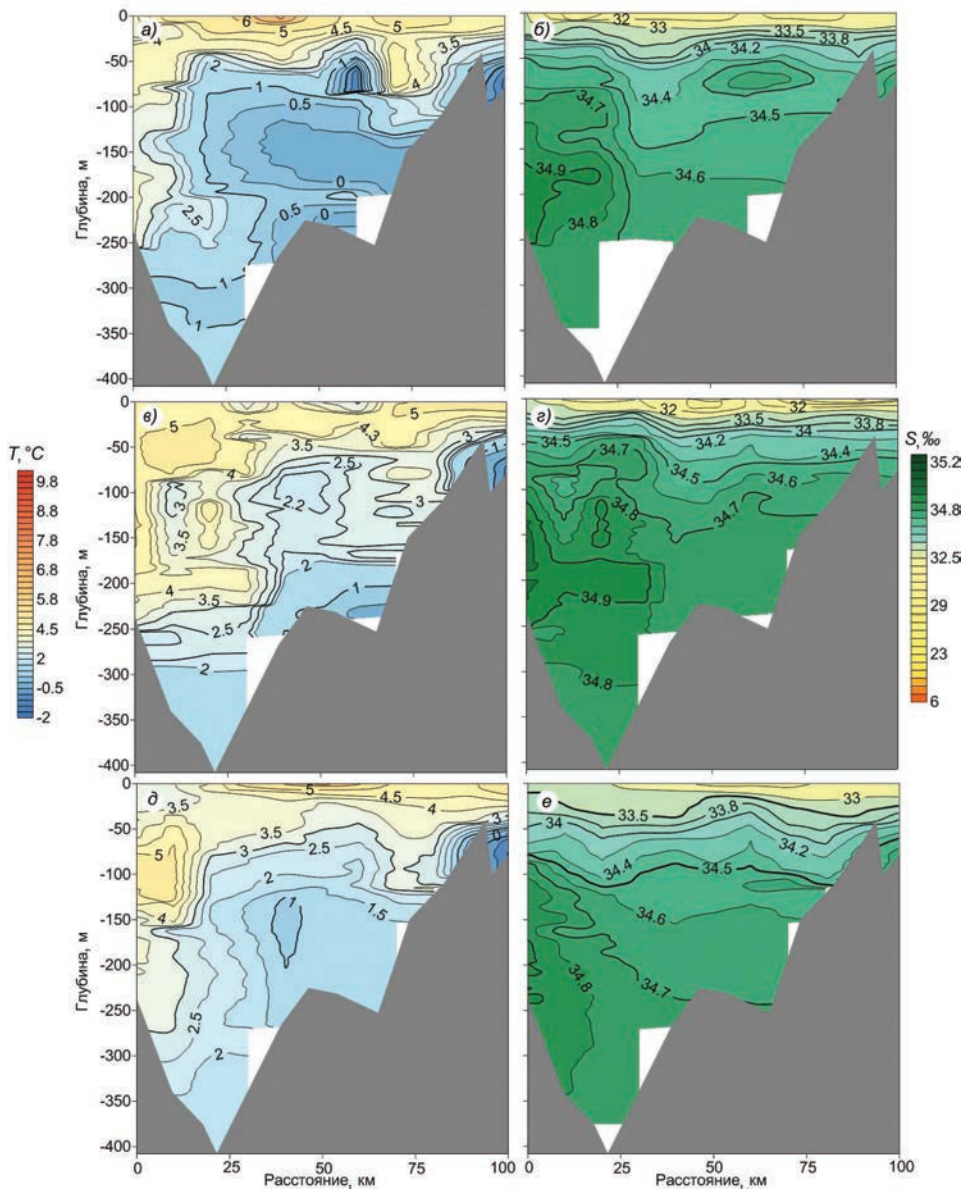


Рис. 2.1.5. Распределение температуры, °C (а, в, д) и солёности, ‰ (б, з, е) вдоль оси Ис-фьорда в августе 2003 г. (а, б), августе 2006 г. (в, з) и августе 2009 г. (д, е).

Все разрезы ориентированы с запада на восток.

28 ‰ (август 1993 г.), и ПрВ, которая характеризовалась значениями температуры от 1 до 5,5 °С (июнь — июль 1997 г.). АВ была зафиксирована только на станциях, выполненных в августе 1994 г. и июле 1998 г., в остальные годы по данным измерений АВ не наблюдалась. При этом максимальные значения температуры АВ составили 3,5 °С. Значения солёности ЛВ в 1990-х годах изменялись в диапазоне от 33,5 до 34,8 ‰.

В апреле 1999 г. были выполнены всего две станции в западной части Ис-фьорда. В результате были зафиксированы ТАВ, ЛВ и ЗВ. Необходимо отметить, что на станциях, выполненных в марте 2016 и 2017 гг., были зафиксированы только две водные массы: ЛВ и ТАВ.

В 2000-х годах начиная с 2003 г. в летние месяцы в заливе Ис-фьорд выполнялись регулярные океанографические съёмки, в рамках которых выполнялся разрез вдоль оси фьорда (за исключением 2004 и 2005 гг.). Водные массы, зафиксированные в результате измерений на этом разрезе, представлены на рис. 2.1.4. Для более подробного анализа распределения водных масс были выбраны три разреза вдоль оси Ис-фьорда: за 2003, 2006 и 2009 гг. Результаты представлены на рис. 2.1.5.

Как видно из рис. 2.1.5, особенности распределения температуры и солёности по вертикали схожи друг с другом. ПВ наблюдались от поверхности до глубины 25—50 м вдоль оси всего фьорда. Максимальные значения температуры (до 6,5 °С) были зафиксированы в 2003 г. в центральной части фьорда, минимальные значения солёности (до 29,5 ‰) — в 2006 г. в восточной части фьорда. В западной части разреза на глубине от 100—150 до 250 м в эти годы была зафиксирована АВ с максимальным значением температуры 6 °С (2006 г.). Минимальный объём АВ наблюдался в 2009 г. В восточной части разреза в Билле-фьорде в слое от глубины 60—70 м до дна наблюдалась ЗВ. Над ней располагалась ЛВ (на горизонтах 50—70 м), минималь-

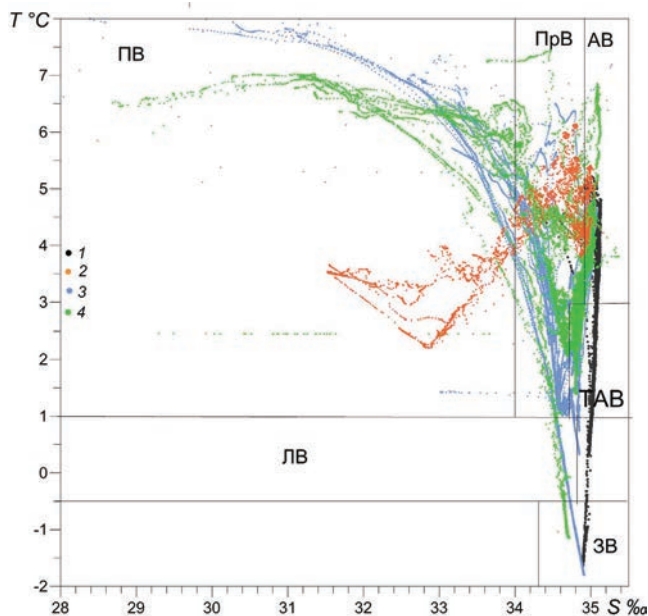


Рис. 2.1.6. *TS*-диаграмма по данным измерений в заливе Ис-фьорд в летние месяцы 2014—2017 гг. 1 — июнь 2014 г.; 2 — сентябрь 2015 г.; 3 — август 2016 г.; 4 — июль 2017 г.

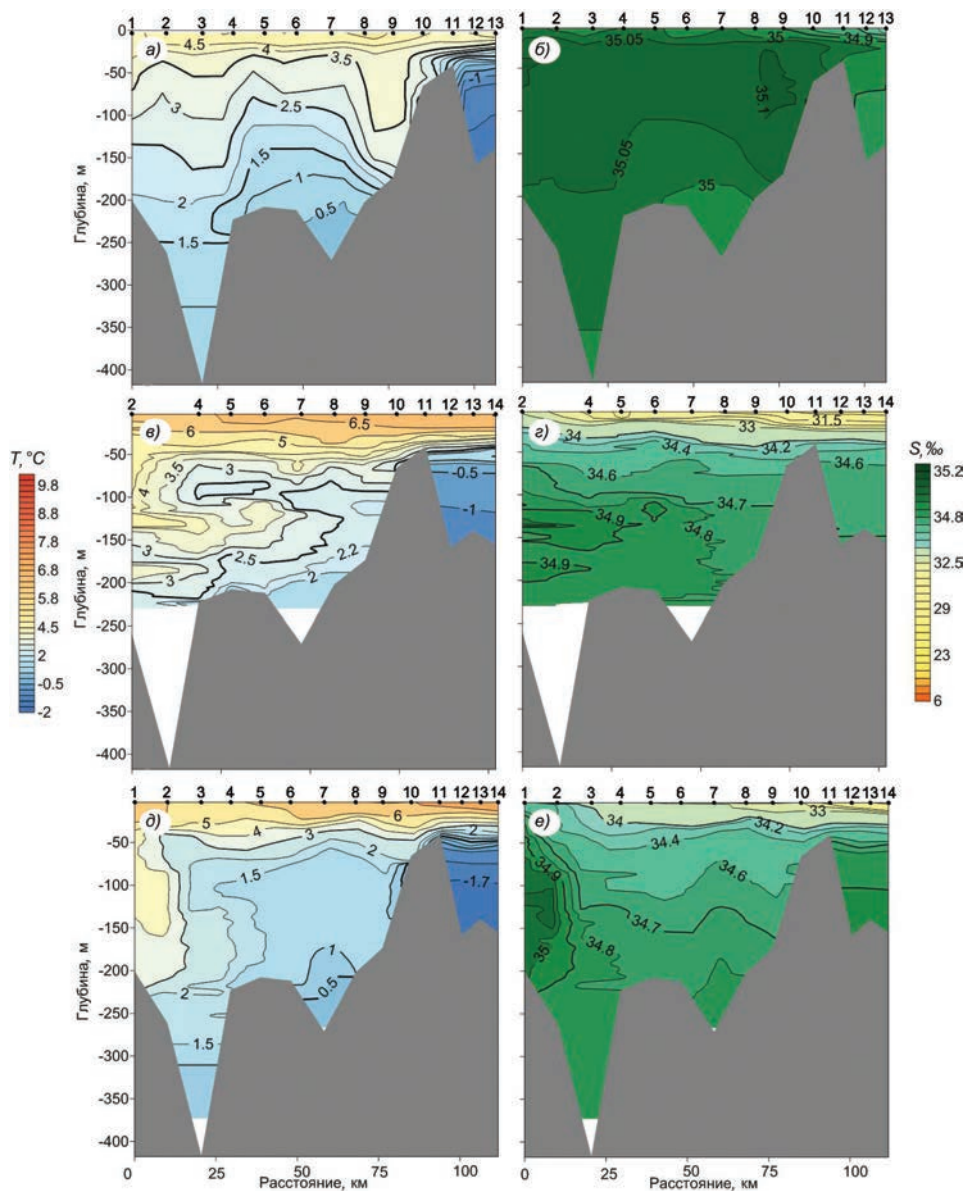


Рис. 2.1.7. Распределение температуры, °C (а, в, д) и солёности, ‰ (б, з, е) вдоль оси Ис-фьорда в июне 2014 г. (а, б), в августе 2016 г. (в, з) и в июле 2017 г. (д, е).

Все разрезы ориентированы с запада на восток.

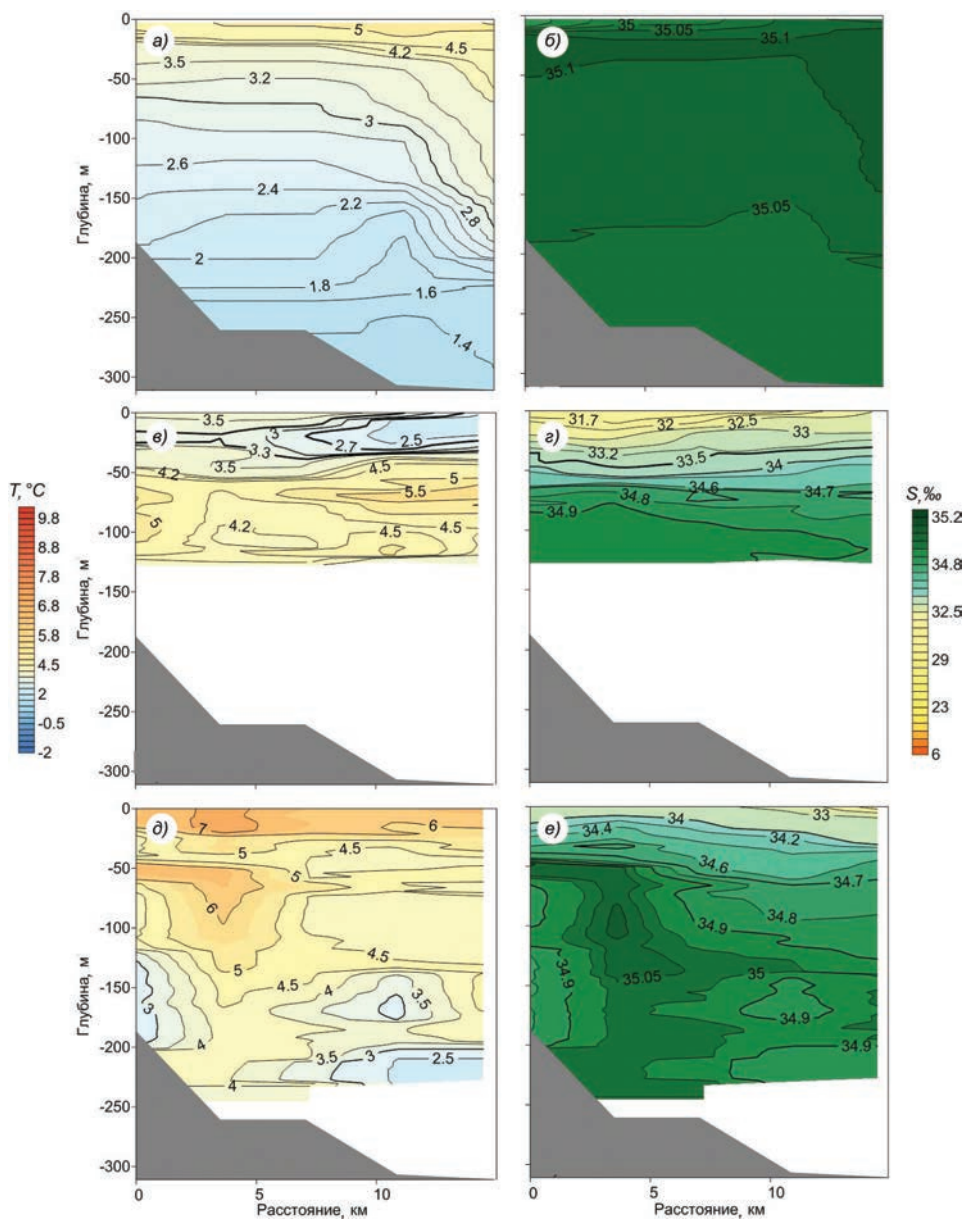


Рис. 2.1.8. Распределение температуры, °С (а, в, д) и солёности, ‰ (б, г, е) в горле Ис-фьорда в июне 2014 г. (а, б), в сентябре 2015 г. (в, г), в августе 2016 г. (д, е). Все разрезы ориентированы с севера на юг.

ное значение солёности которой (34,2 ‰) было зафиксировано в 2009 г. Большая часть фьорда была занята ПрВ и ТАВ. ПрВ располагалась под ПВ, толщина ПрВ увеличивалась с запада на восток. Максимальный объём ТАВ наблюдался в 2006 г., минимальный — в 2003 г.

По сравнению с 1990 г. АВ была представлена во фьорде в большем объёме и наблюдалась практически каждый год. Значения температуры и солёности АВ в среднем были выше по сравнению с предыдущим десятилетием. Для ПВ и ПрВ также были характерны более высокие значения температуры.

В июне 2014 г. во всей акватории Ис-фьорда за исключением Билле-фьорда была зафиксирована только одна водная масса — АВ, характеризующаяся значениями температуры 0,5—4,5 °С и солёности примерно 35,1 ‰ (рис. 2.1.6; 2.1.7 а, б и 2.1.8 а, б). Низкие значения температуры АВ (менее 3 °С) на глубине более 50—100 м можно объяснить тем, что АВ, заполняющая весь фьорд, находилась здесь длительное время, в результате чего охладилась вследствие теплообмена с атмосферой. Эти охлажденные слои опустились под более тёплые. Схожие условия были зафиксированы в Конгс-фьорде (залив о-ва Западный Шпицберген, расположенный к северо-западу от Ис-фьорда) в апреле 2007 г. Механизм формирования таких условий описан в работе Tverberg et al. (2007).

Как было отмечено выше, Билле-фьорд имеет на входе топографический барьер 40 м, что препятствует свободному водообмену с Ис-фьордом. Поэтому даже в летние месяцы Билле-фьорд от глубины 50 м до дна занят водными массами, формирующимися здесь в осенне-зимний период: ЛВ (40—50 м) и ЗВ (50 м — дно). От поверхности до глубины 20—30 м в Билле-фьорде располагалась ПрВ с минимальным значением солёности 34,3 ‰. Наблюдаемое понижение солёности в поверхностном слое объясняется влиянием процесса таяния льда, сбрасываемого ледником Норденшельда в бухту Адольфа. Необходимо отметить, что в слое от 20—40 м был зафиксирован слой АВ (солёность выше 34,9 ‰), поступающей сюда из Ис-фьорда.

В отличие от июня 2014 г., когда вся акватория залива Ис-фьорд была занята АВ, съёмки, выполненные в сентябре 2015 г. (только разрез поперёк горла фьорда), в августе 2016 г. и в июле 2017 г. показали наличие во фьорде ещё двух водных масс: ПВ и ПрВ (рис. 2.1.7 в, г и 2.1.8 в, г).

В сентябре 2015 г. (измерения были сделаны только в горле Ис-фьорда до глубины 128 м) в слое воды от поверхности до горизонта 40—50 м залегала ПВ со значениями температуры от 2 до 4,4 °С и солёности от 31,4 до 34 ‰ (см. рис. 2.1.8 в, г). При этом температура от южного берега к северному постепенно повышалась, а солёность, наоборот, уменьшалась. Под ПВ была зафиксирована ПрВ до глубины 60—80 м у северного берега и до глубины 128 м у южного берега с максимальными значениями температуры выше 5,5 °С, зафиксированными на глубине 70—75 м. Под ПрВ располагалась АВ, температура которой составляла 4—5 °С, а солёность 34,9—35,0 ‰.

В августе 2016 г. ПВ (0—25 м в горле Ис-фьорда, 0—40 м в куте Билле-фьорда) характеризовалась значениями температуры от 3 до 7 °С и солёности от 25 до 34 ‰ (рис. 2.1.7 в, г). Значения солёности постепенно уменьшались, а значения температуры увеличивались от горла Ис-фьорда к куте Билле-фьорда. В Ис-фьорде под ПВ до глубины 100—120 м залегала ПрВ со значениями температуры от 1 до 5 °С. В Билле-фьорде ПрВ располагалась до горизонта 60 м. В Ис-фьорде под ПрВ была зафиксирована ТАВ, температура которой варьировала от 2 до 2,5 °С. При этом

в западной части разреза была зафиксирована АВ с температурой 4—4,3 °С и солёностью 34,9—35,4 ‰, располагающаяся на глубине 120—170 м.

В Билле-фьорде, так же как и в 2014 г., толщу воды, начиная с глубины 60 м и до дна, занимали воды местного происхождения: ЛВ (60—75 м, $T = -0,5 \dots 1$ °С, $S = 34,5 \dots 34,6$ ‰) и ЗВ (75 м — дно, $T = -1 \dots -0,5$ °С, $S = 34,6 \dots 34,7$ ‰).

На разрезе, выполненном в горле Ис-фьорда (рис. 2.1.8 д, е), ТАВ была представлена в виде нескольких ядер: первое ядро залегало в слое от 130 м до дна у северного берега фьорда, второе и третье — на глубине 150—180 и 210—230 м в южной части разреза. АВ на самой северной точке разреза была зафиксирована в виде узкого языка, расположенного в слое 50—60 м и характеризующегося значениями температуры от 4,5 до 6,5 °С, под которым наблюдалась ТАВ, препятствующая проникновению АВ в более глубокие слои. При продвижении на юг наблюдалось опускание ядра АВ, и в следующей точке разреза АВ уже была зафиксирована в придонном слое толщиной 50 м. При дальнейшем продвижении на юг верхняя граница АВ постепенно заглублялась, достигнув горизонта 130 м на самой южной точке разреза. ПВ наблюдалась до глубины 20—30 м, минимальные значения солёности (31—32 ‰) были зафиксированы в южной части разреза. ПрВ со значениями температуры от 4,5 до 6 °С залегала между ПВ и АВ.

Выявленное по результатам съёмок в 2017 г. в Билле-фьорде распределение водных масс оказалось схожим с распределением предыдущего года (рис. 2.1.7 д, е): ПВ до глубины 30—40 м, (максимальные значения температуры 7—8 °С в кутовой части Билле-фьорда); ПрВ на глубине от 30—40 до 40—50 м; ЛВ на глубине 50—60 м, ЗВ в слое 60 м — дно (минимальное значение температуры $-1,7$ °С).

В Ис-фьорде ПВ была зафиксирована до глубины 30 м. АВ вклинивалась на глубине 40—230 м только в самой западной части разреза (температура 3—4 °С). В остальных же районах фьорда под ПрВ залегала ТАВ. Во впадинах под ТАВ до дна располагалась ЛВ, оставшаяся здесь с осенне-зимнего периода.

В горле Ис-фьорда значения температуры в слое АВ, располагающемся на горизонтах от 140—160 до 220—260 м, достигали 4—4,5 °С. Толщина слоя ПВ увеличивалась с севера на юг от нескольких метров до 25—30 м. Между ПВ и АВ располагалась ПрВ. ТАВ была зафиксирована под АВ в придонных горизонтах у южного побережья фьорда.

Помимо океанографических разрезов, в 2014/15 и 2015/16 гг. на выходе из Ис-фьорда были установлены ПБС с регистраторами температуры и солёности (дискретность 10 мин). С середины июня по середину сентября в 2014 г. на выходе из Ис-фьорда преобладали две водные массы: ТАВ и АВ. Верхняя граница ТАВ постепенно заглублялась от 125 м до дна. Максимальные значения температуры АВ, зафиксированные на глубине 80 м в конце августа — начале сентября, составили 5,4—5,5 °С. С середины сентября по середину октября в толще воды на глубине от 80 до 286 м преобладала АВ. С середины октября на глубине 80 м была зафиксирована ТАВ.

С середины декабря по середину января в толще воды преобладала ТАВ. С середины января по середину апреля в слое на глубине от 80 до 200 м наблюдались следующие водные массы: ТАВ, ЛВ, ЗВ и ПрВ. При этом смена водных масс происходила очень быстро. В слое на глубине от 200 до 286 м в этот период в основном наблюдались ТАВ и ЗВ (с марта по апрель). С середины апреля по июнь опять во всей

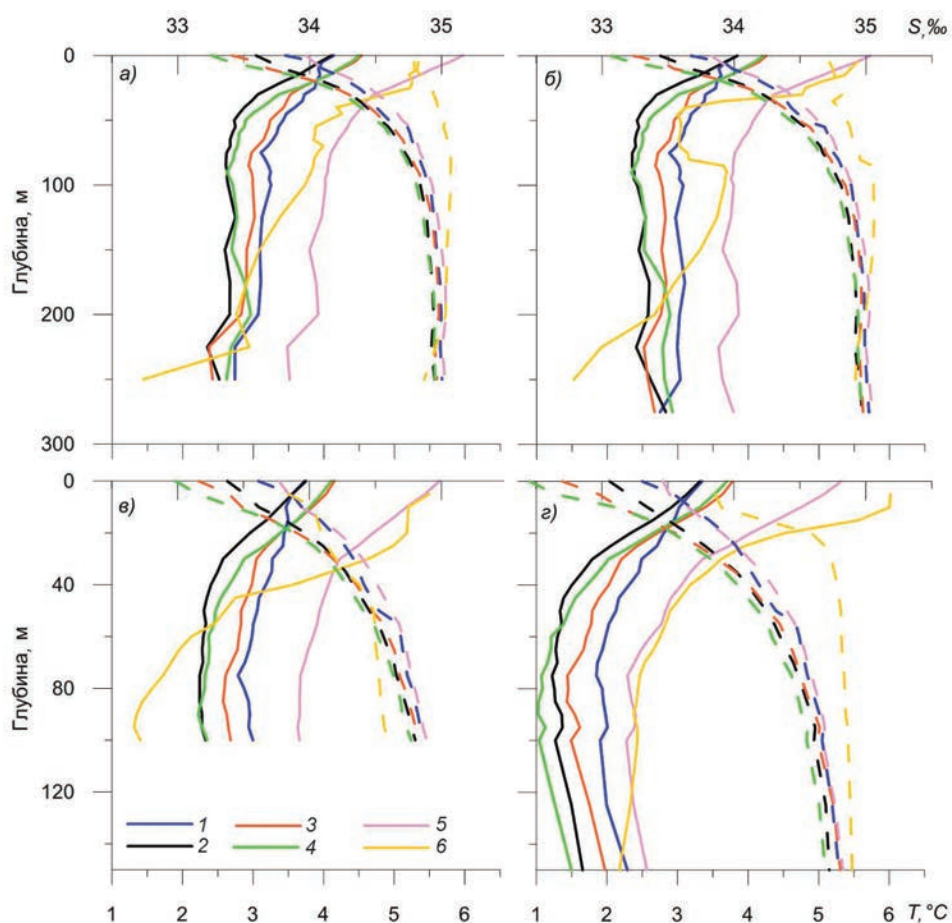


Рис. 2.1.9. Вертикальное распределение температуры (T °C, сплошные линии) и солёности (S ‰, штриховые линии) по климатическим данным и результатам измерений в 2014—2017 гг. в Ис-фьорде в точках № 1 (а), № 2 (б), № 3 (в), № 9 (г).

1) 1965—1974 гг., 2) 1975—1984 гг., 3) 1985—1994 гг., 4) 1995—2004 гг.,
5) 2005—2012 гг., 6) 2014—2017 гг.

толще воды наблюдалась ТАВ. С июня до конца записи в толще воды были зафиксированы ТАВ и АВ (до $4,3$ °C). ТАВ преобладала на глубине 80—125 и 200—286 м.

По результатам наблюдений в 2015—2016 гг. преобладали две водные массы: ТАВ и АВ. Первые четыре месяца в основном наблюдалась АВ, затем во всей толще на протяжении пяти месяцев преобладала ТАВ, затем снова АВ. Максимальное значение температуры АВ составило $5,9$ °C.

Для анализа современного состояния вод Ис-фьорда было проведено сравнение климатических данных для некоторых точек фьорда с результатами измерений, полученными в 2014—2017 гг. Климатические данные (среднедекадные значения температуры и солёности) был взяты из World Ocean Atlas 2013 (Boyer et al., 2013). Всего были сопоставлены данные для четырех точек, расположенных в Ис-фьорде на продольном разрезе. Как видно из рис. 2.1.9, с 1960-х годов по настоящее вре-

мя наблюдается постепенное увеличение температуры и солёности. Для всех точек максимальные значения температуры наблюдались в 2005—2017 гг. Аномалии температуры достигают 1—1,5 °С. Для всех точек за исключением точки № 3 значения солёности, зарегистрированные в 2014—2017 гг., являются максимальными за весь исследуемый период.

ЗАЛИВ ГРЁН-ФЬОРД

Как было отмечено выше, в Грён-фьорде, помимо летних океанографических съёмок, в период с 2012 по 2017 г. было выполнено шесть съёмок в весенние месяцы (март — апрель). Всего было выполнено 26 океанографических разрезов. Рассмотрим более подробно особенности распределения водных масс и их термохалинных характеристик.

В апреле 2012 г. (были выполнены один разрез вдоль оси фьорда, один разрез в горле фьорда и четыре разреза поперек фьорда) в Грён-фьорде были зафиксированы следующие водные массы (рис. 2.1.10; 2.1.11 *а, б*; 2.1.12, 2.1.13 *а, б*).

ТАВ наблюдалась на акватории всего фьорда за исключением разреза, выполненного в куте в придонных горизонтах (средняя толщина слоя 30 м). Максимальные значения температуры (2—2,2 °С) наблюдались в горле фьорда у восточного берега и в центральной части залива. Граница ТАВ совпадала по положению с изогалиной 34,76 ‰. ЛВ были зафиксированы на всей акватории фьорда. В горле фьорда они занимали всю центральную и восточную часть разреза от поверхности до глубины 90—100 м. На остальных поперечных разрезах ЛВ располагалась над слоем ТАВ; положение верхней границы ЛВ варьировало от 0 до 140 м в различных районах фьорда. Особенностью распределения водных масс является выход ЛВ на поверхность вдоль центральной оси бассейна (за исключением кута Грён-фьорда). Граница ЛВ совпадала с положением изогалины 34,55—34,6 ‰. ЗВ с температурой

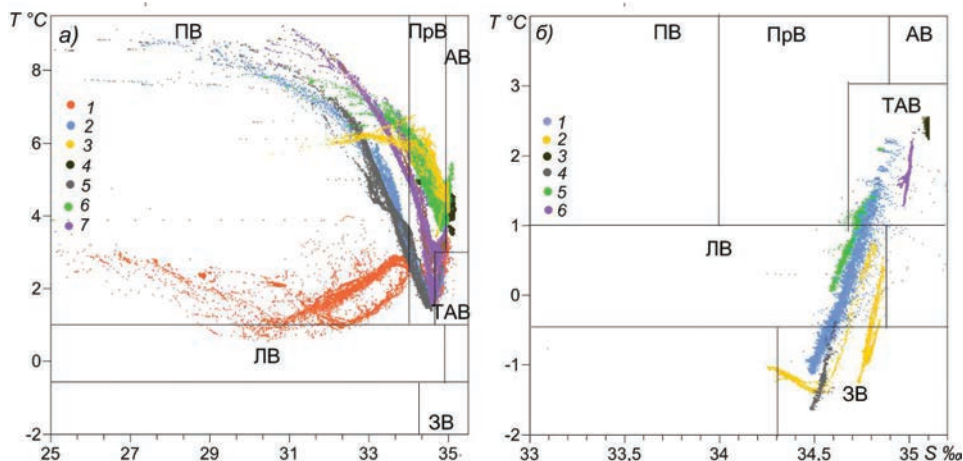


Рис. 2.1.10. *TS*-диаграмма по данным измерений в Грён-фьорде в летние месяцы 2011—2017 гг. (*а*) и в весенние месяцы 2012—2017 гг. (*б*).

а) 1 — август 2011 г., 2 — август 2012 г., 3 — сентябрь 2013 г., 4 — июнь 2014 г., 5 — август 2015 г., 6 — август 2016 г., 7 — август 2017 г.; *б*) 1 — апрель 2012 г., 2 — апрель 2013 г., 3 — апрель 2014 г., 4 — апрель 2015 г., 5 — март 2016 г., 6 — март 2017 г.

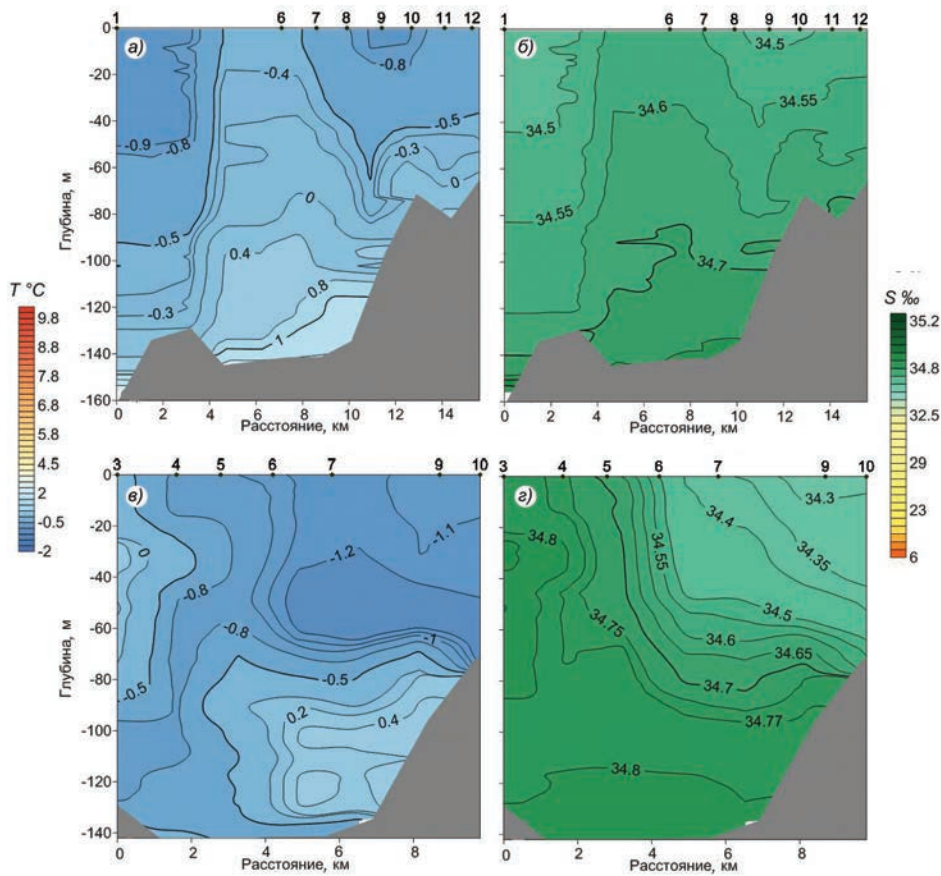


Рис. 2.1.11. Распределение температуры, °C (а, в) и солёности, ‰ (б, г) вдоль оси Грэн-фьорда в апреле 2012 г. (а, б) и апреле 2013 г. (в, г).

Все разрезы ориентированы с севера на юг.

от $-0,5$ до $-0,9$ °C и солёностью от 34,5 до 34,55 ‰ была зафиксирована от поверхности до верхней границы ЛВ на всей акватории фьорда (за исключением областей выхода ЛВ на поверхность).

Наличие фронтальной зоны в горле залива (рис. 2.1.11 а, б), образованной ЗВ и ЛВ, наклон изопикн от западного берега фьорда к восточному и явление апвеллинга придонных вод в центральной части фьорда, выражающееся в выходе ЛВ на поверхность (на разрезах это видно по вертикально ориентированным изотермам, изогалинам и изопикнам), позволяют сделать вывод о наличии циклонической циркуляции в Грэн-фьорде в исследуемый период: вдоль западного берега затекали ЗВ из Ис-фьорда, вдоль восточного берега вытекали более тёплые ЛВ, образованные в Грэн-фьорде. При этом в горле залива вода, поступающая из Ис-фьорда, полностью вытеснила ЛВ в центральную и восточную части разреза. ТАВ также наблюдалась только у восточного берега.

В отличие от апреля 2012 г. в апреле 2013 г. (были выполнены один продольный и пять поперечных разрезов) в Грэн-фьорде были зафиксированы только две

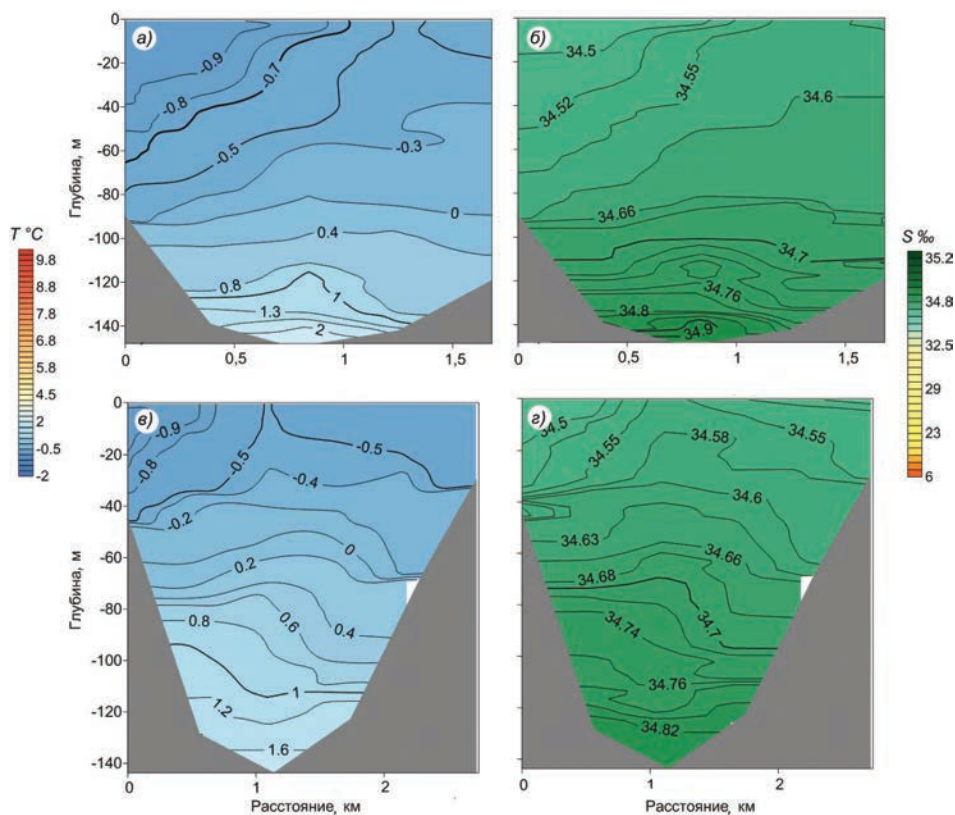


Рис. 2.1.12. Распределение температуры (а, в) и солёности, ‰ (б, г) на разрезе P3 (а, б) и P4 (в, г) поперёк Грён-фьорда в апреле 2012 г.

Все разрезы ориентированы с запада на восток.

водные массы: ЛВ и ЗВ (рис. 2.1.10; 2.1.11 в, г; 2.1.14). Объём ЛВ сильно варьировал в различных районах фьорда: максимальный объём ЛВ был зафиксирован на самом северном разрезе фьорда (разрез P1, рис. 2.1.14 а, б) в его западной и центральной частях — здесь ЛВ располагалась в слое от поверхности до глубины 100 м со значениями температуры в ядре до 0,3 °C и солёности до 34,86 ‰.

Граница ЛВ по солёности совпадала с изогоалиной 34,8 ‰. При продвижении на юг на следующем разрезе (разрез P2, рис. 2.1.14 в, г) ЛВ, напротив, практически отсутствовала, проявляясь в центральной части разреза в виде небольшой линзы на глубине от 60 до 100 м; при этом значения температуры в линзе достигали -0,2 °C. Второе ядро ЛВ был зафиксировано на следующем, более южном поперечном разрезе (разрез P3) на глубине от 50 м до дна (температура в ядре достигала 0,5 °C, солёность 34,8 ‰). На самом южном разрезе всю толщу вод по вертикали занимала ЗВ, значения температуры которой изменялись от -1,1 до -1,3 °C, солёности — от 34,5 до 34,34 ‰. На северных разрезах (P1 и P2) была зафиксирована ЗВ со значениями температуры от -1,1 до -0,8 °C и солёностью больше 34,75 ‰. Хотелось бы отметить наличие большого числа ярко выраженных фронтальных зон во фьорде как в поле температуры, так и в поле солёности. Вертикальная

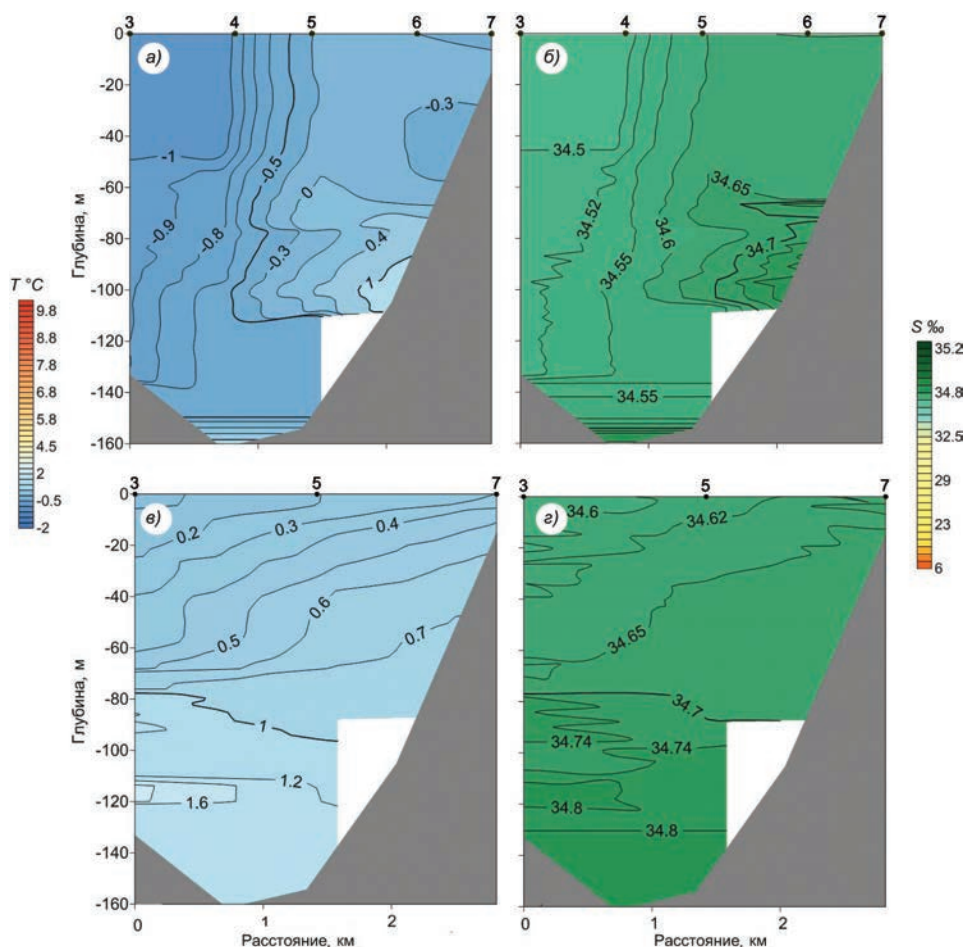


Рис. 2.1.13. Распределение температуры, °C (а, в) и солёности, ‰ (б, г) на разрезе поперек горла Грен-фьорда в апреле 2012 г. (а, б) и апреле 2016 г. (в, г). Все разрезы ориентированы с запада на восток.

ориентация изотерм и изогалин позволяет сделать вывод об активной динамике водных масс во фьорде.

Океанографическая съёмка в апреле 2014 г. (один продольный разрез и четыре поперечных разреза) показала наличие во всем Грен-фьорде единственной водной массы — АВ, значения температуры которой изменялись в диапазоне от 2,2 до 2,6 °C, а солёности — от 35,04 до 35,1 ‰. Объяснение низких значений температуры АВ было дано выше при анализе съёмки в акватории Ис-фьорда в июне 2014 г.

В апреле 2015 г. в Грен-фьорде было выполнено только три станции в центральной части фьорда у западного берега. ЗВ наблюдалась практически во всей толще воды за исключением слоя толщиной нескольких метров у дна, где располагалась ЛВ ($T = -0,5 \dots -0,2$ °C, $S = 34,6 \dots 34,7$ ‰) на самой восточной точке разреза. Температура ЗВ понижалась от $-1,6$ °C на поверхности до $-1 \dots -0,5$ °C у дна, а солёность, наоборот, увеличивалась от 34,47 до 34,57 ‰.

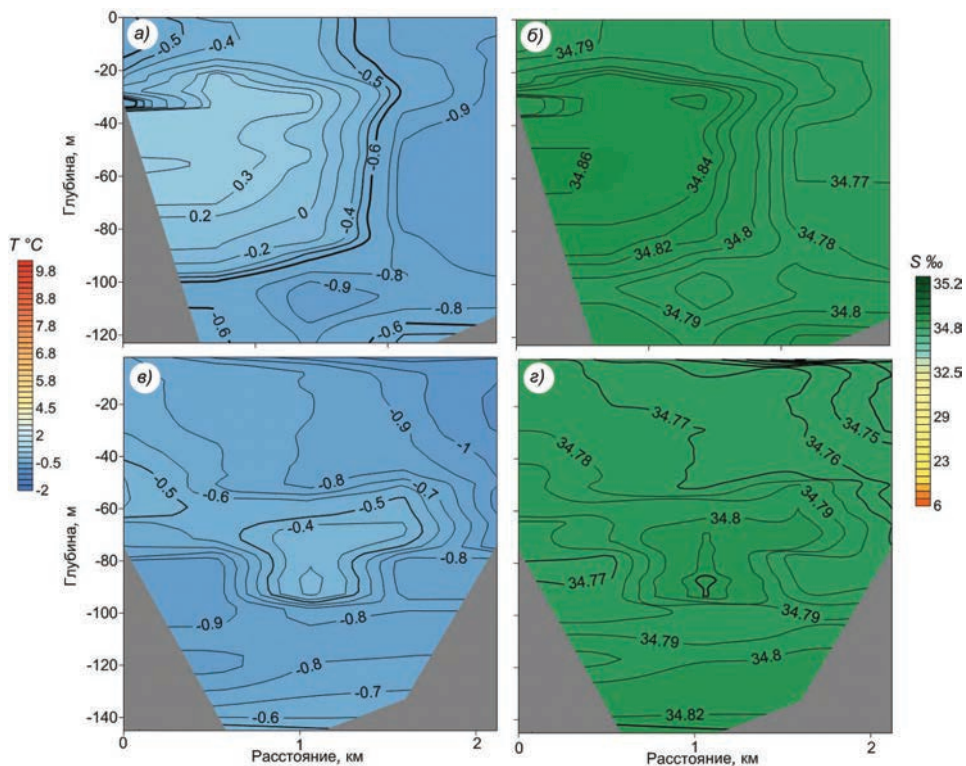


Рис. 2.1.14. Распределение температуры $^{\circ}\text{C}$ (а, в) и солёности, ‰ (б, г) на разрезах P1 (а, б) и P2 (в, г) поперек Грэн-фьорда в апреле 2013 г.

Все разрезы ориентированы с запада на восток.

В апреле 2016 г. в Грэн-фьорде были выполнены только два разреза: один вдоль оси фьорда и один в горле фьорда. По результатам съёмки вдоль оси фьорда были зафиксированы две водные массы: ТАВ с температурой 1—1,4 $^{\circ}\text{C}$ и солёностью 34,73—34,81 ‰, располагающаяся в слое от дна до глубины 90 м в северной части разреза и от дна до глубины 10 м в южной части разреза, и ЛВ, характеризующаяся температурой от 0,3 до 1 $^{\circ}\text{C}$ и солёностью от 34,65 до 34,73 ‰ (рис. 2.1.13 в, г). В горле фьорда ТАВ была локализована в слое от дна до глубины 80 м только у западного берега фьорда — в остальной толще воды располагалась ЛВ (температура 0,1—1 $^{\circ}\text{C}$, солёность 34,63—34,73 ‰).

В апреле 2017 г. (были выполнены один продольный разрез и один разрез в горле) в Грэн-фьорде наблюдалась схожая с апрелем 2014 г. ситуация, когда весь фьорд был заполнен водной массой с высокой солёностью (выше 35 ‰), температура которой составляла от 1,5 до 2,2 $^{\circ}\text{C}$, — АВ.

Во время летних съёмок в заливе Грэн-фьорд было выполнено 36 разрезов. В августе 2011 г. в Грэн-фьорде (один продольный разрез, один разрез в горле и четыре поперечных разреза) были зафиксированы ПВ, ПрВ, ТАВ и АВ. Поверхностная водная масса с минимальными значениями солёности (до 6 ‰) в кутовой части залива наблюдалась от поверхности до глубины 50 м. При этом первые 10 м поверхностного слоя были сильно распреснены, что связано с увеличением речного стока (рис. 2.1.15 а, б).

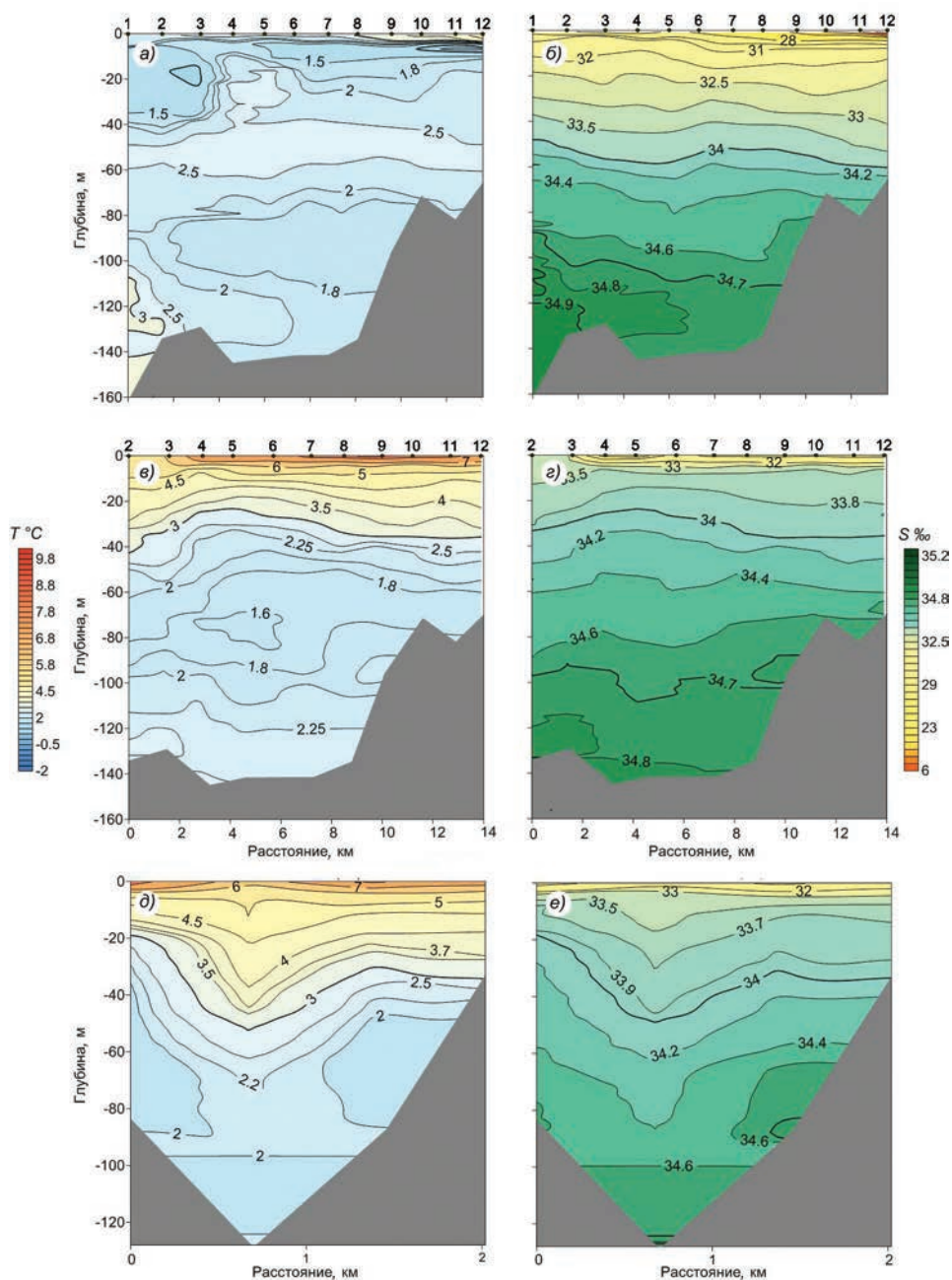


Рис. 2.1.15. Распределение температуры, °С (а, в, д) и солёности, ‰ (б, г, е) вдоль оси Грен-фьорда в августе 2011 г. (а, б), в августе 2012 г. (в, г) и на поперечном разрезе P1 в августе 2012 г. (д, е).

Разрезы вдоль оси ориентированы с севера на юг, поперечный разрез ориентирован с запада на восток.

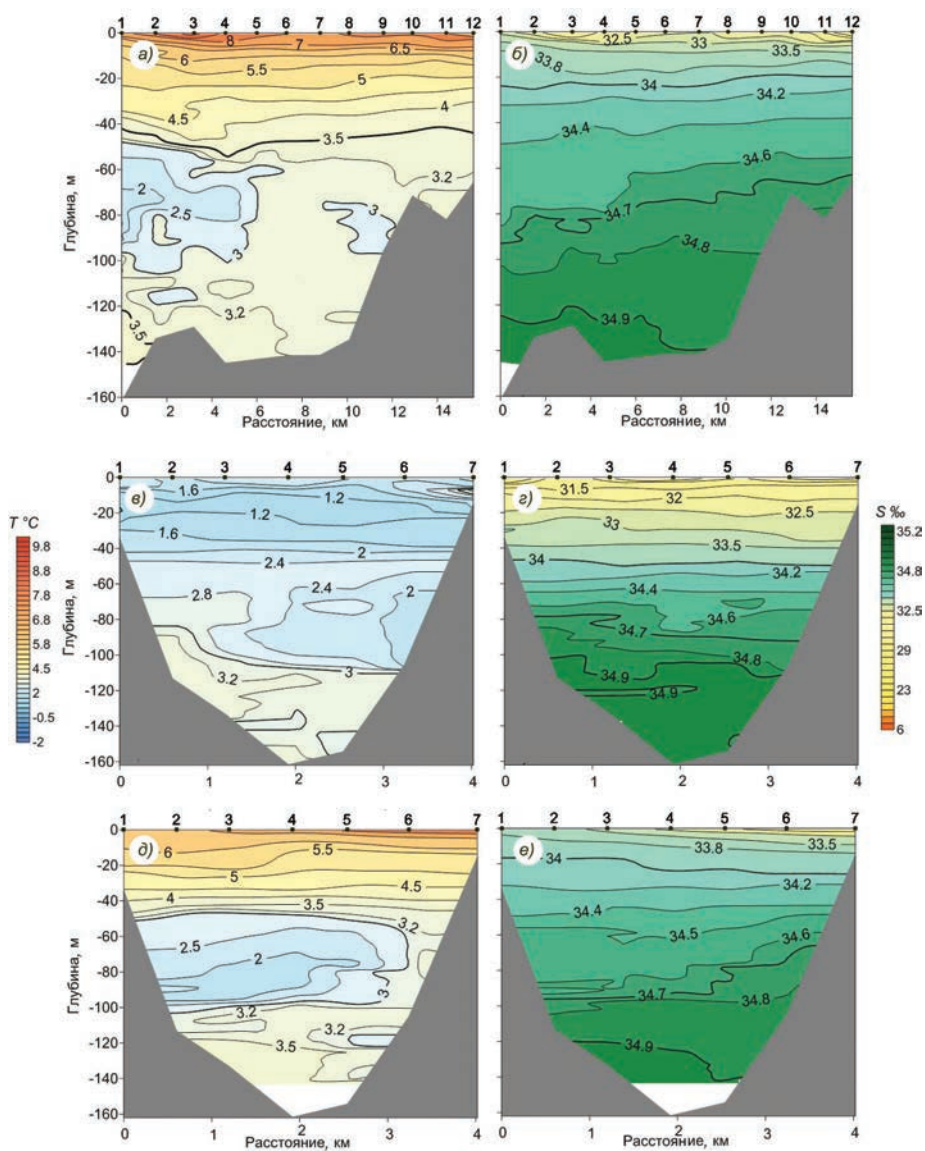


Рис. 2.1.16. Распределение температуры, °C (а, в, д) и солёности, ‰ (б, г, е) вдоль оси Грён-фьорда в августе 2017 г. (а, б) и на разрезе поперёк горла фьорда в августе 2011 г. (в, г) и августе 2017 г. (д, е).

Разрезы вдоль оси ориентированы с севера на юг, поперечный разрез ориентирован с запада на восток.

Температура поверхностного слоя варьировала от 1 до 4 °C, что на несколько градусов ниже значений температуры поверхностного слоя, полученных в остальные годы съёмки. Скорее всего, это связано с наличием в 2011 г. в зимне-весенний период более мощного ледяного покрова и даже припая, что препятствовало радиационному прогреву поверхностных вод по сравнению с остальными годами, когда наблюдался в основном битый лёд и акватория раньше освобождалась от ледяного покрова.

Под ПВ на глубине от 50 до 80—100 м залегала ПрВ, а на самом южном поперечном разрезе до дна температура воды в слое менялась от 1,5 до 2,5 °С. Повсюду за исключением мелководных районов под ПрВ на горизонтах от 80—100 м до дна залегала ТАВ. В горле фьорда под ТАВ была зафиксирована АВ со значениями температуры до 3,5 °С (рис. 2.1.16 *в, з*).

В августе 2012 г. (выполнены один продольный и четыре поперечных разреза) были зафиксированы три водные массы: ПВ, ПрВ и ТАВ. Общая картина распределения водных масс была схожа с августом 2011 г. ПВ характеризовалась более высокими значениями температуры (от 3 до 9 °С), так же как и в 2011 г., наблюдался сильно распреснённый верхний 10-метровый слой: минимальные значения солёности составили 27 ‰ (рис. 2.1.15 *в, з*). Нижняя граница ПВ была зафиксирована на горизонте 30—35 м. Нижняя граница ПрВ располагалась на глубине 70—110 м. Под слоем ПрВ наблюдалась ТАВ со значениями температуры от 1,5 до 2,5 °С. Особое внимание обращает на себя антициклонический вихрь, зафиксированный на разрезе Р5 у западного берега фьорда от поверхности до глубины 80 м, ядро которого располагалось на глубине 10 м (рис. 2.1.15 *д, е*).

В сентябре 2013 г. в Грён-фьорде (один продольный разрез, четыре поперечных разреза) были зафиксированы ПВ, ПрВ и АВ. Поверхностная водная масса с минимальными значениями солёности до 32 ‰ наблюдалась от поверхности до глубины 40—50 м (рис. 2.1.17 *а, б*). При этом значения температуры поверхностного слоя варьировали от 6 до 6,2 °С. Под ПВ на глубине от 40—50 до 90—110 м залегала ПрВ. В южной части разреза ПрВ распространялась до дна. Под ПрВ была зафиксирована АВ со значениями температуры до 4,6 °С и солёности до 35 ‰.

В июне 2014 г. в горле Грён-фьорда практически вся толща воды была занята АВ со значениями температуры от 3,5 до 4,5 °С и солёности около 35,1 ‰.

В августе 2015 г. в Грён-фьорде (один продольный разрез, один разрез в горле, четыре поперечных разреза) были выявлены три водные массы: ПВ, ПрВ и ТАВ. Нижняя граница ПВ располагалась на глубине 60—80 м, заглубляясь от горловины к куте фьорда. Максимальное значение температуры составило 9 °С, минимальное значение солёности — 24 ‰ (рис. 2.1.17 *в, з*). ТАВ была зафиксирована на всей акватории фьорда в придонных горизонтах толщиной 20—30 м. Температура ТАВ составила 2—2,5 °С, солёность — 34,7—34,8 ‰.

В августе 2016 г. в Грён-фьорде были зафиксированы следующие водные массы: ПВ, ПрВ и АВ. ПВ располагалась в слое от поверхности до глубины 20—40 м; при этом в центральной и южной частях фьорда наблюдалось заглубление нижней границы ПВ с востока на запад. Максимальное значение температуры составило 8 °С, минимальное значение солёности — 30 ‰. Для ПрВ в августе 2016 г. были характерны более высокие значения температуры (4,5—5,8 °С), чем в предыдущие годы (рис. 2.1.18. *д, е*). Нижняя граница ПрВ была зафиксирована на горизонтах 90—130 м при постепенном заглублении с севера на юг. АВ наблюдалась практически во всех районах фьорда за исключением южной периферии. Температура АВ составила 3,9—4,9 °С, солёность — 34,9—35,1 ‰.

В августе 2017 г. в Грён-фьорде (один продольный разрез, один разрез в горле, четыре поперечных разреза) были зафиксированы ПВ, ПрВ, ТАВ и АВ. Поверхностная водная масса с минимальными значениями солёности до 28 ‰ наблюдалась от поверхности до глубины 20—25 м (рис. 2.1.16 *а, б*). При этом значения температуры

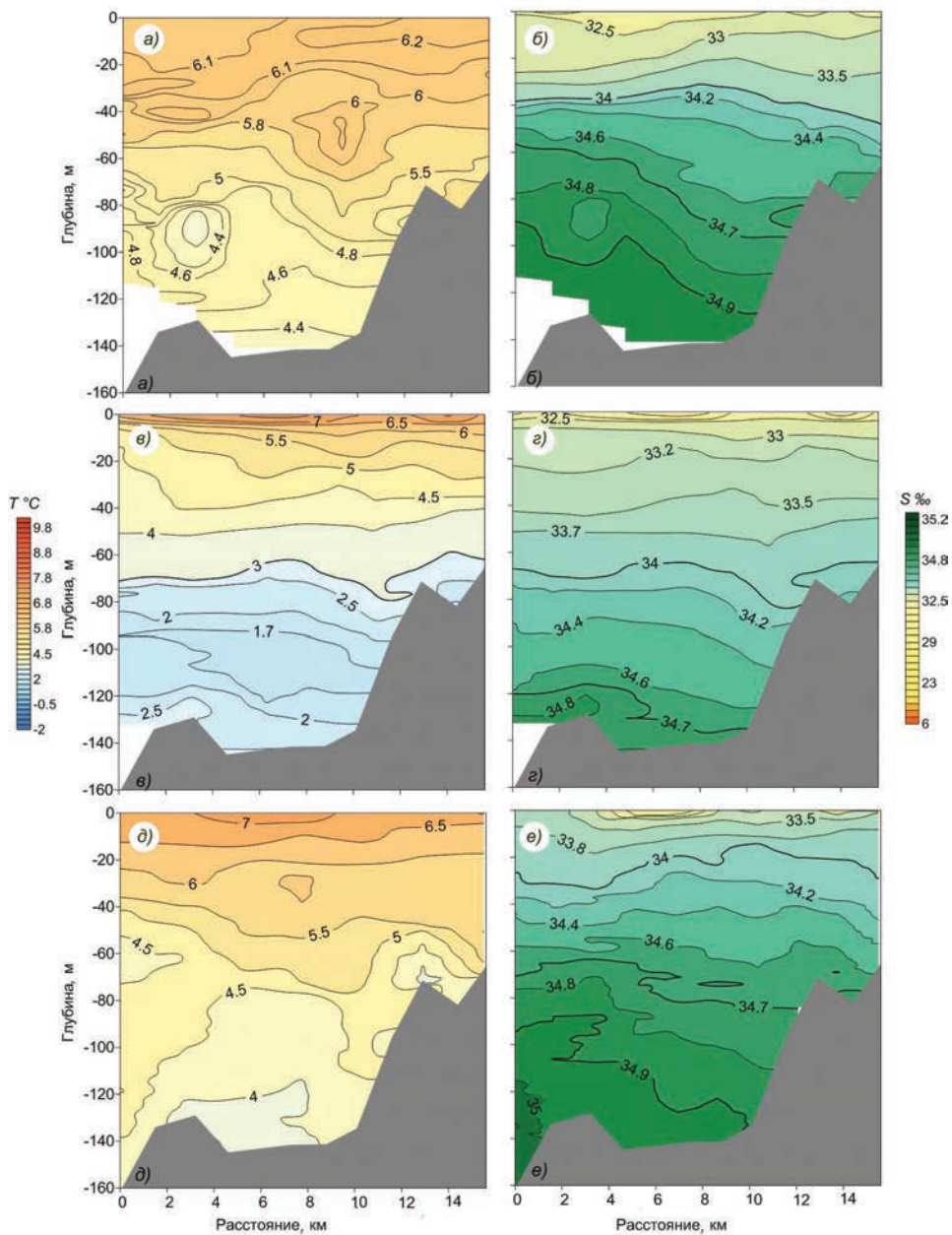


Рис. 2.1.17. Распределение температуры °C (а, в, д) и солёности, ‰ (б, г, е) вдоль оси Грен-фьорда в сентябре 2013 г. (а, б), августе 2015 г. (в, г) и августе 2016 г. (д, е). Все разрезы ориентированы с севера на юг.

поверхностного слоя варьировали от 5 до 9 °С. Под ПВ залегала ПрВ на глубине от 20—30 до 80 м в северной части разреза и до дна в центральной и южной частях разреза. Под ПрВ в северной части разреза на глубине от 80 до 110 м и на станции № 9 на глубине от 80 м до дна была зафиксирована ТАВ. На глубине более 120 м и до дна была зафиксирована АВ со значениями температуры до 3,5 °С и солёности до 35,1 ‰ (рис. 2.1.16 *д, е*).

ВЫВОДЫ

На основе проведённого анализа океанографических съёмок, выполненных в заливах Ис-фьорд, Билле-фьорд и Грэн-фьорд в весенние и летние месяцы 2011—2017 гг., можно сделать следующие выводы об особенностях распределения водных масс и их термохалинных характеристик.

1. Для залива Билле-фьорд в летний период характерно наличие двух водных масс (ЛВ и ЗВ). ЗВ характеризуется низкими значениями температуры (до $-1,7$ °С) и высокими значениями солёности (минимальное значение 25 ‰ было зафиксировано в августе 2016 г.) и располагается на глубине от 60—70 м до дна; ЛВ формируется здесь в осенне-зимний период и располагается на глубине от 40—50 м до верхней границы ЗВ. Наличие других водных масс (ПВ, ПрВи АВ), располагающихся над ЛВ, зависит от распределения водных масс в Ис-фьорде.

2. Для Ис-фьорда в летний период 2014—2017 гг. характерным является наличие четырех водных масс: ПВ, ПрВ, ТАВ и АВ. При этом объём АВ и ТАВ, присутствующих во фьорде, отличается значительной межгодовой изменчивостью. ПВ и ПрВ обычно располагаются от поверхности до горизонта 30—40 м и от 30—40 до 50—80 м соответственно. Необходимо отметить, что в 2014 г. была зафиксирована аномальная ситуация, когда вся толща воды фьорда была заполнена только АВ с высокими значениями солёности (> 35 ‰).

3. За период наблюдений максимальное значение температуры ПВ (8 °С) было зафиксировано в июле 2017 г. в Билле-фьорде, а минимальное (2 °С) — в горле Ис-фьорда в сентябре 2015 г. Такие низкие по сравнению с остальными годами значения в 2015 г. могут быть связаны с затоком вдоль южного берега Ис-фьорда вод, сформировавшихся в летний период не в самом фьорде, а на континентальном шельфе архипелага.

4. Максимальные значения температуры АВ (6,5 °С) и ПрВ (7,5 °С) наблюдались в августе 2016 г. в горле Ис-фьорда, в остальные годы максимальные значения в слое АВ достигали 4—4,5 °С.

5. Для Грэн-фьорда в весенний период характерно наличие двух водных масс: ЗВ, максимальное значение солёности которой, равное 34,85 ‰, было зарегистрировано в апреле 2013 г., а минимальное значение температуры, равное $-1,7$ °С, — в апреле 2015 г.; ЛВ, формирующейся здесь в осенне-зимний период. В весенние месяцы 2014 и 2017 гг. наблюдалась ситуация, когда вся акватория фьорда была занята АВ, температура которой составляла 1,5—2,6 °С, а солёность превышала 35 ‰.

6. Для Грэн-фьорда в летний период характерно наличие четырех водных масс: ПВ, характеризующейся низкими значениями солёности (минимальное значение, равное 6 ‰, было зарегистрировано в кутовой части фьорда в августе 2011 г.), ПрВ, ТАВ и АВ. Максимальные значения температуры (4,5—5,5 °С) АВ наблюдались в августе 2016 г. В остальные годы значения температуры в АВ изменялись в диапазоне от 3 до 4,5 °С.

7. В весенние месяцы диапазон изменчивости термохалинных характеристик во фьорде незначителен: значения температуры варьируют от $-1,7$ до $2,5$ °С, солёности — от 34,3 до 35,1 ‰. В летние месяцы, наоборот, диапазон изменения температуры и солёности велик и составляет от $1-9$ °С и $6-35,1$ ‰ соответственно.

8. Как для весенних, так и для летних месяцев характерна значительная межгодовая изменчивость объёма различных водных масс, присутствующих во фьорде. В отличие от летних месяцев, когда в большинстве случаев ориентация изотерм, изогалин и изопикн горизонтальная, для весенних месяцев характерно наличие фронтальных зон.

На основе сравнения данных, полученных в 1990—2000-е годы, данных WOA13 и океанографических съёмок, выполненных в Ис-фьорде в весенние и летние месяцы 2014—2017 гг., можно сформулировать следующие особенности распределения водных масс и их термохалинных характеристик в Ис-фьорде:

- в летние месяцы 1990-х годов АВ была зафиксирована только в 1994 и 1998 гг.; в 2002—2017 гг. АВ наблюдалась уже практически каждый год, что позволяет сделать вывод о том, что заток АВ в акваторию Ис-фьорда становится все более частым;

- температура АВ, поступающей во фьорд в летние месяцы, повысилась от $3,5$ °С в 1990-х годах до $4-6,5$ °С в 2014—2017 гг.;

- в отличие от 1990—2000-х годов, когда ЛВ наблюдалась ежегодно, ЛВ отсутствовала в 2014, 2015 и 2017 гг., что также связано с увеличением влияния АВ на гидрологический режим фьорда;

- в отличие от апреля 1997 и 1998 гг. когда в Ис-фьорде были зафиксированы ЛВ, ЗВ, ТАВ, в весенние месяцы 2016 и 2017 гг. ЗВ зафиксирована не была, что, вероятнее всего, связано с уменьшением количества льда на акватории фьорда в последние годы;

- в июне 2014 г. наблюдалась аномальная ситуация, когда вся акватория Ис-фьорда была занята АВ, что никогда ранее зафиксировано не было;

- в летние месяцы 2000-х и 2010-х годов в Ис-фьорде были зафиксированы максимальные значения температуры и солёности за всю историю наблюдений с 1965 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мещераков Н.И., Бобров К.А., Тарасов Г.А. Седиментологические и океанологические исследования в апреле 2014 г. в заливе Грен-фьорд / В сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Труды науч.-практич. конф. М.: ГЕОС., 2014. Вып. 12. С. 210—215.

Моисеев Д.В., Бобров К.А. Океанографические исследования в заливе Грэн-фьорд / В сб.: Арктическое морское природопользование в XXI веке — современный баланс научных традиций и инноваций: Тезисы докладов Международной научной конференции (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2015. С. 168.

Моисеев Д.В., Громов М.С. Термохалинные условия в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2003 и 2008 гг. / В сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Труды науч.-практич. конф. М.: ГЕОС, 2009. С. 332—335.

Моисеев Д.В., Ионов В.В. Некоторые результаты океанографических исследований в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2001 и 2002 гг. / В сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Труды науч.-практич. конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. Вып. 6. С. 261—270.

Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В. Потепление в заливах Западного Шпицбергена: кратковременное явление или устойчивая тенденция? // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 70—78.

- Павлов А.К. Формирование термического режима вод заливов Западного Шпицбергена. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28. СПб: изд-во ААНИИ, 2011. 22 с.
- Тисленко, Д.И., Иванов Б.В. Долгопериодная изменчивость температуры атлантических вод в фьордах острова Западный Шпицберген в период первого (1920—1940 гг.) и современного потепления в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 93—100.
- Aagaard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1995. V. 80. P. 3821—3827.
- Berge J., Johnsen G., Nilsen F., Gulliksen B. and Slagstad D. Ocean temperature oscillations enable reappearance of blue mussels *Mytilus edulis* in Svalbard after a 1000 year absence // Marine Ecology Progress Series. 2005. V. 303. P. 167—175.
- Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K., Coleman H.E., Garcia A., Grodsky D.R., Johnson R.A., Locarnini A.V., Mishonov T.D., O'Brien C.R., Paver J.R., Reagan D., Seidov I. V. Smolyar, and M. M. Zweng. World Ocean Database 2013, NOAA Atlas NESDIS. Silver Spring, 2013. 209 p. doi: 10.7289/V5nz85mt.
- Cottier F.R., Tverberg V., Inall M.E., Svendsen H., Nilsen F. and Griffiths C. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange // J. Geophys. Res. Oceans. 2005. V. 110. doi: 10.1029/2004JC002757.
- Haarpaintner J., O'Dwyer J., Gascard J.C., Haugan P.M., Schauer and U. Østerhus S. Seasonal transformation of water masses, circulation and brine formation observed in Storfjorden Svalbard // Annales Glaciology. 2001. V. 33. P. 437—443.
- Hop H., Pearson T., Hegseth E.N., Kovacs K.M., Wiencke C., Kwasniewski S., Eiane K., Mehlum F., Gulliksen B., Włodarska-Kowalczyk M., Lydersen C., Weslawski J.M., Cochrane S., Gabrielsen G.W., Leakey, R.J.G., Lonne O.J., Zajaczkowski, M., Falk-Petersen S., Kendal, M., Wangberg S.-A., Bischof K., Voronkov A.Y., Kovaltchouk N.A., Wiktor J., Poltermann M., di Prisco G., Papucci C. and Gerland S. The marine ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard // Polar Research. 2002. V. 21. P. 167—208.
- ICES Dataset on Ocean Hydrography. The International Council for the Exploration of the Sea. Copenhagen, 2014. URL: <http://ocean.ices.dk> [дата обращения 13.08.2018].
- Łacka M., Zajaczkowski M. Does the recent pool of benthic foraminiferal tests in fjordic surface sediments reflect interannual environmental changes? The resolution limit of the foraminiferal record // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 2016. V. 86. P. 59—71.
- Nilsen F., Cottier F., Skogseth R. and Mattsson S. Fjord shelf exchange controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // Continental Shelf Research. 2008. V. 28. P. 1838—1853.
- Nilsen F., Gjevik B., Schauer U. Cooling of the West Spitsbergen Current: isopycnal diffusion by topographic vorticity waves // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C08012. doi: 10.1029/2005JC002991.
- Nilsen F., Skogseth R., Vaardal-Lunde J. and Inall M. A Simple Shelf Circulation Model: Intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf // J. Physical Oceanography. 2016. V. 46 (4). P. 1209—1230.
- Saloranta T.M., Svendsen H. Across the Arctic Front west of Spitsbergen: high-resolution CTD sections from 1998—2000 // Polar Research. 2001. V. 20. P. 177—184.
- Schauer U., Beszczynska-Møller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J. and Hansen E. Variation of measured heat flow through the Fram Strait Between 1997 and 2006 / In: Arctic — Subarctic Ocean Fluxes. Springer: Dordrecht. P. 65—85.
- Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen, J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Orbaek J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.-G. and Dallmann W. The physical environment of Kongsfjorden Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // Polar Research. 2002. V. 21. P. 133—166.

Teigen S.H., Nilsen F. and Gjevik B. Barotropic instability in the West Spitsbergen Current // J. Geophys. Res. Oceans. 2010. V. 115. doi: 10.1029/2009JC005996.

Tverberg V., Nilsen F., Goszczko I., Cottier F., Svendsen H. and Gerland S. The warm winter temperatures of 2006 and 2007 in the Kongsfjorden water masses compared to historical data / In: R. Azzolini (ed.). 8th Ny-Alesund seminar Polarnet technical report. Rome: Earth and Environment Department, National Research Council. P. 40—44.

Walczowski W. and Piechura J. Pathways of Greenland Sea warming // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. doi: 10.1029/2007GL029974

2.2. СЕЗОННЫЕ И МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

*Д.И. Тисленко, Б.В. Иванов, В.М. Смоляницкий, П.Н. Священников,
А.В. Весман, К. Isaksen, H. Gjeltен*

Изучению климата арх. Шпицберген посвящены многочисленные отечественные и зарубежные научные публикации. В работах Священникова и др. (2010, 2011); Тисленко, Иванова (2015); Marsz, Styszyńska (2013); Nordli et al. (2014) рассмотрены изменения ряда основных компонентов климатической системы на протяжении XX века и первого десятилетия XXI века. Так, в работе Nordli et al. (2014) представлен анализ временной изменчивости приземной температуры воздуха (ПТВ) за период 1898—2012 гг., который позволяет сделать заключение о том, что за указанный интервал времени в терминах линейного тренда наблюдалось повышение ПТВ на 2,6 °С. При этом период 2005—2012 гг. оценивается как наиболее тёплый за все время инструментальных наблюдений.

В работе Иванова, Журавского (2010) выполнен анализ долгопериодной изменчивости ряда основных ледовых характеристик для периода 1973—2008 гг., выявивший общее смягчение ледовой обстановки на примере залива Грён-фьорд. При этом отмечается существенная межгодовая изменчивость. Так, если в зимние сезоны 2005—2007 гг. устойчивый ледяной покров (припай) не образовывался вообще, то затем наблюдалось увеличение средней и максимальной толщины припая вплоть до весны 2011 г., однако в 2011—2014 гг. в заливе Грён-фьорд устойчивый припай снова отсутствовал. Исследования, выполненные российскими и норвежскими исследователями (Павлов и др., 2010; Тисленко, Иванов, 2015; Pavlov et al., 2013), были посвящены анализу долгопериодной изменчивости температуры промежуточных трансформированных атлантических вод (ТАВ), проникающих в фьорды о-ва Зап. Шпицберген. Рассчитанные оценки долгопериодной изменчивости ТАВ в фьордах совпадают с результатами, представленными в известной работе Polyakov et al. (2004). В целом же устойчивая тенденция к смягчению климата в районе арх. Шпицберген соответствует хорошо известной концепции «быстрого потепления» Арктики (Алексеев, 2014; Векрюаев et al., 2010; Polyakov et al., 2002).

В последние годы появился ряд серьёзных исследований (Фролов и др., 2010; Frolov et al., 2009; Naas et al., 2008; Renner et al., 2014), посвящённых проблемам многолетних изменений площади и толщины ледяного покрова как в районе арх. Шпицберген (пролив Фрама), так и Арктике в целом. Например, в районе Северного полюса за период 2001—2007 гг. наблюдалось уменьшение средней толщины ледяного покрова в августе — сентябре на 44 %, а в качестве причины предлагалось рассмотреть повышение значений ПТВ (Naas et al., 2008). Для района пролива Фрама уменьшение толщины льда за 2003—2012 гг. составило более 50 %, а рассчитанный для этого периода тренд был равен 0,3 м/год (Renner et al., 2014). Однако детальных исследований, посвящённых изучению закономерностей и особенностей сезонного и многолетнего ледового режима вод, омывающих арх. Шпицберген, до настоящего времени выполнено не было.

В последние годы в лаборатории режимных пособий ААНИИ собраны и обобщены уникальные данные о ледовых характеристиках за весь доступный период визуальных и инструментальных наблюдений (Фролов и др., 2010; Frolov et al., 2009).

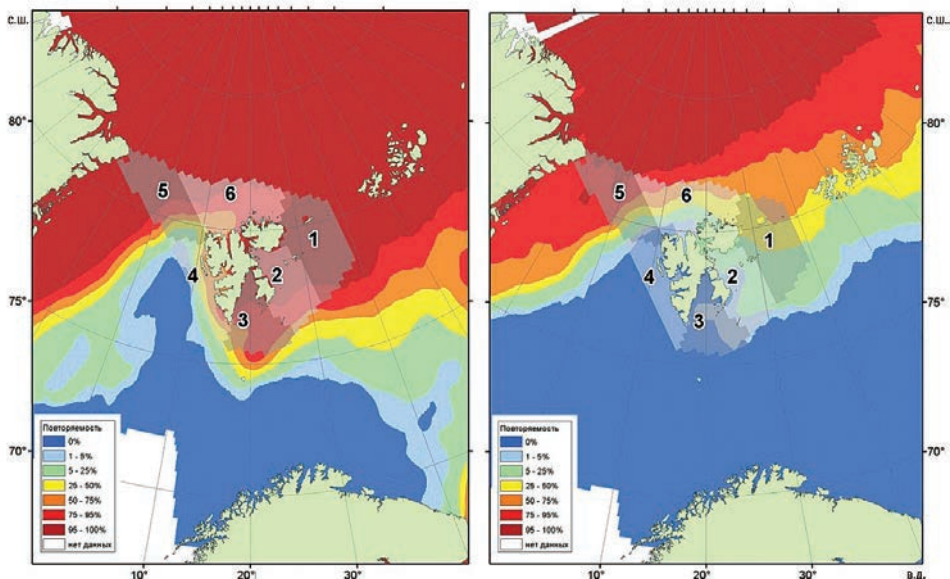


Рис. 2.2.1. Повторяемость встречи со льдами любых видов в периоды максимального и минимального развития ледяного покрова и принятая схема районирования акваторий вод, омывающих арх. Шпицберген.

Усл. обозначения 1 — 6 см. текст

Период с 1979 г. обеспечен высококачественными однородными рядами с высокой степенью пространственного и временного разрешения, полученными по данным спутниковых наблюдений. Это обстоятельство позволило авторам выполнить количественную оценку пространственной и временной изменчивости ледовых условий в водах, омывающих арх. Шпицберген, для периода 1979—2015 гг.

Для получения количественных оценок использовались следующие открытые источники информации, представленные в Глобальном банке цифровых данных по морскому льду (Фролов и др., 2010; Frolov et al., 2009):

— региональные 7—30-дневные ледовые карты из архива Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ (Гренландское, Баренцево моря за период 1933—2013 гг. (<http://wdc.aari.ru>));

— ежедневные оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM на основе данных SSMR — SSM/I — SSMIS на сетке 25×25 км за период 1978—2015 гг. из архива NSIDC (ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/nsidc0051_gsfc_nasateam_seaice/final-gsfc/).

Исследуемые нами готовые ряды данных являются продуктом, позволяющим оценить сезонную и многолетнюю изменчивость ледовитости и площади ледяного покрова в ряде квазиоднородных районов, примыкающих к арх. Шпицберген. Выделение районов выполнено на основе экспертного анализа значений повторяемости встречи со льдами любых видов в зимний (ноябрь — май) и летний (июнь — сентябрь) сезоны, а также в месяцы максимального (март) и минимального (сентябрь) развития ледяного покрова на основе ледового картирования за период 1933—2013 гг.

Всего было выделено шесть районов (рис. 2.2.1), имеющих следующую общегеографическую специфику (названия условны): 1 — восточный Шпицберген, 2 — Баренцевоморский, 3 — южный Шпицберген, 4 — западный Шпицберген,

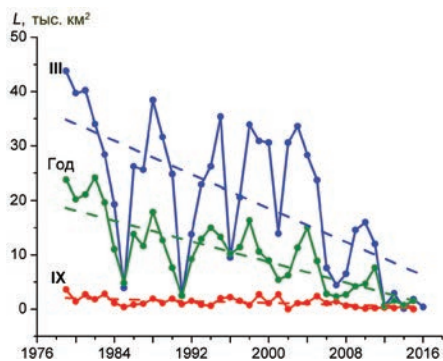


Рис. 2.2.2. Временная изменчивость площади ледового покрова для района 4 за период с 1979 по 2015 г.

III — март, IX — сентябрь.

5 — пролив Фрама, 6 — северный Шпицберген («Китовая бухта»). Оценка качества выделения районов подтверждена на основе анализа реализаций сезонных изменений ледовитости по данным SSMR — SSM/I — SSMIS, показавшим значимые различия в сезонной динамике абсолютных значений ледовитости и её многолетних трендах.

В качестве примера использования данных упомянутого выше Глобального банка на рис. 2.2.2 представлен график временной изменчивости среднегодовой площади морского льда для района, расположенного у западного побережья арх. Шпицберген (пролив Фрама, район 4).

Как следует из рис. 2.2.2, несмотря на высокую межгодовую изменчивость в зимний период (март), наблюдается значительное уменьшение площади ледяного покрова зимой и в среднем за год для всего рассматриваемого периода. В терминах линейного тренда это сокращение (среднегодовые оценки) составляет около 0,5 тыс. км² в год. Отметим, что полученный тренд является статистически значимым на уровне $P < 0,05$. Значение коэффициента детерминации составляет 0,59, т. е. полученный линейный тренд описывает более 50 % общей дисперсии анализируемого временного ряда.

В табл. 2.2.1 представлены значения коэффициента угла наклона линейного тренда как для отдельных месяцев, так и для среднегодовых значений для всех шести районов. Сокращение площади ледяного покрова (среднегодовые значения) происходит практически с одинаковой скоростью во всех районах за исключением района 5, выделяющегося на общем фоне. Здесь для периода апрель — ноябрь линейные тренды не являются статистически значимыми, а скорость сокращения площади ледяного покрова в другие месяцы года в 2—6 раз меньше, чем в остальных районах. По-видимому, такой характер изменчивости связан с особенностями циркуляции вод и льдов, которая представляет собой однонаправленный и устойчивый вынос многолетних льдов из центральных частей Арктического бассейна Восточно-Гренландским течением.

Для остальных районов наблюдается в целом одинаковая картина изменчивости. Коэффициенты наклона тренда, как правило, максимальны в холодный период (октябрь — март) и минимальны в тёплый (апрель — сентябрь). Однако для районов, расположенных к востоку от архипелага (1 — 3), высокие значения скорости изменения площади льда наблюдаются и в июле — сентябре. Максимальные значения выявлены в районе 1 в июле и ноябре (−1,35 тыс. и −1,37 тыс. км²/год соответственно). Максимальное уменьшение среднегодовых значений площади льда

**Коэффициент наклона линейного тренда ($-a$, тыс. км²/год)
для шести районов архипелага Шпицберген**

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	0,32	0,28	0,11	0,08	0,27	0,94	1,35	0,50	0,15	1,02	1,37	0,45	0,57
2	0,42	0,37	0,18	0,10	0,35	0,68	0,69	0,30	0,14	0,53	1,05	0,49	0,44
3	0,85	0,68	0,37	0,37	0,66	0,68	0,33	0,01	0,01	0,17	0,81	1,03	0,49
4	0,86	0,90	0,74	0,75	0,59	0,38	0,23	0,14	0,04	0,04	0,29	0,73	0,47
5	0,17	0,24	0,17	0,09	0,07	0,06	0,09	0,02	0,11	0,00	0,05	0,13	0,07
6	0,80	0,77	0,44	0,18	0,23	0,22	0,43	0,45	0,36	0,53	0,65	0,72	0,48

Примечание. Курсивом выделены значения a , которые не являются статистически значимыми на уровне $P < 0,05$.

также наблюдается в районе 1 и составляет $-0,57$ тыс. км²/год. Таким образом, на основе полученных данных можно сделать вывод о том, что в водах, окружающих арх. Шпицберген, в течение последних 35 лет наблюдается устойчивая тенденция к смягчению ледовых условий как в среднем за год, так и для отдельных сезонов.

На рис. 2.2.3 представлена временная изменчивость аномалии общей ледовитости в районе арх. Шпицберген за 1979—2015 гг. (по всем районам в целом), рассчитанная по методике, предложенной в работе Жичкина (2014). Смысл подхода заключается в представлении численных значений аномалий в процентах. За 100 % принимается среднее значение ледовитости за весь анализируемый период времени.

Анализ полученных данных показал, что в водах, окружающих арх. Шпицберген, на фоне заметной межгодовой изменчивости ледовитости наблюдается её общее уменьшение за последние три десятилетия. При этом в среднем положительные аномалии (1979—1998 гг.) уменьшаются по абсолютной величине, а отрицательные (с 1999 г. по настоящее время) увеличиваются.

В табл. 2.2.2 представлены статистические характеристики общей ледовитости для каждого месяца года за весь анализируемый период.

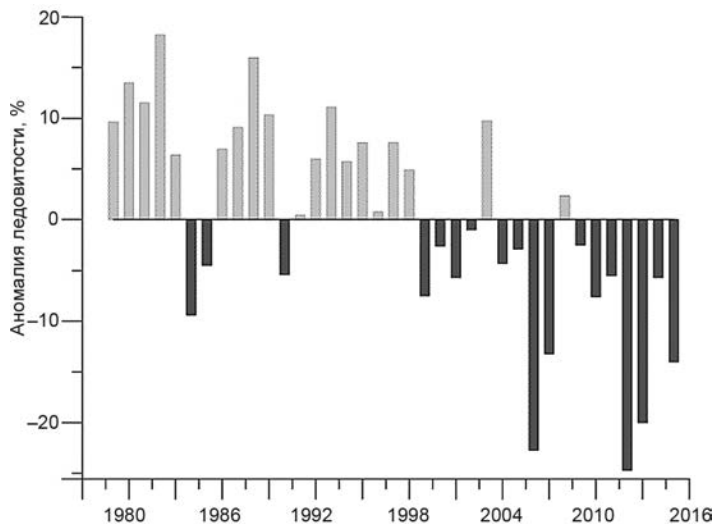


Рис. 2.2.3. Аномалии (%) ледовитости в районе арх. Шпицберген за 1979—2015 гг.

Статистические характеристики общей ледовитости (%)

Характеристика	Месяц											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Среднее	29	40	61	73	78	82	86	86	81	74	53	34
Минимум	10	16	22	29	37	43	54	53	43	34	19	9
Максимум	56	72	90	98	99	98	98	100	98	92	85	56
СКО	11	16	21	18	17	15	10	8	10	13	16	12

Как следует из представленных данных, ледяной покров в водах, омывающих Шпицберген, наблюдается практически в течение всего года. В среднем к ноябрю большая часть акватории покрывается льдами. Однако в последние 10—15 лет участились случаи, когда ледовитость в ноябре составляет не более 20—40 %. Отдельно можно выделить сезон 2006-07 г., когда вслед за закономерным увеличением площади ледяного покрова от сентября к октябрю в ноябре было зафиксировано его заметное уменьшение, составившее в среднем от 7 до 12 %. Наибольшие значения ледовитости соответствуют периоду январь — май (78—86 %). Максимальные значения наблюдаются в марте и апреле. Абсолютный максимум зафиксирован в апреле 1979 г.

Для периода март — май характерна наименьшая изменчивость, стандартное отклонение для этих месяцев составляет 8—10 %. Полного очищения от льда не наблюдалось ни в один из месяцев за исследуемый интервал времени. В среднем наименее ледовитым месяцем можно считать сентябрь (менее 30 %). Абсолютный минимум ледовитости в районе арх. Шпицберген наблюдался в августе 2004 г. и составил 9 %. Наибольшая изменчивость характерна для периода октябрь — январь и июля, стандартное отклонение составляет 16—21 %.

Для более детального анализа особенностей пространственной и временной изменчивости ледовых условий аналогичный статистический анализ был выполнен индивидуально для каждого из шести районов. Результаты представлены в табл. 2.2.3.

Максимальные значения ледовитости наблюдаются в марте и апреле, минимальные — в августе и сентябре. В районах 1—4 с июля по ноябрь ледяной покров может полностью отсутствовать. В районах 5 и 6 полного отсутствия морского льда по среднемесячным значениям не наблюдалось. В районе 5 зафиксированы минимальные значения СКО для отдельных месяцев, составляющие от 6 до 16 %. Наибольшая изменчивость наблюдается в районе 4, где СКО изменяется в течение года от 2 до 32 %.

Межгодовая изменчивость ледовитости в районе 4 (восточная часть пролива Фрама), находящегося под сильным влиянием атлантических вод (Западно-Шпицбергенское течение), требует несколько более подробного описания. Для данной акватории характерны наименьшие средние значения ледовитости по всем месяцам в сравнении с другими районами. За последние 10 лет средняя ледовитость данного района составляет не более 7 %. Отметим, что наиболее сильная изменчивость наблюдается не в тёплый период, когда происходит сезонное таяние ледяного покрова, а в холодный (январь — апрель). СКО для периода январь — апрель составляет от 24 до 32 % при разнице максимального и минимального значений 91—98 %, а для периода июль — октябрь — от 2 до 8 % при разнице от 8 до 18 % соответственно.

По данным табл. 2.2.3 был построен графики изменения средней ледовитости, позволяющие оценить пространственные особенности сезонной изменчивости (рис. 2.2.4). Так, для районов 1—4 наблюдается ярко выраженный сезонный ход, при-

Статистические характеристики ледовитости (%) для отдельных районов

Характеристика	Месяц											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Район 1</i>												
Среднее	21,9	44,7	77,0	91,4	94,8	96,4	98,5	98,7	96,6	88,0	55,7	27,0
Минимум	0,0	0,0	0,0	19,3	51,3	61,2	82,2	59,4	32,2	14,8	0,0	0,0
Максимум	75,7	98,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,5	71,9
СКО	24,7	33,6	33,1	18,6	11,0	9,0	3,7	6,7	11,8	21,5	30,8	25,1
<i>Район 2</i>												
Среднее	5,0	24,1	65,4	84,1	89,2	91,7	95,1	96,3	92,7	81,3	43,1	9,1
Минимум	0,0	0,0	0,0	8,8	45,9	38,5	67,5	65,8	56,1	19,9	0,2	0,2
Максимум	51,8	80,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	95,5	58,5
СКО	10,7	24,8	35,4	25,0	15,2	13,7	7,9	6,3	11,1	24,0	26,3	14,4
<i>Район 3</i>												
Среднее	1,7	5,9	32,8	60,4	73,2	79,5	85,7	86,1	74,3	52,2	17,5	3,1
Минимум	0,2	0,2	0,4	1,1	4,8	13,2	22,7	48,8	22,2	2,8	0,7	0,7
Максимум	15,3	42,6	93,7	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	72,3	16,8
СКО	2,4	9,6	28,6	32,8	30,5	26,3	18,0	14,0	20,8	26,4	16,7	2,9
<i>Район 4</i>												
Среднее	2,7	1,9	8,6	22,8	38,7	43,2	45,6	38,5	23,7	17,7	10,3	6,4
Минимум	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	1,1	2,4	1,1	0,2	0,2
Максимум	7,8	8,4	53,2	90,9	97,6	93,1	94,8	99,4	88,7	51,9	31,0	18,4
СКО	2,0	1,7	12,6	24,0	31,6	31,7	28,1	24,2	21,9	14,2	8,3	4,6
<i>Район 5</i>												
Среднее	72,9	80,3	82,4	82,9	82,9	85,3	86,6	87,6	86,8	88,7	83,7	72,7
Минимум	40,5	66,8	67,4	71,1	69,2	67,2	73,5	71,5	67,5	73,8	63,5	13,1
Максимум	89,3	95,9	93,9	99,4	99,6	98,7	99,7	100,0	98,9	99,1	96,4	91,0
СКО	11,1	6,7	6,3	6,4	8,0	8,8	6,3	7,2	7,9	7,0	8,8	15,7
<i>Район 6</i>												
Среднее	48,6	58,4	71,2	76,9	73,9	79,1	89,0	92,0	90,8	91,5	81,6	62,0
Минимум	2,0	17,8	23,7	26,4	12,8	26,7	42,3	46,5	47,6	53,1	28,8	15,1
Максимум	83,7	96,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	92,7
СКО	23,8	22,7	22,9	21,5	24,7	22,1	14,3	10,7	11,5	10,6	18,8	22,6

чем размах сезонных колебаний в районах 1—3 близок по абсолютной величине, но значительно выше (примерно в два раза), чем в районе 4. Для районов 5 и 6 сезонный ход ледовитости выражен в меньшей степени. Причины различий, как указывалось выше, обусловлены особенностями циркуляции вод в проливе между Гренландией и Шпицбергенем (район 5) и существованием зимней стационарной полыньи «Китовая Бухта» к северу от арх. Шпицберген (район 6).

Для оценки пространственных особенностей изменчивости ледовитости мы сравнили полученные нами результаты с данными, характеризующими другой крупный арктический архипелаг — Землю Франца-Иосифа (ЗФИ) (Жичкин, 2014). Сравнение средних месячных оценок площади ледяного покрова показало, что район ЗФИ является, безусловно, более ледовитым. Наименьшая изменчивость ледовитости в акватории ЗФИ приходится на холодный период года (ноябрь — апрель) — СКО

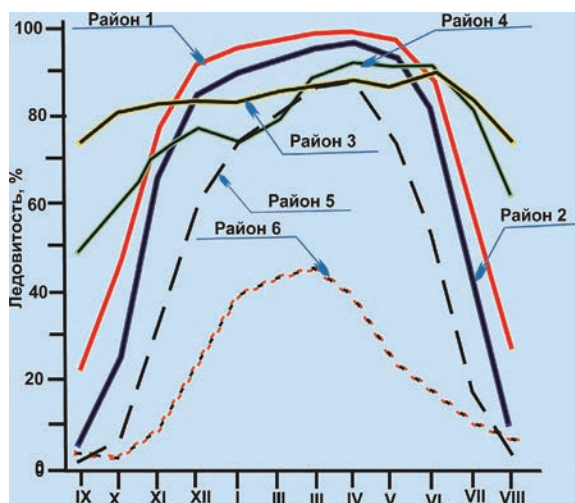


Рис. 2.2.4. Сезонные изменения ледовитости в районе арх. Шпицберген.

изменяется от 0 до 2 %, тогда как для арх. Шпицберген для данных месяцев характерна максимальная изменчивость, особенно в период ноябрь — февраль (СКО изменяется от 15 до 21 %). Обратная картина наблюдается в тёплый период года (август — сентябрь). В районе арх. Шпицберген разность максимального и минимального значений ледовитости в этот период составляет 46—48 % (СКО составляет 11—12 %), тогда как для акватории арх. ЗФИ это величина равна 90—95 % (СКО составляет 27 %).

В то же время имеется и ряд особенностей, характерных для обоих районов. Например, многолетняя изменчивость ледовитости имеет очень близкий характер. В первую очередь это касается интервалов времени, когда в обоих районах аномалии ледовитости имели одинаковый знак. Положительные аномалии («холодная» фаза) наблюдались с 1979 по 1998 г., отрицательные («тёплая» фаза) — с 1999 г. по настоящее время. По мнению авторов, это может указывать на наличие общего внешнего источника наблюдаемых изменений.

ВЫВОДЫ

На основании выполненного анализа можно сделать следующие выводы.

1. В водах, омывающих архипелаг Шпицберген, в течение последних 35 лет наблюдается устойчивая тенденция к смягчению ледовых условий как в среднем за год, так и в отдельные сезоны. Общее сокращение площади ледяного покрова в терминах линейного тренда по среднегодовым значениям составляет 2,6 тыс. км² в год.

2. Характер сезонной изменчивости ледовитости обусловлен особенностями циркуляции вод и льдов в районе арх. Шпицберген.

3. С 1979 по 1998 г. наблюдается уменьшение положительных аномалий ледовитости, а с 1999 г. по настоящее время наблюдается увеличение отрицательных аномалий ледовитости.

4. Выявлены различия и сходство в характере сезонной и многолетней изменчивости ледовитости акваторий Норвежского, Гренландского и Баренцева морей, а также акваторий Арктического бассейна, омывающих архипелаги Шпицберген и ЗФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В.* Арктическое измерение глобального потепления // *Лед и Снег*. 2014. № 2. С. 53—68.
- Алексеев Г.В.* Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. Т. 1. С. 11—26.
- Жичкин А.П.* Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // *Труды Кольского науч. центра. Океанология*. 2014. № 2 (4). С. 82—89.
- Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н.* Исследования снежно-ледяного покрова залива Грен-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2 (92). С. 43—54.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М.* Ледовые условия в заливе Грен-фьорд (Шпицберген) в течение 1974—2008 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 2 (85). С. 27—31.
- Фролов И. Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 2. С. 52—61.
- Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В., Журавский Д.М., Тимачев В.Ф., Семенов А.В., Солдатова Т.А., Анциферова А.Р.* Исследование радиационных климатических факторов и метеорологического режима архипелага Шпицберген / В сб.: *Российские исследования по программе МПГ 2007/08. Т. III. Метеорологические и геофизические исследования* / Под ред. Г.В. Алексеева. 2011. С. 78—84.
- Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В.* Потепление в фьордах Западного Шпицбергена. Аномалия или естественная изменчивость // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 3 (86). С. 78—84.
- Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В.* Влияние характеристик облачности на радиационный режим острова Зап. Шпицберген / В сб.: *Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген* / Под ред. акад. РАН Г.Г. Машишова. М.: ГЕОС, 2010. С. 474—480.
- Тисленко Д.И., Иванов Б.В.* Долгопериодная изменчивость температуры атлантических вод в фьордах острова Зап. Шпицберген в период первого (1920—1940 гг.) и современного потепления в Арктике // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. № 2 (104). С. 93—100.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V. and Alekseev V.A.* Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 3888—3906.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G. and Smolanitsky V.M.* Climate change in Eurasian Arctic Shelf seas. Praxing publishing ltd., 2009. 164 p.
- Haas C., Pfaffling A., Hendricks S., Rabenstein, L., Etienne J.-L. and Rigor I.* Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35 (17). P. 2564—2576.
- Marsz A., Styszyńska A.* Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard // *Gdynia Maritime University*. Gdynia, 2013. 402 p.
- Nordli Ø, Przybylak R., Ogilvie A., and Isaksen K.* Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898—2012 // *Polar Research*. 2014. V. 33 (1). doi: 10.3402/polar.v33.21349.
- Pavlov, A.K., Tverberg, V., Ivanov, B.V., Nilsen, F., Falk-Petersen, S. and M.A. Granskog.* Warming of Atlantic Water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912—2009) // *Polar Research*. 2013. V. 32. doi: 10.3402/polar.v32i0.11206.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., and Zakharov V.F.* Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // *J. Climate*. 2004. V. 17. P. 4485—4497.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshatas A.P., Walsh D. and Yulin A.V.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming / *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 1878—1891.
- Renner A.H., Gerland S., Haas C., Spreen G., Beckers J.F., Hansen E., Nicolaus M., and Goodwin H.* Evidence of Arctic sea ice thinning from direct observations // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41 (14). P. 5029—5036.

Глава 3

Внутренние водоёмы, ледники и вечная мерзлота Западного Шпицбергена

3.1. ДИНАМИКА ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

П.В. Богородский, В.Ю. Кустов

Одним из важнейших природных последствий потепления является деградация вечной мерзлоты (МГЭИК, 2014). Несмотря на то что сценарий ее грядущей трансформации на качественном уровне представляется достаточно ясным, реальная картина может иметь существенные отличия за счет влияния снежного покрова, гидрологических и почвенных факторов и растительности, для которых также характерна значительная пространственно-временная изменчивость (Анисимов и др., 2012). В этой связи исключительный интерес представляют данные о динамике термической структуры и мощности сезонно-талого слоя (СТС) вечной мерзлоты Западного Шпицбергена, определяющих интенсивность геоморфологических процессов и физико-механические свойства грунтов. Получение этих данных является целью ряда наблюдательских программ, проводимых в разное время на островах архипелага.

В настоящей главе предпринята попытка расчёта многолетней динамики мощности СТС Западного Шпицбергена по данным метеонаблюдений на станции Баренцбург методами математического моделирования. С использованием имеющихся схем решения уравнения теплопроводности для промерзающего/оттаивающего грунта выбран тип модели, построен расчётный алгоритм, проведены параметризация входных параметров модели, а также оценка точности модельного воспроизведения сезонного протаивания основных типов грунтов Западного Шпицбергена. Для сравнения с другими районами Западного Шпицбергена аналогичные расчёты выполнены по данным метеостанций Лонгьер и Нью-Олесунн.

В соответствии с почвенно-географическим районированием Западный Шпицберген относится к так называемому полярному (холодному) поясу Евразии (Почвенно-географическое..., 1962). На климат Шпицбергена влияет его географическое расположение в зоне 74—81° с.ш. Средняя температура июля колеблется от 4 до 6 °С, января — от -12 до -16 °С. Благодаря теплоте Северо-Атлантического течения температура на Шпицбергене в зимние месяцы более чем на 20 °С превышает средние температурные показатели для этой широтной зоны в России и Канаде.

Около 60 % территории Шпицбергена покрыто ледниками, оставшиеся участки бедны растительностью. Для них типичны ландшафты арктических пустынь с фрагментарным растительным покровом, представленным комплексом почв-пятен со степенью покрытия растительностью, не превышающей 25 %. Растительность состоит из форм растительных сообществ, которые могут существовать при минимальном количестве солнечного тепла (мхи, лишайники, грибы, водоросли, некоторые виды цветковых растений и изредка кустарников).

В районах Западного Шпицбергена, не занятых ледниками, распространены арктические почвогрунты. Сформированные в суровых климатических условиях арктической зоны полярной области они характеризуются слабым развитием почвенных процессов, неразвитостью почвенного профиля, разреженностью растительного покрова, состоящего преимущественно из мхов и лишайников. Большое влияние на

формирование арктических почвогрунтов оказывают многолетняя мерзлота, мощность слоя которой изменяется от нуля у побережий до 500 м на возвышенностях, оттаивающая в летний период на глубину 1—1,5 м, и связанные с ней мерзлотные процессы (пучение, растрескивание, протаивание и т. д.) (Humlum et al., 2003).

Получение данных о термической структуре и мощности СТС Западного Шпицбергена является целью глобального мониторинга вечной мерзлоты, проводимого в рамках ряда международных программ. Наиболее масштабной из них является программа Циркумполярного мониторинга активного слоя (CALM), являющаяся к настоящему времени основным источником данных о многолетней динамике вечной мерзлоты (Brown, 2000). В рамках этой программы с 1990 г. на Шпицбергене проводятся унифицированные измерения глубины сезонного протаивания мерзлоты на стандартных наблюдательных площадках по единому протоколу измерений, обеспечивающему статистическую достоверность получаемых данных (<http://www.gwu.edu/~calm/data/north.html>). Значительная часть данных получена вручную с помощью контактного метода, основанного на разнице плотности протаявшего и мерзлого грунта, часть — путем интерполяции данных о температуре по глубине грунта. В настоящее время измерения мерзлоты на архипелаге Шпицберген выполняются на площадке UNISCALM Университетским центром на Свальбарде (UNIS). Помимо площадок CALM, получение данных о термическом режиме деятельного слоя почвы на Шпицбергене осуществляется в рамках проекта по мерзлотным наблюдениям TSP NORWAY (<http://www.ngu.no/kart/permafrost/?lang=English>), а также при реализации ряда исследовательских программ UNIS.

Анализ данных мерзлотных наблюдений Западного Шпицбергена показывает, что глубина сезонного протаивания обладает высокой пространственной изменчивостью, варьируя от нескольких десятков сантиметров до одного и даже двух метров (Gregersen and Eidsmoen, 1988; Humlum et al., 2003; Isaksen et al., 2007; Westermann et al., 2010), что в значительной степени определяется теплофизическими характеристиками компонентов среды: напочвенного покрова (растительного слоя, мха и торфа) и грунта. Значительную роль в динамике протаивания грунта играет и снежный покров (Шмакин и др., 2013). Несмотря на ряд исследований (Putkonen, 1998; Roth and Voike, 2001), изученность этих факторов остаётся недостаточной.

Ситуацию осложняет существенное — до 100 % и более (Гаврильев, 2004) — расхождение значений теплофизических свойств грунтов даже в пределах одного и того же типа и при одинаковых параметрах влажности и плотности скелета. Причиной такого расхождения является исключительное разнообразие минерального состава и дисперсности частиц, обусловленное, прежде всего, условиями образования и криогенным строением, а также погрешностью экспериментов как инструментального, так и постановочного характера. В силу этих причин грунты сезонного промерзания/протаивания характеризуются эффективными теплофизическими свойствами, определение которых является самостоятельной и достаточно сложной задачей — решение её на сегодняшний день невозможно без существенных упрощений.

Поскольку длина рядов данных мерзлотных наблюдений невелика, а характеристики теплообменных свойств противоречивы, для оценки динамики термической структуры арктических грунтов естественно воспользоваться методами математического моделирования. В настоящее время имеется достаточное число моделей, иерархически упорядоченных по степени сложности (Мачульская и Лы-

косов, 2009). Наиболее простыми из них являются полуэмпирические соотношения для расчёта мерзлотных индексов, связывающих параметры мерзлоты (например, глубину протаивания) с параметрами атмосферы (например, суммой градусо-дней тепла). Вариативность свойств почв и растительности вносит существенную неопределенность в результаты таких расчётов, из-за чего их можно рассматривать только в качестве первого приближения решения задачи оценки динамики вечной мерзлоты. К наиболее сложным относятся физически полные численные модели, построенные методами механики сплошных сред на основе фундаментальных законов сохранения массы, импульса и энергии и замыкающих уравнений состояния, учитывающие множество факторов (например, возможность существования переохлажденной поровой влаги). При всех достоинствах этих моделей для расчётов по ним необходимо большое количество данных о свойствах грунтов, полностью или по большей части отсутствующих для абсолютного большинства районов Западного Шпицбергена.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ

Среди существующего многообразия моделей особый класс составляют одномерные модели с упрощенным описанием термодинамических процессов, основанные на приближенных решениях уравнения теплопроводности и занимающие по уровню сложности промежуточное положение между полуэмпирическими формулами и численными гидротермическими моделями. Несмотря на ряд упрощений реальных процессов, эти модели широко используются для анализа динамики мерзлоты (Анисимов и др., 2012; Анисимов, 2008; Анисимов и Белолицкая, 2004; Sazonova and Romanovsky, 2003), давая при более чем скромных требованиях к вычислительному ресурсу результаты, вполне сопоставимые по точности с данными как измерений, так и расчётов по численным моделям гидротермического режима грунта. В силу изложенных причин для настоящих расчётов была использована стационарная модель промежуточного уровня сложности, развитая на основе модели Лаборатории вечной мерзлоты Геофизического института Университета Аляски GIPL-1 (США).

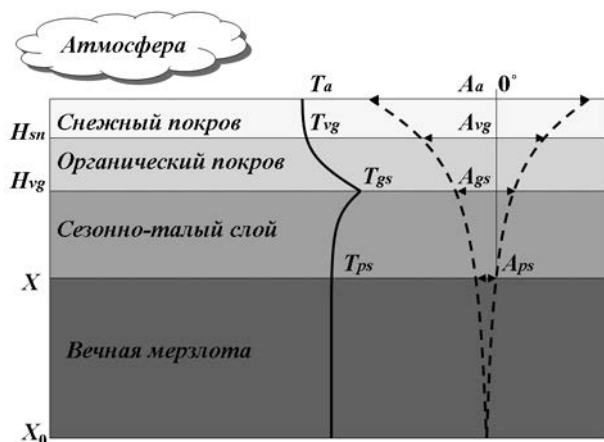


Рис. 3.1.1. Расположение слоев среды и вертикальное распределение среднегодовой температуры (T) и ее амплитуды (A).

Условные обозначения см. табл. 3.1.1 и 3.1.2.

Расчёты, выполненные с помощью GIPL-1 в рамках программы АСИА для Восточной Сибири и Аляски, показали точность $\pm(0,2—0,4)$ °С для температуры подошвы СТС и $\pm(0,1—0,3)$ м для его мощности в сравнении как с данными измерений, так и результатами расчётов по одной из наиболее физически полных численных моделей (Sazonova and Romanovsky, 2003). В основу модели положена известная схема аналитического решения уравнения теплопроводности для слоистого грунта Кудрявцева (Кудрявцев и др., 1974).

На рис. 3.1.1 представлена блок-схема модели, огибающие годовых температурных колебаний, амплитуда которых экспоненциально затухает по мере распространения тепловой волны вглубь и становится пренебрежимо малой на глубине X_0 , а также среднегодовой профиль температуры деятельного слоя грунта (Romanovsky and Marchenko, 1997). Расчёт осуществляется поэтапно, с последовательным учетом влияния снежного покрова, растительности и разности температур за счет различия коэффициентов теплопроводности талого и мерзлого грунта. Граница СТС X геометрически располагается на пересечении огибающей отметки 0 °С и определяется из решения алгебраической задачи

$$X \left(2A_{ps} C_t + Q \right) = 2 \left(A_{gs} - |T_{ps}| \right) \sqrt{K_t C_t P / \pi} + \frac{\left(2A_{ps} C_t x + Q z_t \right) Q \sqrt{K_t P / \pi C_t}}{2A_{ps} C_t x + Q X + \left(2A_{ps} C_t + Q \right) \sqrt{K_t P / \pi C_t}}, \quad (3.1.1)$$

где

$$x = \frac{2 \left(A_{gs} - |T_{ps}| \right) \sqrt{K_t C_t P / \pi}}{2A_{ps} C_t + Q},$$

P — продолжительность года (с). Соответствующие температура T , амплитуда A и поправки к ним ΔT и ΔA являются функциями входных параметров задачи и находятся из соотношений, многократно приведённых в литературе (Анисимов, 2008, Кудрявцев и др., 1974, Sazonova and Romanovsky, 2003, Romanovsky and Marchenko, 2013]. Их обозначения приведены в табл. 3.1.1, 3.1.2.

Таблица 3.1.1

Входные данные модели

Параметр, единицы измерения	Обозначение
Амплитуда годовых колебаний воздуха, °С	A_a
Среднегодовая температура воздуха, °С	T_a
Среднегодовая толщина снега, м	H_{sn}
Продолжительность тёплого периода года, с	τ_2
Коэффициент теплопроводности снега, Вт/(м·К)	K_{sn}
Высота растительности, м	H_v
Коэффициент температуропроводности мёрзлой/талой растительности, м ² /с	a_{vf}/a_{tv}
Коэффициент теплопроводности мёрзлого/талого грунта, Вт/(м·К)	K_f/K_t
Объёмная теплота фазовых переходов воды, Дж/м ³	Q
Объёмная теплоёмкость снега, Дж/(м ³ ·К)	C_{sn}
Объёмная теплоёмкость мёрзлого/талого грунта, Дж/(м ³ ·К)	C_t/C_f

Выходные данные модели

Параметр, единицы измерения	Обозначение
Поправка T_a/A_a на влияние снежного покрова, °С	$\Delta T_{sn} / \Delta A_{sn}$
Поправка T_a/A_a на влияние растительности, °С	$\Delta T_v / \Delta A_v$
Сезонная температура/ амплитуда температуры на поверхности почвы, °С	T_{gs} / A_{gs}
Среднегодовая температура мерзлоты, °С	T_{ps}
Амплитуда годовых колебаний температуры мерзлоты СТС, °С	A_{ps}
Мощность СТС, м	X

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ И НАПОЧВЕННЫХ ПОКРОВОВ

Вследствие многообразия генетических разновидностей грунтов Западного Шпицбергена для исследования протаивания представляется вполне обоснованным разделение грунтов на два (песчаные и суглинистые) или три (песчаные, супесистые и суглинистые) основных типа, для которых установлены некоторые общие зависимости, универсальные для всех дисперсных материалов криолитозоны как в мерзлом, так и в талом состоянии (Керстен, 1955, Гаврильев, 1998, 2004). Помимо этих работ имеются данные литературных обобщений, обобщенные в Системе нормативных документов (см., например СНиП 2.02.04-88 и приведенные там ссылки).

Объемная теплоемкость незасоленных грунтов, находящихся в талом и охлажденном состоянии при температуре выше температуры начала замерзания, обладает аддитивным свойством по отношению к теплоемкости составных частей — органического скелета, льда и прочносвязанной незамерзшей воды:

$$C_{th} = (c_d + c_w W_{tot}) \rho_{d,th,f}, \quad (3.1.2)$$

где c_d — удельная теплоемкость скелета грунта; $c_w = 4200$ Дж/(кг·°С) — удельная теплоемкость воды; W_{tot} — суммарная весовая влажность; $\rho_{d,th,f}$ — плотность скелета грунта.

Для незасоленных грунтов в мерзлом состоянии при условии, что температура грунта ниже или равна температуре начала замерзания, величина C_f находится по формуле

$$C_f = [c_d + c_w W_w + c_i (W_{tot} - W_w)] \rho_{d,f}, \quad (3.1.3)$$

где W_w — влажность незасоленного грунта за счет прочносвязанной (незамерзшей) воды; a — удельная теплоемкость льда; $c_i = 2120 + 7,8T$.

Величина объемной теплоты замерзания (таяния) грунта Q (Дж/м³) принимается равной количеству теплоты, необходимой для замерзания воды (таяния льда) в единице объема грунта, и определяется по формуле

$$Q = Q_0 (W_{tot} - W_w) \rho_{d,th}, \quad (3.1.4)$$

где $Q_0 = 3,35 \cdot 10^5$ (Дж/кг) — удельная теплота фазовых превращений вода — лёд.

Напочвенный покров (НП) оказывает существенное влияние на термический режим грунтов, и потому также необходимо учитывать разность его свойств в мерзлом и талом состоянии. С целью упрощения в дальнейшем в качестве напочвенного покрова рассматривается единый органико-растительный покров, объединяющий мхово-лишайниковый и торфяной подслои. Основанием для этого является близость

теплофизических свойств мха и образующегося в результате его отмирания и разложения торфа (Анисимов и Белолуцкая, 2004), несмотря на то что имеющиеся данные о теплоемкости последнего весьма разноречивы. Такое предположение позволяет считать протаивающий грунт двухслойным, состоящим из верхней, органической и нижней, минеральной частей. Для простоты рассматривается так называемый сухой НП, который становится талым к моменту схода снежного покрова и мерзлым с началом зимы, что позволяет пренебречь происходящими в нем фазовыми процессами.

На величину $K_{v, vf}$ основное влияние оказывает величина W_{tot} , что описывается эмпирическими формулами

$$K_{vt} = 0,034 + 0,1257W_{tot} - 0,0227W_{tot}^2 + 0,00133W_{tot}^3, \quad (3.1.5)$$

$$K_{vf} = 0,034 + 0,132(W_{tot} - 0,5), \quad (3.1.6)$$

где $0 \leq W_{tot} \leq 10$ для талого мха и $0,5 \leq W_{tot} \leq 0,5$ для мерзлого; при $W_{tot} \leq 0,5$ величина K_{vf} становится постоянной.

Значения $C_{v, vf}$ можно рассчитать по универсальным для дисперсного материала формулам (2) — (3), приняв $c_d = 1,6 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К), $\rho_d = 1800$ кг/м³, $W_w = 0$ (Гаврильев, 2004), что позволяет определить значение $a_{v, vf}$:

$$a_{v, vf} = K_{v, vf} / C_{v, vf}. \quad (3.1.7)$$

Для задания долгопериодной изменчивости высоты органического покрова H_v использовался вариант подхода, предложенный в работе Cornelissen et al. (2001) и использованный в работе Анисимова и Белолуцкой (2004), согласно которому, увеличение толщины (биомассы) НП при сохранении видового состава происходит с повышением температуры воздуха лишь до некоторого порогового значения. Его превышение влечет за собой вытеснение мхов и лишайников более высокоорганизованными сосудистыми растениями, при котором рост органического слоя сменяется его уменьшением как из-за сомкнутости, так и из-за высоты. Повышению на 1 °С соответствует увеличение H_v на 5 см, однако после достижения значения 20 см дальнейшее потепление на 1 °С влечет за собой такое же уменьшение H_v . При этом считалось, что толщина H_v не может быть менее 5 см, а ее среднее значение (10 см) соответствует средней температуре за период наблюдений 1985—2015 гг. (−4,52 °С для Баренцбурга, −4,61 °С для Лонггира и −4,78 °С для Нью-Олесунна).

Такой сценарий, предполагающий зависимость эволюции органического слоя от единственного параметра атмосферы T_a , несмотря на свою схематичность, все же позволяет параметризовать многолетнюю эволюцию растительности и оценить тем самым ее вклад в терморегуляцию грунта. Влияние органического слоя на условия снегонакопления, отражательную способность поверхности, испарение влаги, величину турбулентного теплообмена почвы с атмосферой и т. п. при этом не рассматривалось.

ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве объектов моделирования выбраны районы полярных станций Западного Шпицбергена, для которых имеются длинные ряды данных метеонаблюдений: Баренцбург, Лонггир и Нью-Олесунн. Атмосферный форсинг в модели представлялся данными обработки стандартных восьмисрочных (дискретность три часа) метеорологических наблюдений в период с 1985 по 2015 г. Среднемесячные и среднесуточные данные станции Баренцбург были получены во ВНИИГМИ — МЦД (<http://meteo.ru>). Для расчёта среднемесячных и среднегодовых значений метеоэлементов, полученных

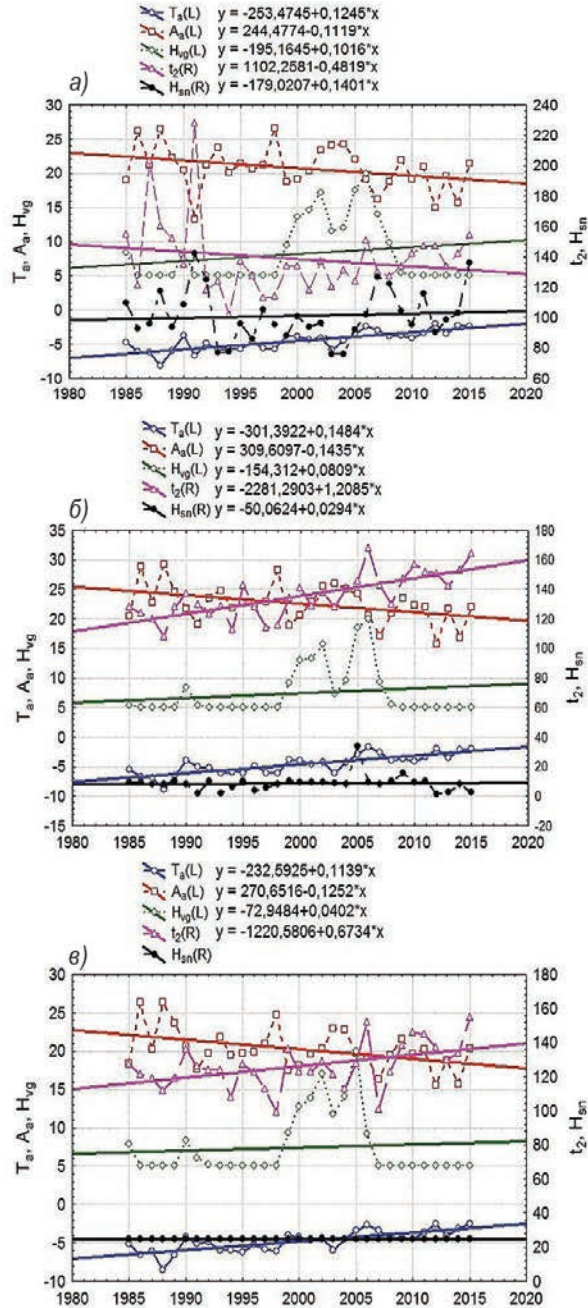


Рис. 3.1.2. Многолетняя динамика среднегодовых значений метеопараметров и рассчитанной по ним высоты растительности и их линейные тренды на станциях Баренцбург (а), Лонгбир (б) и Нью-Олесунн (в).

на станциях Нью-Олесунн и Лонггир, использовались срочные данные метеорологических наблюдений Норвежского метеорологического института, размещенные на сайте (<http://eKlima.met.no>). К сожалению, последние изобиловали пропусками информации о снегонакоплении. По этой причине для получения нужной информации для станции Лонггир была использована процедура восстановления данных на основании имеющихся данных об атмосферных осадках путём их аппроксимации полиномом шестой степени. Для станции Нью-Олесунн количество пропусков данных выборки оказалось настолько большим, что толщина снега за весь тридцатилетний период была принята постоянной и равной ее среднему значению за последние пять лет, для которых имелась соответствующая информация.

Необходимо заметить, что из-за того, что основной вклад в формирование среднегодовой температуры грунта вносит холодный сезон, в геофизиологии обычно используется условный годовой период, за начало которого принимается дата начала промерзания грунта (Константинов и др., 2006). В настоящих расчётах за начало года принималось 1 января и соответственно параметры грунтов рассчитывались для данного календарного года. Поэтому далее в тексте, таблицах и на рисунках приводятся только календарные годы.

Из всех необходимых для расчёта параметров непосредственно из данных метеонаблюдений могут быть определены T_a , A_a , H_{sn} и τ_2 . Их среднегодовые значения, а также значения высоты растительности за период исследований и их линейные тренды приведены на рис. 3.1.2, а статистические характеристики — среднее квадратическое отклонение (СКО), коэффициент детерминации (R^2) и коэффициент вариации (V) — в табл. 3.1.3. Из рисунка видно, что для них характерны существенные межгодовые вариации, отражающие вариабельность атмосферных условий Западного Шпицбергена. Это обусловило значительные межгодовые колебания входных параметров в абсолютных значениях. При этом отчетливые тенденции к увеличению и уменьшению демонстрируют лишь температура воздуха и ее амплитуда соответственно. Видно, что первые три параметра достаточно близки между собой для всех выбранных пунктов, что представляется естественным с учетом расстояния ними. Исключение представляет снежный покров, разброс среднегодовых значений высоты которого между Баренцбургом и другими географическими пунктами даже с учетом невысокого качества данных с последних достаточно велик. Следует отметить, что, несмотря на большой интерес к этому вопросу, проблема репрезентативности данных измерений снежного покрова в Баренцбурге остается открытой. Одна из возможных причин этого заключается в своеобразии условий измерений на метеоплощадке станции Баренцбург, расположенной на склоне.

Таблица 3.1.3

Межгодовые изменения метеорологических характеристик за расчётный период

Параметр	Баренцбург			Нью-Олесунн			Лонггир		
	СКО	R^2	V	СКО	R^2	V	СКО	R^2	V
T_a	1,45	0,61	-32,21	1,37	0,57	-28,61	1,70	0,63	-37
A_a	3,16	0,10	15,23	2,64	0,18	13,08	3,20	0,17	14
t_2	24,92	0,03	0,01	13,22	0,21	10,47	14,85	0,55	11
H_{sn}	16,83	0,01	16,63	—	—	—	3,21	0,00	65
H_{vg}	4,60	0,04	56,55	4,13	0,01	55,51	4,27	0,03	57

Расчёты по модели (3.1.1) выполнялись для вечномерзлых и сезонно-протаивающих грунтов под мохово-торфяным НП, типичных для Западного Шпицбергена: песка, супеси и суглинка (глины) с примесью гравия, гальки и щебня в количестве до 20 % и валунов до 10 % со средней плотностью в естественном залегании от 1750 до 1950 кг/м³. Согласно работе Гаврильева (2004), удельная плотность их скелета и суммарная массовая влажность могут быть приняты одинаковыми и равными 1800 кг/м³ и 0,1 соответственно, количество прочносвязанной влаги (при $t = -10$ °C) 0,003 д.е. для песка, 0,022 д.е. для супеси и 0,049 д.е. для глины, удельная теплоемкость 693, 735 и 777 Дж/(кг·K) соответственно. Использование этих значений в расчётах по формулам (3.1.2) — (3.1.4) и данным литературных источников дают следующие значения входных параметров: $K_i = 1,97$ Вт/(м·°C); $K_f = 2,30$ Вт/(м·°C) (для песков); $K_i = 1,45$ Вт/(м·°C); $K_f = 1,59$ Вт/(м·°C) (для супесей); $K_i = 1,06$ Вт/(м·°C); $K_f = 1,26$ Вт/(м·°C) (для суглинков и глин); $C_i = 2,42 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°C); $C_f = 2,04 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°C) (для всех типов грунтов), а также $Q = 3,08 \cdot 10^7$ Дж/м³. Для органического слоя из формул (3.1.5) — (3.1.7) следует: $a_{vf} = 50,9 \cdot 10^{-8}$ м²/с; $a_{vt} = 24,6 \cdot 10^{-8}$ м²/с.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ

Межгодовые изменения глубины сезонного протаивания и динамики температуры мерзлоты с 1985 по 2015 г., а также их линейные тренды с уравнениями регрессии для всех пунктов измерений приведены на рис. 3.1.3 — 3.1.5 и в табл. 3.1.4 — 3.1.6. Сопоставление рис. 3.1.2 и 3.1.3 — 3.1.5 свидетельствует о связи термического режима грунта как с температурными вариациями, так и с высотой снежного покрова (Осокин и др., 2006).

Характерной чертой всех распределений является существенная межгодовая изменчивость, обусловленная, по-видимому, недостаточно адекватным учетом обратных связей в модели, возникающих благодаря изменениям высоты снежного и органического покрова, параметризация которых оставляет желать лучшего. За период расчетов среднеквадратическое отклонение глубины протаивания составило 0,3—0,4 м, а коэффициент вариации по абсолютной величине находился в пределах 29—38. Как видно, глубина протаивания является существенно менее вариабельной характеристикой, чем температура подошвы мерзлоты, коэффициент вариации которой по абсолютной величине составил 41—89. При этом коэффициенты детерминации для обоих параметров имели сравнительно небольшие величины и их вариации: 0,31—0,40 и 0,58—0,63 соответственно. Качественная изменчивость величин z_i и T_{ps} , на всех станциях одинакова и характеризуется устойчивым ростом, обусловленным преимущественным повышением среднегодовой температуры приземного слоя воздуха и увеличением продолжительности теплого периода, а также уменьшением амплитуды их сезонного хода. Оба показателя очень близки друг к другу по величине, хотя их значения для Баренцбурга несколько выше, чем для остальных станций. Такое отличие связывается с увеличенными по сравнению другими значениями толщины снежного покрова, о котором говорилось выше, и вследствие этого его большим отепляющим влиянием.

В целом полученные распределения показывают, что динамика глубины СПС на территории Западного Шпицбергена достаточно однотипна, и потому её основной региональный тренд может быть выявлен по данным расчетов в единственном пункте. При этом, как следует из рисунков, несмотря на довольно большую межгодовую изменчивость X и T_{ps} , характер их изменчивости на всех станциях одинаков. Оба показателя очень близки друг к другу по абсолютной величине, хотя их значения

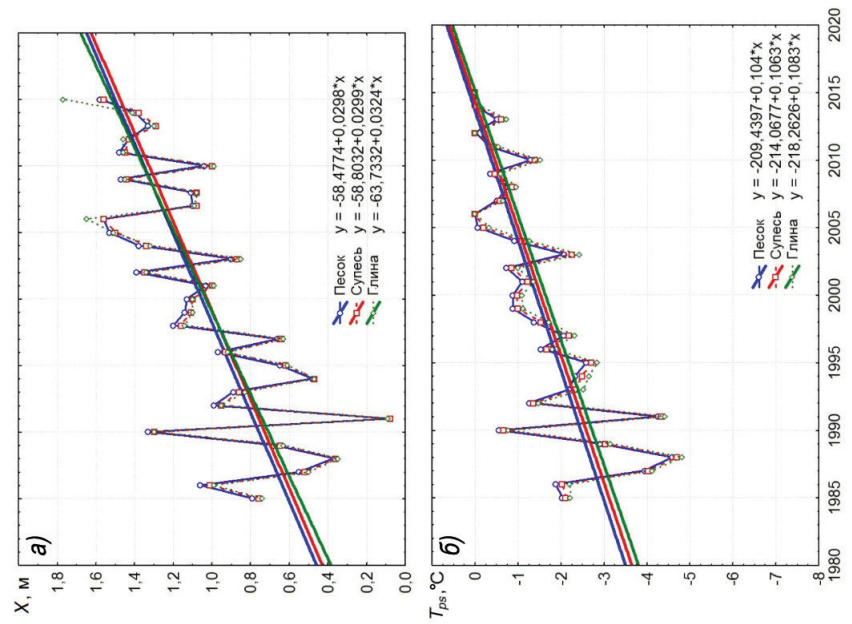


Рис. 3.1.3. Многолетняя динамика мощности СТС (а) и температуры мерзлоты (б) основных типов грунта и их тренды на станции Баренцбург.

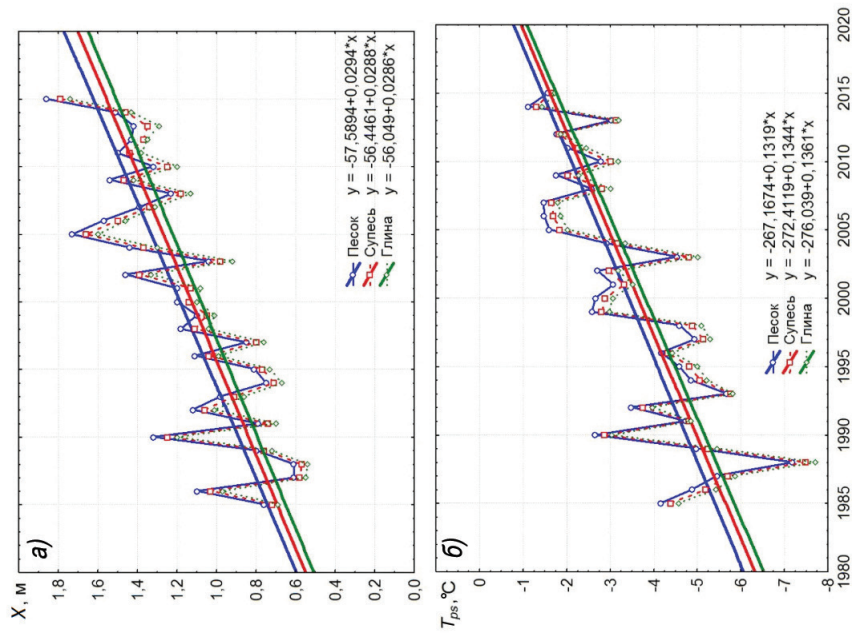


Рис. 3.1.4. Многолетняя динамика мощности СТС (а) и температуры мерзлоты (б) основных типов грунта и их тренды на станции Лонгйир.

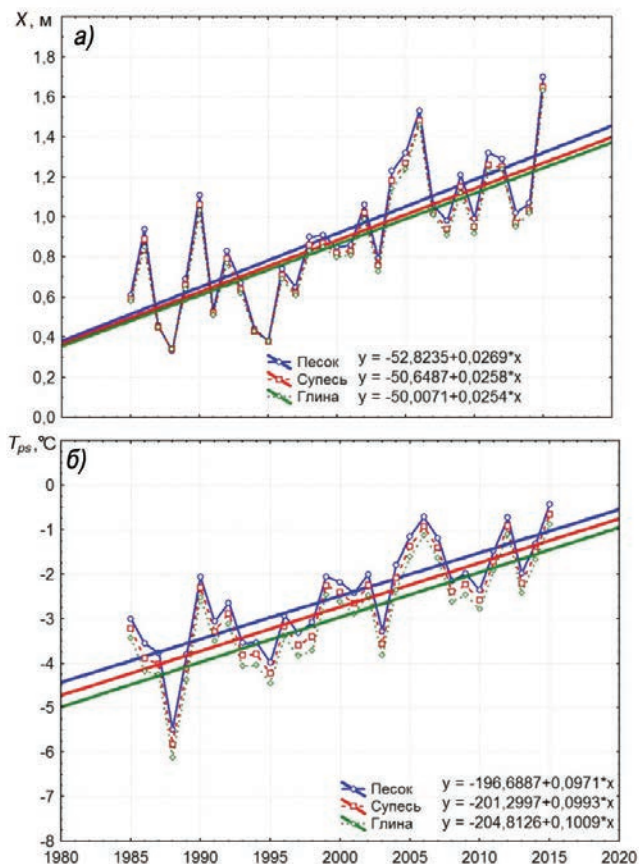


Рис. 3.1.5. Многолетняя динамика мощности СТС (а) и температуры мерзлоты (б) основных типов грунта и их тренды на станции Нью-Олесунн.

для Баренцбурга несколько выше, чем для остальных станций. Такое отличие связывается с увеличенными по сравнению другими станциями значениями толщины снежного покрова, о чем говорилось выше, и вследствие этого его большим отепляющим влиянием.

Основной тенденцией хода X и T_{ps} является их рост, особенно заметный с середины 1990-х годов прошлого столетия. Преобладают увеличение глубины СТС и повышение температуры мерзлоты, обусловленные преимущественным повышением среднегодовой температуры приземного слоя воздуха и увеличением продол-

Таблица 3.1.4

Межгодовые изменения характеристик сезонного протаивания песчаного грунта за расчётный период

Пункт	X , м			T_{ps} , °C		
	СКО	R^2	V	СКО	R^2	V
Баренцбург	0,38	0,50	36,21	1,26	0,57	-88,70
Нью-Олесунн	0,33	0,54	36,22	1,14	0,60	-45,64
Лонгьир	0,33	0,66	27,75	1,53	0,62	-44,71

**Межгодовые изменения характеристик сезонного протаивания супесистого грунта
за расчётный период**

Пункт	X, м			$T_{px2}, ^\circ\text{C}$		
	СКО	R^2	V	СКО	R^2	V
Баренцбург	0,38	0,51	36,92	1,27	0,58	-79,98
Нью-Олесунн	0,32	0,54	35,99	1,16	0,60	-42,51
Лонгьир	0,32	0,67	28,39	1,54	0,63	-42,54

Таблица 3.1.6

**Межгодовые изменения характеристик сезонного протаивания глинистого грунта
за расчётный период**

Пункт	X, м			$T_{px2}, ^\circ\text{C}$		
	СКО	R^2	V	СКО	R^2	V
Баренцбург	0,40	0,54	38,82	1,29	0,58	-78,98
Нью-Олесунн	0,31	0,55	36,09	1,18	0,60	-39,87
Лонгьир	0,32	0,68	29,22	1,55	0,63	-40,95

жительности периода с положительной температурой воздуха, а также уменьшением амплитуды их сезонного хода.

При достаточно хорошем совпадении рассчитанных оценок с литературными данными следует иметь в виду, что глубина протаивания может обладать значительной пространственной изменчивостью, обусловленной вариативностью теплофизических свойств грунтов и НП, начиная уже с расстояния порядка единиц метров.

Теоретически рассчитанные значения, полученные для каждого параметра в виде одного числа, даже несмотря на их соответствие средним значениям, могут вообще отсутствовать в пределах выбранного пункта. Это обусловлено противоречием между детерминистическим характером одномерной математической модели, изначально разработанной для точечных расчётов, и стохастической природой физических процессов, формирующих сезонное протаивание мерзлоты в конкретной точке территории. Очевидно, что расчёты по детерминистическим моделям оправданы лишь при использовании эффективных значений параметров грунтов и растительности при условии пренебрежения их естественной изменчивостью. Поэтому в пределах любой площадки глубина СПС является в известном смысле случайной величиной, обладающей функцией распределения, которую, в принципе, невозможно учесть в рамках используемого детерминистического метода (Анисимов, 2008).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Несмотря на то что результаты моделирования показывают уверенный рост толщины деятельного слоя и повышение его температуры начиная с 80-х годов прошлого столетия, выводы о сохранении темпов этих изменений представляются преждевременными, тем более что потепление климата, по-видимому, будет происходить в первую очередь за счет повышения зимней температуры (МГЭИК, 2014). Ряд наблюдений (Герасимов, 2006) свидетельствует о неоднозначной реакции вечной мерзлоты на происходящие климатические изменения за счет возникновения обратных связей в системе пограничный слой атмосферы — снежный покров — СТС — вечная мерзлота, препятствующих быстрому росту сезонного протаивания (Анисимов, Шерстюков, 2015).

Так, развитие растительности, обусловленное прогнозируемым повышением температуры воздуха количества солнечной радиации, количества осадков и концентрации углекислого газа, может привести к теплоизолирующему эффекту, препятствующему до определённых пределов повышению температуры поверхности грунта и компенсирующему тем самым воздействию потепления. С другой стороны, увеличение влажности почвы в летний период и льдистости в зимний приводит к ее более интенсивному взаимодействию с атмосферой, что осложняет установление однозначной зависимости между происходящими атмосферными и геокриологическими изменениями.

Результаты моделирования позволяют сформулировать следующие выводы.

1. На основе модельных расчётов оценено влияние атмосферных характеристик на динамику сезонного протаивания грунта Западного Шпицбергена за последние 30 лет. Полученные результаты свидетельствуют о согласованности мерзлотно-климатических изменений с ходом глобального потепления и являются стимулом для расширения геокриологических исследований на базе РНЦШ в Баренцбурге,

2. При существенной межгодовой изменчивости рассчитанных параметров их положительные тренды уверенно демонстрируют увеличение глубины СТС и повышение его температуры. Динамика СТС и температуры границы вечной мерзлоты в районе Баренцбурга в целом синхронна с их динамикой на станциях Лонгьер и Нью-Олесунн, что свидетельствует об одинаковом региональном тренде деградации вечной мерзлоты на Западном Шпицбергене.

3. Несмотря на использование в модели ряда упрощающих предположений, результаты выполненного исследования показывают, что стационарные модели промежуточного уровня сложности могут с успехом использоваться при анализе пространственно-временной динамики мерзлоты на региональном масштабе.

Для достижения поставленной цели требуют своего решения следующие основные задачи:

1) организация мониторинговой площадки на базе станции Баренцбург, отвечающей стандартам Программы циркумполярного мониторинга активного слоя для её последующего включения в число российских площадок CALM;

2) постановка на этой мониторинговой площадке унифицированных по стандартам CALM наблюдений за динамикой внешних (метеорологические, гидрологические и биологические) и внутренних (тип и строение грунта, глубина СПС, динамика микрорельефа поверхности и т.д.) по отношению к геологической среде природных факторов;

3) интеграция поставленных исследований в программу CALM.

В заключение необходимо отметить, что к настоящему времени РНЦШ обладает широкими возможностями для решения перечисленных задач на самом современном уровне. Станция в Баренцбурге располагает установкой, обеспечивающей бурение скважин глубиной до 50 м, а также уникальным метеорологическим комплексом для измерения параметров энерго- и массообмена атмосферы с подстилающей поверхностью. Полученные с его помощью данные совместно с данными мерзлотных наблюдений, а также результатами аналогичных измерений на отечественных стационарах в Тикси и на о-ве Большевик (арх. Северная Земля) позволят получить новые количественные оценки влияния изменений климата на эволюцию вечной мерзлоты побережья и островов высокоширотной Арктики и позволят ААНИИ стать полноправным участником любых международных климатических программ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А.* Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата: результаты // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 36—44.
- Анисимов О.А.* Современные и будущие изменения вечной мерзлоты: синтез наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 7—16.
- Анисимов О.А., Белолицкая М.А.* Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 73—82.
- Анисимов О.А., Шерстюков А.Б.* Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях многолетнемерзлых грунтов. Часть 1. Современное состояние // Криосфера Земли. 2015. Т. X. № 3. С. 15—22.
- Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А. и др.* Континентальная многолетняя мерзлота / В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под ред. С.М. Семенова. М.: Росгидромет, 2012. С. 301—359.
- Гаврильев Р.И.* Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: справочное пособие / Р.И. Гаврильев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. – 145 с.
- Гаврильев Р.И.* Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск: изд-во СО РАН, 1998. 280 с.
- Герасимов Е.Ю.* Межгодовая изменчивость мощности сезонноталого слоя «Спасская падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов / Под ред. М.К. Гавриловой и др. Якутск: изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2006. С. 100—103.
- Керстен М.С.* Тепловые свойства грунта / В кн.: Мерзлотные явления в грунте. М.: Иностран. лит., 1955. С. 200—207.
- Константинов П.Я., Аргунов Р.Н., Герасимов Е.Ю., Узаров И.С.* О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 15—22.
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.* Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Наука, 1974. 431 с.
- Мачульская Е.Е., Лыкосов В.Н.* Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны // Известия РАН. Сер. ФАО. 2009. Т. 45 (6). С. 736—753.
- МГЭИК. Изменение климата, 2014: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Под ред. Л.А. Мейер. Женева, 2014. 163 с.
- Михайлов И.С.* Структура почвенного покрова арктической зоны. Структура почвенного покрова и методы ее изучения // Труды Почвенного института им. В.В. Докучаева. 1973. С. 119—125.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.* Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Известия РАН. Сер. геогр.. 2006. № 4. С. 40—46.
- Почвенно-географическое районирование СССР. М.: изд-во АН СССР, 1962. 422 с.
- СНиП 2.02.04—88. Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах. М.: Стройиздат, 1990. 53 с.
- Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и снег. 2013. № 4 (124). С. 52—59.
- Brown J., Hunkel K.M. and Nelson F.E.* The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results // Polar Geogr. 2000. No. 24. P. 163—258.

- Cornelissen J.H.C., Callaghan T.V., Alatalo J.M. et al.* Global change and arctic ecosystems: is lichen decline a function of increases in vascular plant biomass? // *J. Ecology*. 2000. V. 89 (6). P. 984—994. doi: 10.1046/j.1365-2745.2001.00625.x.
- Gregersen O. and Eidsmoen T.* Permafrost Conditions in the Shore Area at Svalbard / Fifth International Conference on Permafrost in Trondheim, Norway, August 1988. V. 2. P. 933—936.
- Humlum O., Instanes, A. and Sollid J.L.* Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges // *Polar Research*, 2003. V. 22 (2). P. 191—215.
- Isaksen K., Sollid J.L., Holmlund P. and Harris C.* Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. doi:10.1029/2006JF000522.
- Putkonen J.* Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny-Ålesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard // *Polar Research*. 1998. V. 17 (2). P. 165—179.
- Romanovsky V.E., Marchenko S.* The GIPL Model for Estimation of Temporal and Spatial Variability of the Active Layer Thickness and Mean Annual Ground Temperatures, available at: <http://www.snap.uaf.edu/attachments/The%20GIPL-1%20Model-final.pdf>.
- Roth K., Boike J.* Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Ålesund, Svalbard // *Water Resources Res.* 2001. V. 37 (12). P. 2901—2914.
- Sazonova T.S., Romanovsky V.E.* A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003. V. 2. P. 125—140.
- Westermann S., Wollschläger U. and Boike J.* Monitoring of active layer dynamics at a permafrost site on Svalbard using multi-channel ground-penetrating radar // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 475—487.

3.2. ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ НОРДЕНШЕЛЬДА ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН

С.Р. Веркулич

Ледники покрывают около 60 % поверхности архипелага Шпицберген (Гляциология Шпицбергена, 1985; Мавлюдов, 2006) и являются важнейшим компонентом его природной среды. Изменения оледенения, связанные с климатическими флуктуациями, оказывают значительное воздействие на рельеф, гидрологическую систему, мерзлоту, флору и фауну архипелага и сказываются, таким образом, на условиях проживания и деятельности здесь человека. В связи с этим изучение и мониторинг состояния местных ледников имеют важное научное и практическое значение.

Одним из мест проведения долговременных гляциологических исследований на архипелаге является район пос. Баренцбург (Зап. Шпицберген), где расположено несколько ледников. Их изучение было начато в 1965 г. сотрудниками Института географии АН СССР и включало периодическое проведение масс-балансовых наблюдений (Гляциология Шпицбергена, 1985; Зингер и Михайлев, 1967; Корякин и Троицкий, 1969; Мавлюдов и др., 2012; Оледенение Шпицбергена, 1975; Троицкий, 1988а, 1988б). С 2001 г. здесь развернулись работы специалистов ААНИИ, которые продолжаются



Рис. 3.2.1. Местоположение ледников — объектов гляциологических исследований ААНИИ на архипелаге Шпицберген.

по настоящее время и представляют собой комплекс исследований характеристик и динамики местных ледников. Проводимые гляциологические исследования охватили семь основных местных ледников: Вёринг, Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд, Гледичфонна, Тавле и Тунге. Отдельные наблюдения были выполнены на леднике Бертиль в районе пос. Пирамида и на леднике Норденшельда (рис. 3.2.1).

Ледник Вёринг — небольшой каровый ледник на западном берегу залива Грёнфьорд, питающий озеро Стемме, которое обеспечивает водой пос. Баренцбург. Его длина составляет около 1,4 км, ширина — около 0,7 км. Ледник Альдегонда — горно-долинный ледник на западном берегу залива Грёнфьорд, ориентированный с запада на восток. Длина его составляет около 3,2 км и ширина — до 2,3 км, максимальная толщина льда — 216 м. Верхняя точка ледника расположена на высоте около 600 м над ур. м., а нижняя точка его языка — на высоте около 110 м над ур. м. Ледник Западный Грёнфьорд — горно-долинный ледник в южной части залива Грёнфьорд. Длина ледника составляет до 9 км, ширина — до 7 км; нижняя его точка расположена на высоте 60 м над ур. м., а верхняя — на высоте 749 м над ур. м. Ледник Восточный Грёнфьорд — горно-долинный ледник в южной части залива Грёнфьорд длиной около 7 км и шириной до 2,2 км. Язык расположен на высоте 30 м над ур. м., а верхняя точка — на высоте 749 м над ур. м. Ледник Гледичфонна — долинный ледник площадью 2,53 км²; максимальная длина его составляет 2,45 км. Язык ледника спускается до отметки 220 м над ур. м., а верхние участки ледника залегают на высоте более 400 м над ур. м. Ледник Тавле расположен в верховьях долины Грёндален. Длина его составляет 6 км, ширина — около 2 км, самая низкая точка расположена на высоте 200 м над ур. м., а самая высокая — на высоте 700 м над ур. м. Ледник Тунге находится в верховьях на левом борту долины Грёндален, к западу от ледника Тавле. Их верховья разделены общим водоразделом. Длина ледника — 3,7 км, ширина — около 800 м; самая низкая точка расположена на высоте около 200 м над ур. м., самая высокая — на высоте 800 м над ур. м. Ледник Бертиль — горно-долинный ледник длиной 4,51 км; максимальная ширина его составляет 1,73 км. Верхняя точка ледника находится на высоте около 700 м над ур. м., а нижняя точка его языка — на высоте 175 м над ур. м. Ледник Норденшельд — выводной ледник площадью около 232 км² (Мавлюдов, 2006), язык которого спускается в море.

БАЛАНСОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И СОСТОЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ В РАЙОНЕ ПОС. БАРЕНЦБУРГ (О-В ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНЕГО ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Основой для оценки масс-балансовых характеристик и состояния оледенения в районе пос. Баренцбург являются результаты многолетних снегомерных наблюдений и гляциологических исследований на леднике Альдегонда. По данным весенних снегомерных наблюдений, мощность и распределение снежного покрова на леднике зависят, помимо метеорологических условий снегонакопления, от абсолютной высоты поверхности, подвержены влиянию ветрового переноса, экспозиции склонов и рельефа поверхности; для них характерна межгодовая изменчивость. В большинстве случаев были зарегистрированы: плавное распределение мощности снежного покрова по леднику и взаимосвязь увеличения толщины снежного покрова с увеличением высоты поверхности, приуроченность наибольшей мощности снежного

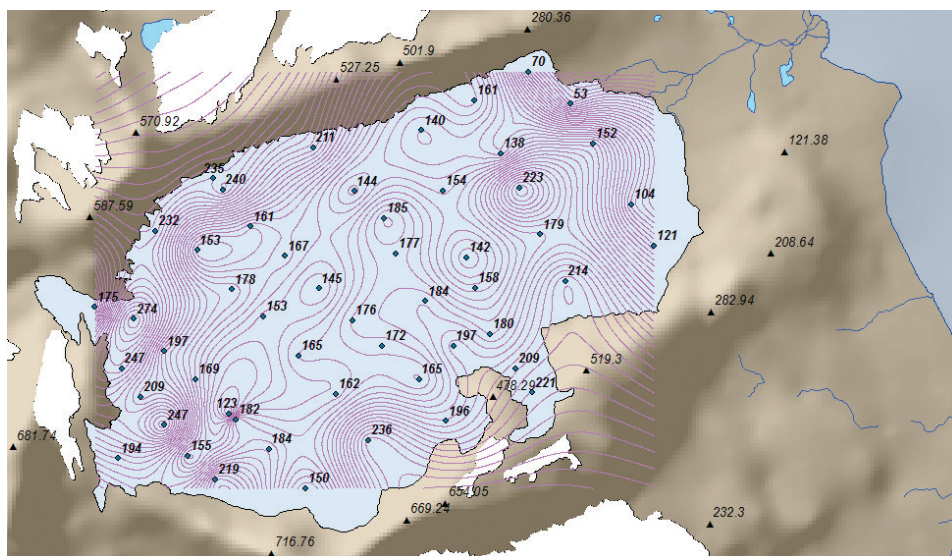


Рис. 3.2.2. Распределение толщины снежного покрова (см) на леднике Альдегонда по данным съёмки за 2015 г. (Изучение..., 2015; Исследование..., 2015).

покрова к бортам ледника. Однако в некоторые годы измерения выявили более пёструю картину (рис. 3.2.2).

Неравномерным является и распределение запасов воды в снежном покрове, что связано, помимо мощности снега, с вариациями его плотности, которая в разные годы была однородной или увеличивалась вверх по леднику. Значительное влияние на значения плотности и, следовательно, на величину запаса воды в снеге оказывали число и толщина ледяных прослоев, зависящих от особенностей метеорологических условий снегонакопления (оттепели, ветры и т. п.). В некоторые годы благодаря этим

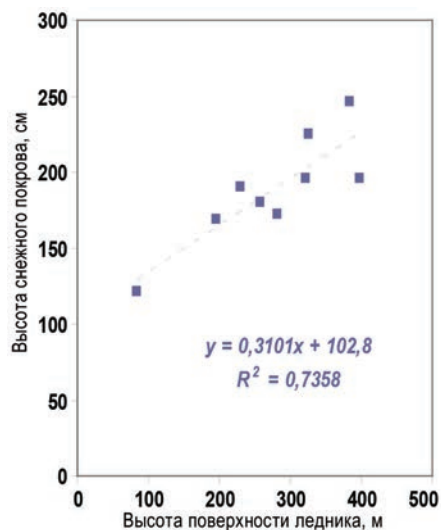


Рис. 3.2.3. Зависимость высоты снежного покрова от абсолютной высоты поверхности ледника Западный Грэнфёрд по данным съёмки за 2007 г. (Изучение..., 2007).

**Результаты снегомерных наблюдений на ледниках Альдегонда,
Восточный и Западный Грэнфьорд**

Период	Альдегонда			Западный Грэнфьорд			Восточный Грэнфьорд		
	h_c , см	ρ_c , г/см ³	Q , мм	h_c , см	ρ_c , г/см ³	Q , мм	h_c , см	ρ_c , г/см ³	Q , мм
30 апреля — 2 мая 2003 г.	130	—	—	—	—	—	—	—	—
Апрель 2004 г.	124	—	—	—	—	—	—	—	—
12—14 апреля 2005 г.	194	0,339	658	177	0,329	545	—	—	—
26 апреля — 14 мая 2006 г.	153	0,467	715	—	—	—	—	—	—
15 апреля — 4 мая 2007 г.	184	0,467	859	178	0,398	708	—	—	—
Апрель 2008 г.	200	0,390	780	—	—	—	—	—	—
22 апреля 2009 г.	168/180	0,368	669	—	—	—	—	—	—
27 апреля — 7 мая 2010 г.	180/180	0,432	777	193/196	0,430	841	—	—	—
18—30 апреля 2011 г.	195/195	0,404	786	194/195	0,410	793	157/157	0,430	682
19 апреля — 4 мая 2012 г.	183/184	0,438	815	174/174	0,426	741	166/167	0,430	719
15—28 апреля 2013 г.	—	—	—	—	—	—	129/135	0,304	378
7—25 апреля 2014 г.	174/174	0,367	627	182/182	0,374	666	—	—	—
31 апреля — 5 мая 2015 г.	177	0,433	766	181	0,437	791	—	—	—

Примечания: 1. В ряде случаев значения высоты снежного покрова приведены без учета ледяной корки (числитель) и с ее учетом (знаменатель). 2. h_c — средняя высота снежного покрова; ρ_c — средняя плотность снега; Q — средний запас воды в снежном покрове.

прослоям запас воды в снежном покрове оказывался больше, чем в другие годы, при меньшей мощности снежного покрова. В целом многолетние наблюдения на леднике Альдегонда выявили межгодовую изменчивость среднего запаса воды в снежном покрове в пределах 627—859 мм при отсутствии явной тенденции увеличения или уменьшения этого значения для последней декады.

Неоднократные снегомерные наблюдения на ледниках Западный и Восточный Грэнфьорд выявили в целом более плавное распределение по их поверхности высоты снежного покрова (рис. 3.2.3) и его плотности (с увеличением снизу вверх с нарастанием абсолютных отметок) по сравнению с ледником Альдегонда. Для ледника Западный Грэнфьорд это, вероятно, связано с наличием области накопления выше сезонной снеговой границы и расширенной срединной частью ледника, что снижает влияние склонов на характер снегонакопления. Более прост и рельеф поверхности обоих ледников.

Диапазон изменения измеренных в ходе снегомерных наблюдений значений среднегодового запаса воды в снежном покрове на ледниках Западный и Восточный Грэнфьорд более широкий, чем в случае ледника Альдегонда (табл. 3.2.1). В целом можно отметить, во-первых, сравнимые значения этого параметра для ледников Западный Грэнфьорд и Альдегонда и, во-вторых, стабильно более низкие значе-

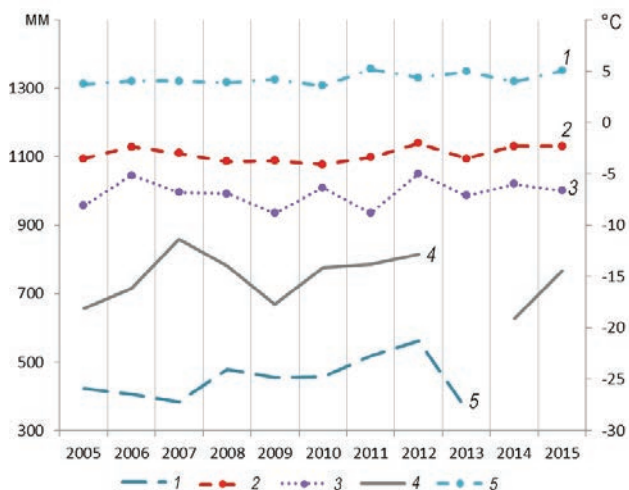


Рис. 3.2.4. Ход изменений запасов воды в снежном покрове ледника Альдегонда и метеорологических параметров, измеряемых на станции Баренцбург, за 2005—2015 гг. 1 — количество осадков (мм) за холодный период (октябрь — май); 2 — средний запас воды (мм) в снежном покрове ледника; 3 — среднегодовая температура воздуха (°C); 4 — средняя температура воздуха (°C) за холодный период (октябрь — май); 5 — средняя температура воздуха (°C) за тёплый период (июнь — сентябрь).

ния, зарегистрированные на леднике Восточный Грэнфьорд в годы совместных наблюдений на ледниках. При этом на поверхности ледника Западный Грэнфьорд с максимальными отметками высоты (зона накопления) значение этой величины часто превышало все измеренные в районе (Изучение..., 2011; Изучение..., 2012).

Сравнение межгодовой изменчивости запасов воды в снежном покрове ледника Альдегонда, годовых сумм твёрдых осадков за холодный период снегонакопления, значений средней температуры воздуха за холодный период и среднегодовых значений температуры воздуха (по данным ГМО «Баренцбург») показывает отсутствие прочных связей и взаимной зависимости перечисленных параметров (рис. 3.2.4). Это может быть обусловлено методическими причинами, и в частности неудачным положением метеостанции в пос. Баренцбург и низкой репрезентативностью измеряемых на ней значений метеорологических параметров для анализа процессов снегонакопления на ледниках района. Естественной причиной может служить большая роль в процессах накопления и метаморфизма снега таких факторов, как ветровой перенос и перераспределение снега (в том числе с окружающих ледник склонов), различия в фактической продолжительности холодного периода, периодическое выпадение и консервация в снежной толще жидких атмосферных осадков и т.п.

В ходе летнее-осенних масс-балансовых гляциологических исследований были выявлены особенности хода абляции и наличие значительных межгодовых изменений величины убыли массы ледника Альдегонда. Результаты наблюдений свидетельствуют о неравномерном таянии ледниковой поверхности при соблюдении основной тенденции уменьшения абляции с увеличением высоты. Иллюстрацией может служить распределение величины суммарной абляции на точках измерений в 2015 г. (рис. 3.2.5). Наиболее удалены от линии тренда точки № 16 и 10, расположенные на языке и крае ледника и, соответственно, близкие к морене. Район точки

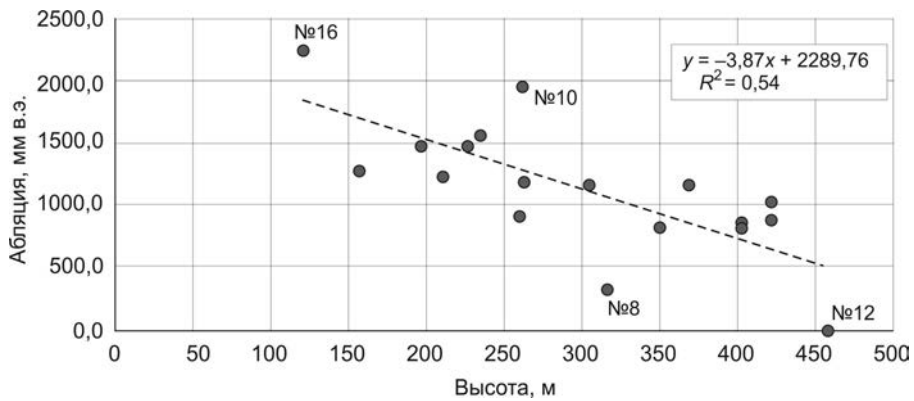


Рис. 3.2.5. Высотное распределение величины суммарной абляции на леднике Альдегонда по данным за 2015 г. (Изучение..., 2015; Исследование..., 2015).

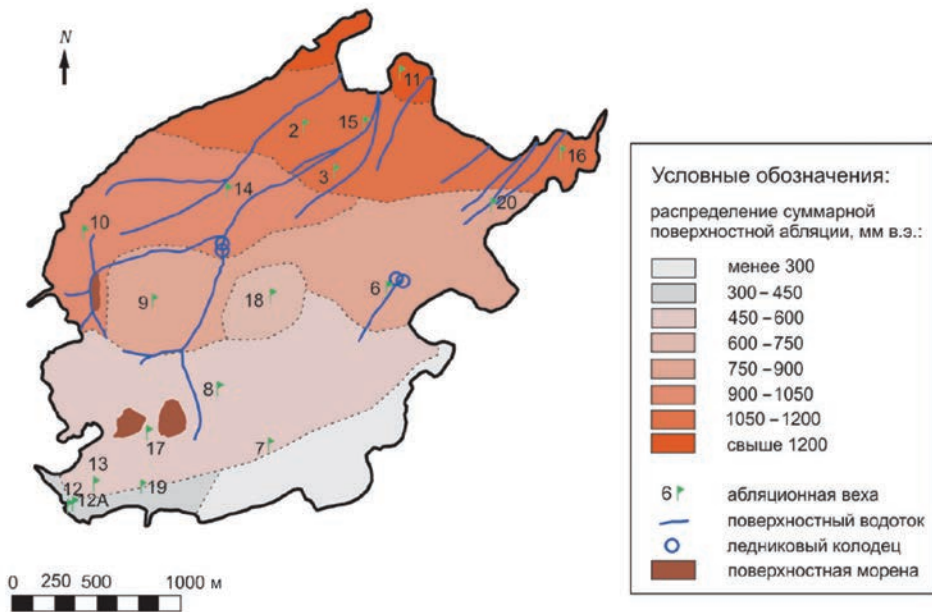


Рис. 3.2.6. Схема распределения суммарной абляции на поверхности ледника Альдегонда по данным за 2014 г. (Изучение..., 2014; Исследование..., 2014).

№ 8 был подвержен наименьшему таянию. Рейка № 12 не вытаяла за сезон — она располагается на высоте 458 м и является самой высокой точкой.

Пространственное распределение суммарной поверхностной абляции представлено на рис. 3.2.6, из которого следует тенденция уменьшения её значений в целом с северо-востока на юго-запад ледника.

Ход абляции в течение каждого сезона был неравномерен и зависел, прежде всего, от температуры воздуха и количества осадков в виде дождя. Так, в 2014 г. максимальная среднесуточная поверхностная абляция (26 мм в.э. в день) была зарегистрирована с 4 по 10 августа, когда наблюдался максимум среднесуточной тем-

Динамика абляции на леднике Альдегонда в 2015 г. по периодам наблюдений

Период	Число дней	Средняя абляция, мм в.э.	
		за период,	за день
22.07 — 24.08 2015 г.	33	851,8	25,81
24.08 — 10.09 2015 г.	17	54,5	3,21
10.09 — 15.09 2015 г.	5	37,5	7,50

пературы за всё лето (9 °С) и отсутствовали атмосферные осадки (Изучение..., 2014; Исследование..., 2014). Незначительное повышение температуры воздуха, совпадающее с выпадением дождевых осадков, может инициировать активное таяние на леднике даже в сентябре, что было зарегистрировано, например, в 2015 г. (табл. 3.2.2) (Изучение..., 2015; Исследование..., 2015). В целом максимальное таяние на леднике приходится на конец июля — август.

Безусловно, главным фактором, определяющим ход таяния и годовые потери льда, является межгодовая изменчивость климатических условий. Так, по сравнению с 2009 г. в 2014 г. снежный покров с ледника сошёл позже, в результате чего период абляции начался в конце июля и она происходила менее интенсивно. Максимальная среднесуточная абляция в 2014 г. была на 11 мм меньше и пришлась на первую неделю августа, а не на конец июля, как в 2009 г. Среднее значение среднесуточной абляции в 2014 г. составило 17 мм в.э. за 41 день, а в 2009 г. — 24 мм в.э. за 36 дней. Если для 2009 г. характерно скачкообразное изменение среднесуточной абляции с несколькими пиками, то в 2014 г. изменения были плавные с одним пиковым интервалом (рис. 3.2.7). Таяние ледниковой поверхности в 2014 г. произошло на 10 дней позже.

Межгодовая изменчивость климатических условий абляции и упомянутые выше особенности её хода обусловили существенные различия значений суммарных потерь массы ледника Альдегонда за годы наблюдений (табл. 3.2.3). Вместе с тем проведённые исследования указывают на постоянную убыль льда на леднике Альдегонда.

Постоянная потеря льда зарегистрирована в ходе исследований в 2014—2015 гг. и на леднике Западный Грэнфьорд (см. табл. 3.2.3). Максимальные значения стаявшей массы льда, так же как и на леднике Альдегонда, приходится на конец июля — август. В целом ледник Западный Грэнфьорд характеризуется более равномерным сезонным и высотным таянием, чем ледник Альдегонда (рис. 3.2.8), что связано, вероятно, с простираем ледника Западный Грэнфьорд с юга на север и меньшим влиянием бортов долины на распределение солнечной радиации по его поверхности.

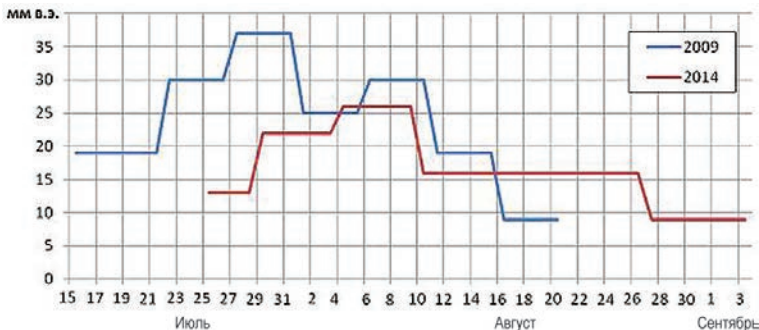


Рис. 3.2.7. Среднесуточная абляция (мм в. э.) по периодам в 2009 и 2014 гг.

Показатели абляции и расхода массы ледников

Ледник	Период наблюдений	V млн м ³	$\text{grad}A_h$ мм в.э. на 100 м	A_n мин./макс./сред., мм в.э.
Альдегонда	19 августа—16 сентября 2008 г. (29 дней)	2,87	—130	100/637/409
Альдегонда	15 июля—20 августа 2009 г. (36 дней)	8,95	—	387/1286/757
Альдегонда	7 августа—9 сентября 2010 г. (33 дня)	—	—178	90/495/264
Альдегонда	25 июля—21 сентября 2014 г. (41 день)	5,31	—300	211/1302/754
Западный Грэнфьорд	22 июля—26 сентября 2014 г. (66 дней)	—	—427	0/1512/659
Альдегонда	22 июля—15 сентября 2015 г. (55 дней)	7,36	—	324/2241/1200
Западный Грэнфьорд	25 июля—12 сентября 2015 г. (49 дней)	—	—	0/2718/1109

Примечание. V — суммарная потеря объема ледника за балансовый год; $\text{grad}A_h$ — величина высотного градиента суммарной абляции за сезон; A_n — поверхностная абляция за период наблюдений.

Значение высотного градиента суммарной абляции в сезоне 2014 г. составило 427 мм в.э. на 100 м, что заметно больше, чем на леднике Альдегонда. Возможно, это объясняется более низким по сравнению с ледником Альдегонда расположением фронта ледника (ниже 100 м) и его интенсивным таянием, а также наличием зоны аккумуляции в верховьях ледника (на высоте 450—600 м). Таким образом, несмотря на более высокие значения суммарной абляции в нижней точке наблюдений на леднике Западный Грэнфьорд (см. табл. 3.2.3), процесс и объемы поверхностной абляции для исследуемых ледников должны быть схожи.

Измеренные масс-балансовые характеристики ледников позволяют оценить современное состояние оледенения в районе пос. Баренцбург за последнее десятилетие и путем сравнения с предшествующими данными выявить особенности мультидекадного развития этого оледенения. Результаты исследований показывают, что главной отличительной чертой оледенения района в последнем десятилетии является его постоянная деградация: во все годы выявлена существенная убыль массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд (см. табл. 3.2.3). Такая тенденция наблюдается с прошлого века: долинные ледники Западного Шпицбергена с 1936 до 2003 г. испытывали сокращение, в ходе которого осредненное значение понижения поверхности составило 0,64 и 0,47 м/год для ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд соответственно, а средний отрицательный баланс массы ледника Альдегонда был равен 860 мм в.э. (Мавлюдов и др., 2012; Мавлюдов, 2006). В период 1966—1990 гг. потери слоя льда для ледника Альдегонда составили 40—130 см (400—1300 мм), а для ледника Западный Грэнфьорд — 100—1400 мм (Мавлюдов, 2006; Etzelmuller and Sollid, 1996). В соответствии с данными за последние годы (см. табл. 3.2.3) годовое значение убыли слоя льда на леднике Альдегонда колебалось от 264 до 1200 мм в.э. при осредненном значении за пять масс-балансовых лет 720 мм в.э.; на леднике Западный Грэнфьорд в 2013—2014 и 2014—2015 балансовых годах среднее

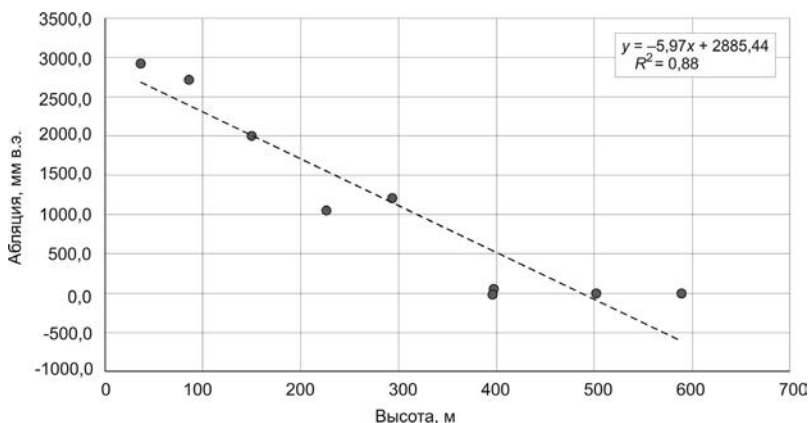


Рис. 3.2.8. Высотное распределение величины суммарной абляции на леднике Западный Грэнфьорд.

значение убыли слоя льда составило 659 и 1109 мм в.э. соответственно. Таким образом, измеренные в последние годы значения абляции и расходной составляющей ледников района находятся в целом в пределах многолетних значений.

Условия сокращения оледенения в районе пос. Баренцбург в течение последнего десятилетия имеют и физико-математическое обоснование. Результаты расчётов эквивалентной толщины снега, при которой абляция ледников компенсируется твёрдыми осадками, показали, что при толщине снежного покрова 2,5 м абляция ледника Альдегонда компенсируется твёрдыми осадками при средней температуре воздуха в тёплый период 3,7 °С (Осокин и др., 2010). Как видно из табл. 3.2.1 и рис. 3.2.2, мощность снежного покрова на леднике в последнем десятилетии редко достигала 2,0 м, тогда как средняя температура тёплого периода превышала 4,0 °С, что служит предпосылкой для преобладания процессов абляции и убыли льда над его приростом. Свидетельством тенденции деградации ледников района является изменение высоты положения снеговой границы, результаты изучения которой будут приведены ниже. В целом если в 1980-х годах граница питания на леднике Альдегонда располагалась на высоте около 350—400 м (Гляциология Шпицбергена, 1985), то сейчас практически вся поверхность ледника находится в области абляции.

Наряду с этим существуют межгодовые вариации убыли льда на ледниках района залива Ис-фьорд, указывающие на периодическую смену характера и активности сокращения местного оледенения. Так, в нижней части ледника Альдегонда, на высоте 179 м над ур. м., в 2004 г. стаяло 222 см льда, а в 2010 г. — 158 см, т. е. наблюдалось замедление таяния льда во времени. В верхней части ледника, на высоте 432 м над ур. м., в 2004 г. стаял 121 см льда, а в 2010 г. — 28 см (уменьшение примерно на 77 % за 7 лет). Из этих показателей был сделан вывод, что в период 2004—2010 гг. таяние в нижней части ледников Земли Норденшельда изменилось незначительно, а в их верхней части произошло заметное сокращение таяния льда (Мавлюдов и др., 20012). Результаты измерений на леднике Альдегонда в 2014 и 2015 гг. (Изучение..., 2014; Исследование..., 2014; Изучение..., 2015; Исследование..., 2015) указывают на то, что на высоте около 180 м стаяло около 104 и 140 см соответственно (продолжение уменьшения объёмов таяния), тогда как на высоте

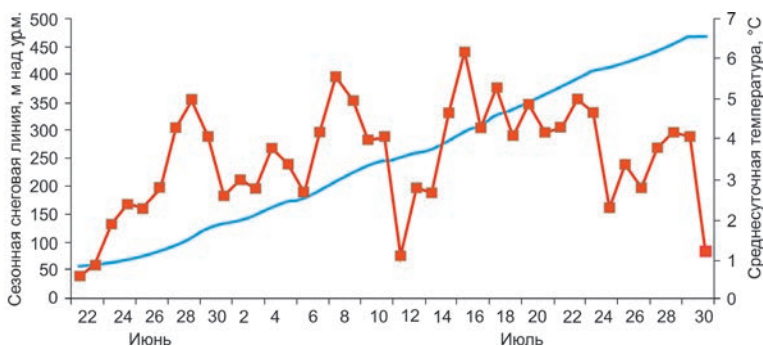


Рис. 3.2.9. Восстановленное отступление сезонной снеговой линии и ход среднесуточной температуры воздуха ($T_{\text{ср}}$ °C) на леднике Альдегонда в 2014 г.

около 430 м стаяло около 42 и 44 см соответственно (уменьшение объёмов таяния по сравнению с 2004 г., но увеличение по сравнению с 2010 г.). Таким образом, в целом подтверждается предположение о возможном уменьшении интенсивности таяния и убыли ледников в течение последнего десятилетия.

Летние масс-балансовые исследования на ледниках были дополнены наблюдениями за процессами абляции. Наблюдения за динамикой высотного положения снеговой линии на леднике Альдегонда, выполненные в 2009, 2014 и 2015 гг., показали её подъём в ходе абляции в конце июля — августе до высоты 450—455 м, что свидетельствует о практически полном отсутствии на леднике очевидной области питания. В соответствии с данными за 2014 г. ледник начал освобождаться от снега 9 июля, к 13 июля снеговая линия поднялась до отметки 252 м, к 19 июля — до отметки 350 м, а к 29 июля — до высоты 450 м. Выше снег сохранился только на крутых теневых склонах южной и юго-западной экспозиции. С использованием данных визуальных наблюдений была получена линейная зависимость высоты снеговой линии от суммарной температуры воздуха, взятой с метеостанции ГМО «Баренцбург» (75 м) и приведённой к средней высоте ледника Альдегонда (275 м) с использованием температурного градиента $-1,28\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Изучение..., 2009). Как видно из рис. 3.2.9, подъём снеговой линии в ходе сезона весьма равномерен, что согласуется с данными визуальных наблюдений. При восстановлении хода снеговой линии не учтено влияние летних атмосферных осадков, поэтому можно судить только о качественных итогах построения графика.

Согласно результатам наблюдений за 2014 и 2015 гг., на леднике Западный Грэнфьорд снеговая линия также поднималась в конце июля — августе до отметок 440—450 м, что объясняется его близостью к леднику Альдегонда. На леднике Бертиль (пос. Пирамида) снеговая линия в конце сезона абляции в 2014 г. достигла высоты 520—550 м, что свидетельствует о более тёплых климатических обстановке и иных условиях снеготаяния в данном районе.

В ходе наблюдений за поверхностной гидрологической сетью на леднике Альдегонда в 2002—2003, 2008 и 2014 гг. были составлены схемы водотоков. Сравнение схем выявило существенное изменение рисунка сети (рис. 3.2.10), увеличение длины наиболее врезанных русел первого порядка с образованием магистрального водотока, уменьшение числа активных колодцев, смещение основного объёма стока на северо-западную, солнечную сторону ледника одновременно с резким сокращением

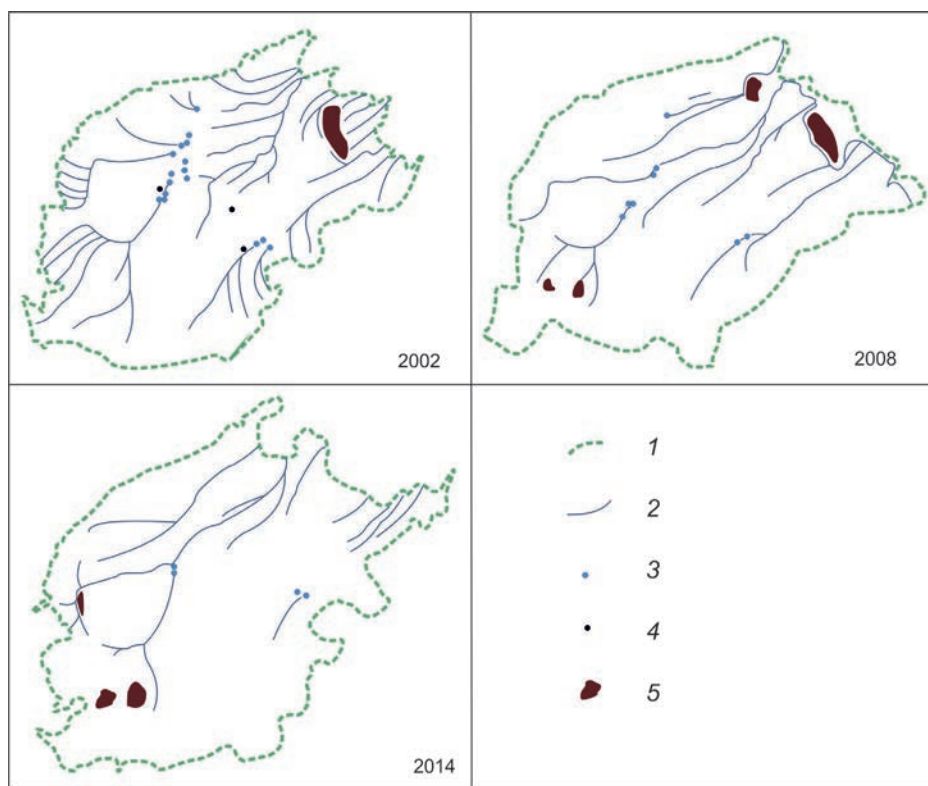


Рис. 3.2.10. Схемы поверхностных водотоков на леднике Альдегонда в 2002, 2008 и 2014 гг.

1 — очертания ледника Альдегонда, 2 — поверхностные водотоки, 3 — ледниковые колодцы, 4 — заросшие ледниковые колодцы (на схеме за 2002 г.), 5 — положительные формы рельефа — выходы коренных пород и морены на поверхность.

на теневой стороне числа водотоков. Такие направленные многолетние изменения могут быть связаны с сокращением ледника в современных климатических условиях, ведущих к преобразованию рельефа его ледяной поверхности, и усилением зависимости стока от микроклиматических условий (например, степени затенённости различных частей ледника бортами долины).

Экспериментальное исследование в 2006 г. внутрiledниковой дренажной системы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд указало на сложные пути прохождения через ледниковые толщи талых вод с их перераспределением и, возможно, аккумуляцией в подледниковых/внутрiledниковых полостях. Была отмечена вероятность значительной межгодовой изменчивости этой системы, что согласуется с результатами съёмки поверхностной гидрологической сети на леднике Альдегонда.

Изучение приледниковых наледей (ледники Альдегонда, Тавле, Тунге, Восточный и Западный Грэнфьорд) показало, что их размеры варьируют в следующих пределах: длина 60—600 м, ширина 30—400 м, мощность 0,5—4,0 м. Вертикальная структура наледей неоднородна: число слоёв в них составляет от 3 до 12; слои имеют разную толщину и представлены кристаллами округлой и игольчатой формы. Такая неоднородность вертикального строения указывает на формирование льда водами различного генезиса в многократно и резко меняющихся в течение одного

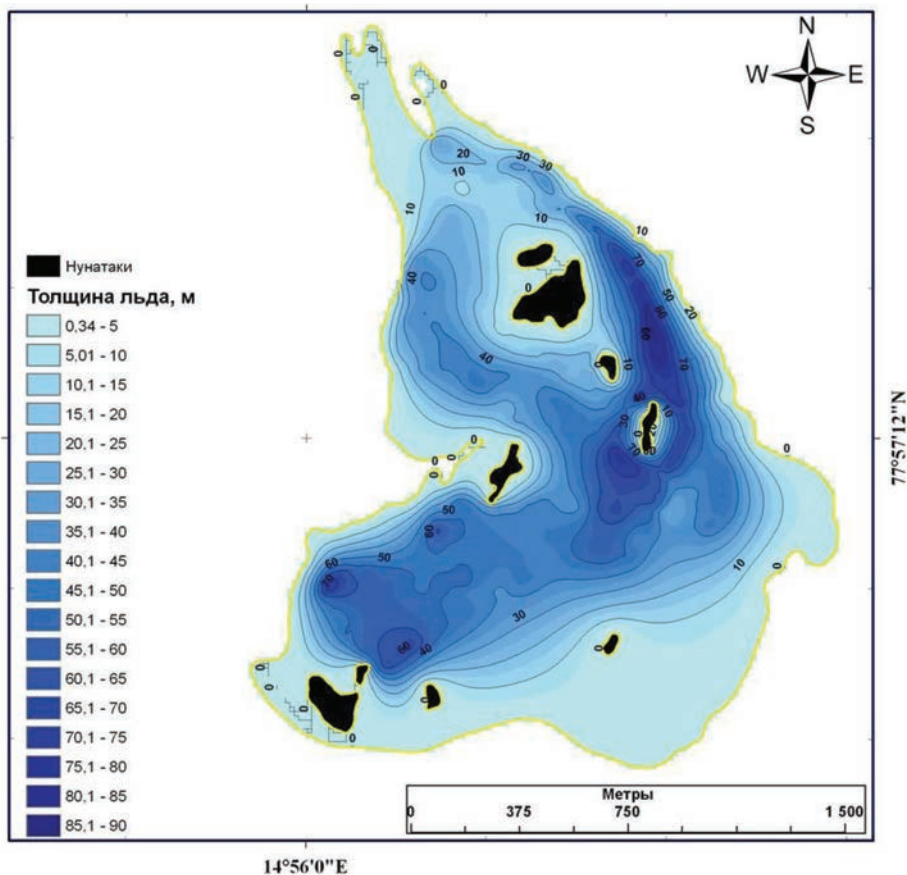


Рис. 3.2.11. Толщина льда ледника Тунге (Изучение..., 2011).

года метеорологических условиях, так как все изученные наледы ежегодно исчезают к концу сезона таяния. Вероятно, поэтому анализ проб из наледей не выявил связи между их строением и минерализацией, с одной стороны, и температурным режимом, с другой стороны.

Исследования характеристик теплового баланса и турбулентного обмена на поверхности ледника Альдегонда выполнялись в 2004, 2005 и 2010 гг. и дали разнообразные результаты. Градиентные наблюдения позволили отметить инверсионное распределение температуры воздуха над ледником с высотой, которое является типичным над снежной поверхностью. Наблюдения на леднике в апреле показали, что температура снежного покрова на протяжении почти всего периода понижается приблизительно от $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 5 см до $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 50 см, что соответствует потоку тепла от поверхности в глубь снежного покрова. Исключение составляет распределение температуры снежного покрова во время резкого повышения температуры воздуха, начавшегося 26 апреля 2004 г. Это может объясняться вертикальной структурой снежного покрова в точке наблюдений: примерно на глубине 30 см в снежном покрове находилась ледяная корка, которая задерживала поступающие сверху тающие воды, вследствие чего

температура снежного покрова на данном горизонте оказалась близка к температуре таяния воды.

Суммарный поток тепла на глубине 30 см в центральной части ледника Альдегонда составляет 1,5—2,0 Вт/м²; аналогичные значения получены в прибрежной зоне. Однако после резкого повышения температуры воздуха с 27 апреля суммарный поток тепла возрос примерно на порядок. В апреле направление результирующего потока в течение периода наблюдений неоднократно меняло знак: поток тепла в глубь снежного покрова достигал 60 Вт/м², поток тепла от снежной поверхности к атмосфере составляет 39 Вт/м² (наибольшее значение). В июле — августе результирующий поток тепла в течение всего периода наблюдений направлен от атмосферы к ледяной поверхности и изменяется в пределах от 90 до 220 Вт/м².

В результате актинометрических наблюдений на леднике Альдегонда в 2007 г. была установлена картина пространственного распределения альbedo в диапазоне длин волн 0,3—3,0 мкм. Она показывает существование на поверхности ледника в период таяния устойчивых зон с наименьшим значением альbedo 10—15 % в областях, прилегающих к конечной морене и южному борту ледника; в северной части ледника альbedo достигает 70 %. Подобное распределение влияет на количество поглощённой солнечной радиации и, следовательно, на величину таяния ледника в поверхностном слое. Альbedo в диапазоне 0,4—0,7 мкм на слабозагрязнённых участках ледника, как правило, оказывалось выше, чем альbedo во всем коротковолновом диапазоне. На загрязнённых участках соотношение становится обратным, и это, вероятно, свидетельствует о степени отличия рассматриваемых отражающих поверхностей от ламбертового отражения. В целом исследования показали присутствие значительных пространственно-временных вариаций альbedo на поверхности ледника в течение как суток, так и сезона, что необходимо учитывать при верификации снимков ИСЗ высокого и среднего разрешения.

Итогом радиолокационных исследований 2011 г. стало определение толщины льда и внутреннего строения ледников Тунге и Гледичфонна (Изучение..., 2011). Из рис. 3.2.11 видно, что максимальной толщины (88 м) ледник Тунге достигает в своей средней части, около правого борта, а в верхней части значения толщины льда достигают 70 м. Для самой южной части ледника характерны очень большой уклон и, скорее всего, незначительная мощность льда. На большинстве профилей радиозондирования в леднике обнаружены внутренние отражения от границы раздела холодный лёд — тёплый лёд. В юго-западной части ледника мощность тёплого льда достигает 60 м, т. е. практически вся толща ледника здесь находится при температуре плавления льда; тёплый придонный слой льда приурочен также к понижениям в коренном рельефе, где его толщина достигает 15—30 м. Ледник Гледичфонна, максимальная толщина льда которого превышает 60 м при средней мощности 33,7 м, имеет однослойную структуру; отсутствие внутренних отражений говорит о его холодном термическом состоянии.

Экспериментальные исследования акустических свойств абляционного слоя ледника Альдегонда в 2011 г. позволили выявить формы сигналов АЭ, отличных от известных в механике разрушения конструкционных материалов, и разработать полевой метод частотно-амплитудного анализа сигналов АЭ с применением измерительной акустической линии с рабочим диапазоном частот 15—20 кГц. Впервые были записаны амплитудно-частотно-временные спектрограммы сигналов АЭ в этом диапазоне частот

в абляционном слое ледника при интенсивном солнечном потоке и высокой температуре воздуха, а также при отсутствии прямого солнечного воздействия и более низкой температуре воздуха. В ходе работ были определены толщина, микроструктурные особенности и прочностные параметры абляционного слоя, оценено влияние этого слоя на характеристики сигналов АЭ. Кроме того, были выполнены серии экспериментов по физическому моделированию источников сигналов АЭ в леднике.

В целом результаты исследований показали возможность применения нового метода для изучения деформационных процессов, сопровождающихся нарушениями ледникового тела и развитием трещин.

ВЫВОДЫ

Многолетние комплексные гляциологические исследования ФГБУ «АНИИ» позволили собрать за последнее десятилетие обширный массив разнообразных данных и выявить характеристики состояния, изменения и строения ледников в районе пос. Баренцбург (о-в Западный Шпицберген).

Масс-балансовые измерения и наблюдения на ледниках рассматриваемого района позволили получить следующие результаты.

1. Изменения среднегодовых значений запасов воды в снежном покрове ледников района в период 2003—2015 гг. происходили в пределах 627—859 мм в.э. Выявлено отсутствие связи этих значений с метеорологическими параметрами, что может быть обусловлено как методической причиной, так и естественными факторами: ветровым переносом и перераспределением снега; различиями фактической продолжительности холодного периода; периодическим выпадением и консервацией в снежной толще жидких атмосферных осадков и т. п.

3. Годовое значение убыли слоя льда на леднике Альдегонда за вышеуказанный период колебалось между 264 и 1200 мм в.э. (при осредненном значении за пять масс-балансовых лет 720 мм в.э.). На леднике Западный Грэнфьорд в 2013—2015 балансовых годах среднее значение убыли слоя льда составило 659 и 1109 мм в.э. Эти данные о расходной составляющей ледников района находятся в целом в пределах многолетних значений, что подтверждает сохранение тенденции сокращения оледенения района. Вместе с тем данные масс-балансовых измерений за 2010—2015 гг. на леднике Альдегонда в целом подтверждают предположение о возможном уменьшении интенсивности таяния и убыли ледников в течение последнего десятилетия.

Наблюдения за процессами абляции в вышеуказанный период показали следующее.

1. Абсолютная высота снеговой линии на леднике Альдегонда за период с 2003 до 2015 г. сместилась вверх до высоты 450—455 м над ур. м., что свидетельствует о практически полном отсутствии на леднике очевидной области питания, т. е. подтверждает выводы масс-балансовых наблюдений о тенденции к сокращению тех ледников района, область питания которых находится ниже 450 м над ур. м.

2. Многолетние изменения поверхностной гидрологической сети на леднике Альдегонда и дренажной системы ледника свидетельствуют о его сокращении в современных климатических условиях, ведущих к преобразованию рельефа ледяной поверхности и росту зависимости стока от микроклиматических условий.

3. Исследования пространственного распределения альbedo, характеристик теплового баланса и турбулентного обмена на леднике Альдегонда свидетельствуют о наличии значительных пространственно-временных вариаций альbedo и сопря-

женных процессов на ледниковой поверхности (как в течение суток, так и в ходе сезонов абляции) в зависимости от загрязненности, освещенности, резкой смены метеорологических условий и других факторов, влияющих на состояние поверхности ледника и слоя таяния льда.

Результаты радиолокационных исследований и экспериментальных исследований акустических свойств абляционного слоя льда (АЭ) позволили:

— определить толщину льда и особенности внутреннего строения ледников Тунге и Гледичфонна (район пос. Баренцбург);

— определить толщину, микроструктурные особенности и прочностные параметры абляционного слоя льда, оценить влияние этого слоя на характеристики сигналов АЭ, выявить возможность применения нового метода для изучения деформационных процессов, сопровождающихся нарушениями ледникового тела и развитием трещин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гляциология Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 199 с.
- Зингер, Е.М., Михайлев В.И.* Аккумуляция снега на ледниках Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1967. Вып. 13. С. 86—100.
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2003» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2003. 214 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5513).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2004» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2004. 157 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5514).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2005» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2005. 157 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5547).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2006» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2007. 210 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-560).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2007» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2007. 164 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5637).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2008» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2008. 191 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5731).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2009» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2009. 237 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-5833).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2010» / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2010. 157 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6004).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2011» / Отчет о НИР (рук. Л.М. Савадюгин). СПб, 2011. 202 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6005).
- Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР (итоговый за 2012 г.) / Отчет о НИР (науч. рук. темы Л.М. Савадюгин). СПб, 2012. 235 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6059).

Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР (итоговый за 2013 г.) / Отчет о НИР (науч. рук. темы Л.М. Саватюгин). СПб, 2013. 146 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6137).

Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР (итоговый за 2014 г.) / Отчет о НИР (науч. рук. темы Л.М. Саватюгин). СПб, 2014. 156 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6290).

Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР (итоговый за 2015 г.) / Отчет о НИР (науч. рук. темы Л.М. Саватюгин). СПб, 2015. 187 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6289).

Исследование многолетних изменений гидрометеорологического режима и состояния природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (промежуточный за 2014 г.) / Отчет о НИР (отв. исп. Л.М. Саватюгин). СПб, 2014. 138 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6314).

Исследование многолетних изменений гидрометеорологического режима и состояния природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (промежуточный за 2015 г.) / Отчет о НИР (отв. исп. Л.М. Саватюгин). СПб, 2015, 182 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р-6315).

Исследования свойств снежного покрова в районе о. Зап. Шпицберген: отчет об экспедиции «Шпицберген-2002» (апрель — май 2002 г.) / Отчет о НИР (рук. С.М. Прямыков). СПб, 2002. 121 с. (Фонды ААНИИ, инв. № 0-3472).

Корякин В.С., Троицкий Л.С. Основные закономерности современного оледенения Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1969. Вып. 15. С. 101—110.

Кузьмин П.П. Метод контрольной (нормальной) снегосъемки // Труды ЗакНИГМИ. 1963. Вып. 13. С. 39—47.

Мавлюдов Б.Р. Состояние оледенения Шпицбергена в конце XX века // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 146—152.

Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 1 (91). С. 67—77.

Наставления гидрометеорологическими станциям и постам. Вып. 6. Ч. 2. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 266 с.

Оледенение Шпицбергена / Под. ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1975. 276 с.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Мавлюдов Б.Р., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Изменение условий существования ледников на архипелаге Шпицберген в начале XXI века / В сб.: Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Материалы международной научной конференции (Мурманск, 27—30 октября 2010 г.). Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 439—444.

Руководство по снегомерным съёмкам в горах. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 57 с.

Троицкий Л.С. Баланс массы ледников разных типов на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований. 1988а. Вып. 63. С. 117—121.

Троицкий Л.С. О балансе массы ледников Шпицбергена в 1985/86, 1986/87 и 1987/88 балансовых годах // Материалы гляциологических исследований. 1988б. Вып. 63. С. 194—197.

Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.

Мачерет Ю.Я., Берикашвили В.Ш., Василенко Е.В., Соколов В.Г. Широкополосный импульсный радар для зондирования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и системы. 2006. № 12. С. 2—8.

Etzelmüller B., Sollid J.L. Long-term mass balance of selected polythermal glaciers on Spitsbergen, Svalbard // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1996. V. 50. P. 55—66.

Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Pergamon, Oxford, 1994. 480 p.

3.3. ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА ШПИЦБЕРГЕНА И ЕЁ МОНИТОРИНГ НА КРИОСФЕРНОМ ПОЛИГОНЕ В БАРЕНЦБУРГЕ

Н.Э. Демидов, С.Р. Веркулич, В.Э. Демидов, Д.А. Соловьёва, С. Веттерих

Вечная мерзлота — важный компонент природной среды полярных районов, изменения которого во многом зависят от разномасштабных и разновременных перестроек в климатической системе атмосфера — океан и, в свою очередь, оказывают большое влияние на изменения рельефа, ландшафтов, водного баланса и других элементов земной поверхности. Проводимые в последние десятилетия наблюдения за реакцией мерзлоты на потепление климата в Северной полярной области в целом указывают на повышение среднегодовой температуры грунта, интенсификацию термокарста и термоабразии морских берегов, увеличение глубины сезонного оттаивания. Архипелаг Шпицбергена расположен в североатлантической зоне Арктики, поэтому мерзлота там наиболее чувствительна к изменениям в атмосфере и океане, а темпы изменения местных геокриологических условий одни из самых высоких среди арктических островов.

В настоящем разделе рассмотрены история и современный статус геокриологических исследований на Шпицбергене, приведён очерк мерзлотного строения архипелага, включающий и первые результаты исследований на криосферном полигоне Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ), даны рекомендации относительно дальнейших исследований на этом полигоне. Используются опубликованные работы отечественных и зарубежных исследователей, архивы Шпицбергенской партии Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) и Треста «Арктикуголь», а также результаты собственных экспедиционных работ авторов в составе экспедиций ААНИИ в 2016—2018 гг.

ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННЫЙ СТАТУС МЕРЗЛОТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ШПИЦБЕРГЕНА

Начало мерзлотным исследованиям на советских рудниках Шпицбергена положила практическая необходимость, когда с вечной мерзлотой столкнулись при проходке шахт, проектировании фундаментов и изыскании источников водоснабжения. В отличие от иностранных компаний, занимавшихся разработкой угля на Шпицбергене, советские геологи в 1930—1940-х годах подошли к решению этих вопросов с позиций уже сформированного к тому времени М.И. Сумгиным учения о вечной мерзлоте (Вечная мерзлота почв в пределах СССР, 1927). В 1935 г., т. е. всего три года спустя после приобретения у голландцев угольных участков, Шпицбергенская геологоразведочная экспедиция треста «Арктикуголь» начала проведение гидрогеологических исследований, в которых рассматривался широкий круг вопросов, связанных с мерзлотой (Зенков, 1935). Изучением мерзлоты Шпицбергена в советские годы занимались сотрудники НИИГА, СЕВМОРГЕО, ВСЕГИНГЕО, ИГ АН СССР и других производственных и научно-исследовательских организаций. Несмотря на спад объёма изыскательских и научно-исследовательских работ в 1990-е годы и одновременную активизацию норвежских геокриологических исследований, рудники Баренцбург и Пирамида остаются наиболее изученными в мерзлотном отношении районами на Шпицбергене.

На Баренцбургском месторождении было проведено колонковое бурение порядка 350 поисковых скважин на уголь глубиной до 700 м (План горных выработок ..., 2016). Бурение осуществлялось в три смены с применением для промывки соляного раствора большой концентрации (Карпов, 1946). В отдельных скважинах измерялась глубина нулевой изотермы термометрами, а также по замерзанию пресной воды (Зенков, 1935; Албул, 1947; Обидин, 1953; Обидин, 1958). Производились измерения температуры по стволам шахт и в шурфах. Данная сеть скважин позволила выявить закономерности положения нижней границы вечной мерзлоты в зависимости от рельефа местности и удаления от моря, получить температурные кривые, определить характерную глубину нулевых амплитуд и геотермический градиент. Шесть скважин на Баренцбургском месторождении, две на Пирамиде и одна на руднике Грумант были оборудованы для режимных наблюдений за температурой мерзлоты.

Проведение специализированных инженерно-геологических изысканий на руднике Пирамида было связано с тем, что посёлок располагается на мёрзлых четвертичных отложениях мощностью несколько десятков метров. В связи с неравномерной осадкой большая часть зданий, в том числе и 125-квартирный четырехэтажный жилой дом, построенный на свайном фундаменте с вентилируемым подпольем, имели деформации (Шеко и др., 1980). Для наблюдения за деформациями здания оснащались специальными реперами. Изучение температурного состояния мерзлоты было также необходимо для расчёта термостабилизаторов (на основе керосина), которыми были оснащены здания в посёлке.

В ранних отчётах также описаны мерзлотные процессы и явления (бугры пучения, наледи, морозобойные полигоны и т. д.). Значительный объём информации был получен по подземным водам, которые уже в отчётах 30-х годов в соответствии с классификацией Н.И. Толстихина были разделены на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Были изучены основные закономерности формирования мощности деятельного слоя в зависимости от гранулометрического состава отложений, ориентации склонов, абсолютных отметок поверхности, особенностей растительного и снежного покрова.

Криогенное строение мёрзлых четвертичных пород и подземные льды изучались Б.И. Втюриным в ходе экспедиций ИГ АН СССР 1987—1988 гг. Был сделан вывод о том, «что на Шпицбергене встречаются все типы, подтипы и виды криогенного строения, хотя масштабы их проявления существенно отличаются от других районов Арктики и Субарктики, особенно континентальных североазиатских» (Втюрин, 1989; Втюрин, 1990). С учетом грубозернистого характера отложений было выдвинуто предположение о том, что на Шпицбергене условия наиболее благоприятны для цементного типа льдообразования и менее благоприятны для сегрегационного и залежеобразного типов льдообразования.

Следует отметить, что работы Б.И. Втюрина относятся к немногочисленным опубликованным отечественным работам академического характера по изучению вечной мерзлоты Шпицбергена. основополагающей работой можно считать также работу сотрудника НИИГА Н.И. Обидина о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников Шпицбергена по результатам исследований 1952—1954 гг. (Обидин, 1958). Другие вышеупомянутые работы представляют собой в основном производственные отчёты, хранящиеся в архиве ПМГРЭ в Баренцбурге и в г. Ломоносове, а также в архивах Треста «Арктикуголь» в Баренцбурге и Москве.

История норвежских мерзлотных исследований на Шпицбергене подробно рассмотрена в работе Humlum et al. (2003). Поступление первых сведений о вечной мерзлоте связано с проведением Первого международного полярного года в 1882 г. и с началом разработки первых месторождений угля в 1898 г. До 1970-х годов исследователи изучали в основном отдельные явления, так или иначе связанные с мерзлотой: грунтовые льды, солифлюкцию, морозобойное растрескивание, сели, родники, ложе ледников и т. п. В 1977 г. была опубликована знаковая работа Лейстола (Liestøl, 1977), в которой систематизировались данные о мощности и термическом состоянии мерзлоты Шпицбергена. Основываясь на температурных замерах в шахтах, Лейстол оценил величину геотермического градиента для центрального Шпицбергена значением 2—2,5 °C/100 м. Также в упомянутой работе обсуждались вопросы пространственного распределения мёрзлых толщ, пинго и выходов на поверхность подмерзлотных вод. Вопросы существования субмаринной мерзлоты рассматривались в работах Gregersen and Eidsmoen (1988); Landvik et al. (1988). Подземные воды и их взаимосвязь с мерзлотой, в том числе в аспекте их практического использования, освещались в работах Haldorsen et al. (1996); Haldorsen and Heim (1999).

В 1978 г. Норвежский комитет по мерзлоте (Norwegian Committee on Permafrost) начал стационарные наблюдения за температурным режимом мёрзлых пород в скважинах глубиной 2 и 8 м в районе пос. Свеа (Bakkehoi and Bandis, 1988). По проекту Permafrost and Climate in Europe (PACE) в центральной части о-ва Западный Шпицберген в 1998 г. были произведены замеры температуры в скважине глубиной 100 м с целью палеотемпературных реконструкций (Isaksen et al., 2000). В 2007 г. были опубликованы результаты мониторинга в данной скважине, показавшие тренд на повышение температуры (Isaksen et al., 2007). С 1972 г. в районах мыса Линне и Калипсостранда проводятся регулярные замеры мощности сезонно-талого слоя (Christiansen et al., 2003).

Значительным импульсом для изучения вечной мерзлоты на Шпицбергене стал Международный полярный год 2007 г., в рамках которого был реализован проект TSP-Norway по бурению и обустройству под долговременный температурный мониторинг ещё четырех скважин глубиной от 5 до 40 м. Все скважины расположены



Рис. 3.3.1. Бурение скважины с помощью установки УКБ-12/25 в долине Грёндален в мае 2017 г. (фото В. Демидова).

в центральной и западной частях о-ва Зап. Шпицберген на удалении не более 60 км от Лонггйра (Christiansen et al., 2010).

Новый этап отечественных мерзлотных исследований связан с научно-исследовательской деятельностью ААНИИ. С 2016 г. в районе пос. Баренцбург стали регулярно проводиться работы отряда мерзловедов: рекогносцировка мерзлотно-геологических условий, обустройство криосферного полигона с заложением постоянных наблюдений за откликом вечной мерзлоты на изменения климата, бурение и отбор кернов мёрзлых отложений с целью выявления изменений природной среды Шпицбергена за последние десятки тысяч лет. Бурение осуществлялось отечественной установкой УКБ-12/25 «всухую», без промывки и продувки, что обеспечивает сохранение мёрзлого состояния кернов для их корректного литологического описания и предотвращения их химической и биологической контаминации (рис. 3.3.1). Незначительные масса и габариты используемого бурового оборудования позволили выполнить работы без ущерба для природной среды и нарушения почвенно-растительного слоя, которое могло бы привести к изменению температурного режима мерзлоты.

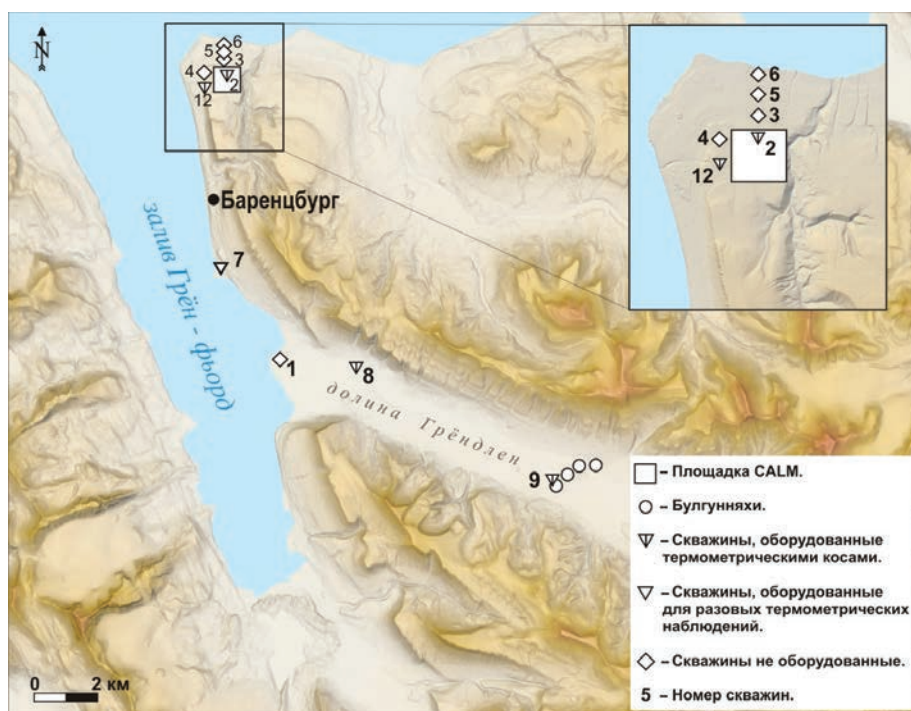


Рис. 3.3.2. Схема расположения пунктов мониторинга вечной мерзлоты на криосферном полигоне РНЦШ ААНИИ в районе Баренцбурга.

Криосферный полигон к настоящему моменту включает три термометрические скважины с постоянно действующими термометрическими косами для наблюдений за изменением температуры на глубине нулевых амплитуд; две скважины для разовых термометрических замеров; площадку мониторинга сезонно-талого слоя (СТС) с термометрической скважиной и автоматической метеостанцией, а также пункт мониторинга группы булгуньяхов (рис. 3.3.2).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЁРЗЛЫХ ПОРОД

Распространение мёрзлых пород на свободных от ледников участках является сплошным; субаэральная мерзлота занимает примерно 40 % площади архипелага. Сквозные талики имеют локальное распространение под руслами крупных рек и озёр, а также в местах разгрузки термальных вод в виде источников. Специфические вулканогенные талики есть на севере архипелага, где известны вулканические постройки возрастом несколько тысяч лет (Евдокимов, 2000). Наличие мёрзлых пород также прогнозируется под частью ледников (Leistol, 1976).

В целом вопрос о «холодном» и «тёплом» ложе ледников Шпицбергена пока недостаточно изучен. Считается, что в западной части архипелага господствуют тёплые ледники, под которыми существует сток талых вод, формирующий наледи и бугры пучения по периферии ледников (Основы геокриологии, 1998). Напротив, в восточной части архипелага ледниковые покровы более холодные, и под ними вероятность существования мерзлоты максимальна. В центральной части архипелага, возможно, имеет место сложная картина, когда под ледником могут присутствовать одновременно мёрзлые породы и талики, по которым идёт сток подледниковых вод.

Необходимо также учитывать, что субгляциальные талики могут появляться и исчезать, следуя за динамикой мощности ледника за достаточно короткие по геологическим меркам промежутки времени (Haldorsen et al., 2011). У южных и западных берегов Шпицбергена температура морской воды не превышает 6 °С, а на северных и восточных морских окраинах архипелага температура морской воды отрицательная (Основы геокриологии, 1998). Вопрос о наличии и распространении субмаринной криолитозоны в районе Шпицбергена, где ширина области континентального шельфа может достигать 50 км, остаётся открытым.

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ

Криогенное строение мёрзлых пород Шпицбергена формировалось на фоне тектонического поднятия и оледенения, способствовавших денудации рыхлых образований. Поэтому рыхлые образования на архипелаге имеют фрагментарное распространение, а на поверхности преобладают скальные породы, характеризующиеся низкой льдистостью и трещинными криогенными текстурами. Лёд в трещинах скальных пород был отмечен при проходке шахтных стволов в Груманте, Баренцбурге, Пирамиде и Свеа (Обидин, 1958).

Из рыхлых образований на Шпицбергене распространены в основном осыпные, солифлюкционные, ледниковые, морские, аллювиальные и озёрные отложения. Вдоль береговой линии тянется лестница морских террас высотой около 100 м. Меньшие площади занимают аллювий и озёрные отложения. Возраст рыхлых отложений в основном голоценовый, а их мощность редко достигает первых десятков метров. Все рыхлые образования Шпицбергена за исключением отдельных фаций морских отложений и озёрных осадков характеризуются грубозернистостью, что определяет преобладание цементного льдообразования над сегрегационным.

Для ледниковых отложений характерен синкриогенный тип промерзания, массивно-поровая криотекстура и ядра погребённого ледникового льда. Несмотря на грубозернистый состав аллювия Шпицбергена, именно пойменному аллювию свойствен сингенетический тип, шлировый подтип, сложный вид криогенного строения. К нему приурочены мелкие залежи повторножильного льда (Втюрин, 1989). Озёрные отложения промерзают как по синкриогенному сценарию, так и по эпикриогенному.

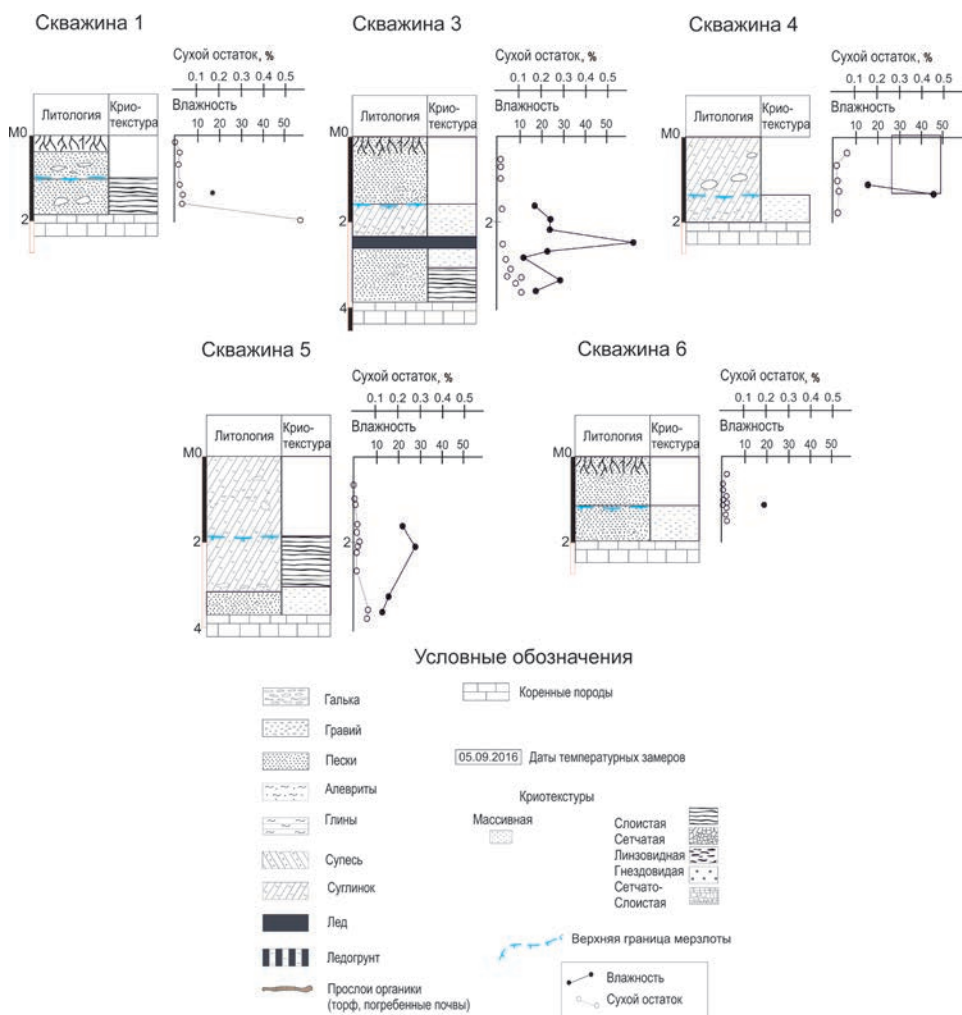


Рис. 3.3.3. Криолито­логи­че­ские колонки скважин 1, 3, 4, 5 и 6 с результатами определений сухого остатка водной вытяжки и влажности.

Морские отложения террас Шпицбергена Б.И. Втюрин относит в основном к эпигенетическому типу промерзания и реже к сложному (Втюрин, 1990). Криолито­логи­че­ское строение морских террас детально изучено в ходе бурения скважин на криосферном полигоне в Баренцбурге (см. рис. 3.3.2). Террасы характеризуются однотипным криолито­логи­че­ским строением (рис. 3.3.3), отражающим смену фа­циальной обстановки в процессе накопления отложений. Сверху залегают суглинки мощностью около 1,5 м, далее идёт гравийно-галечниковый грунт с тёмным песчано-илистым заполнителем и массивной криотекстурой, далее — мёрзлые глины с сетчатой и слоистой криотекстурой, включающие прослойки ледогрунта и льда мощностью до 20 см, далее — мёрзлый гравийно-галечниковый грунт с массивной криотекстурой, подстилаемый скальным основанием.

К настоящему моменту, основываясь на результатах проведенного в лаборатории РНЦШ ААНИИ химического анализа водной вытяжки отобранных кернов,

можно предположить, что отсутствие засоления в верхних пачках мёрзлых пород объясняется их оттаиванием и опреснением в голоценовый оптимум. Таким образом, геохимическая граница, на которой происходит переход от опреснённых отложений к засоленным, может являться маркером глубины протаивания во время голоценового оптимума. Соответственно, отложения, находящиеся выше геохимической границы, следует рассматривать как эпигенетически промёрзшие, тогда как нижележащие могут являться как эпигенетическими, так и сингенетическими.

На Шпицбергене довольно широко распространены залежеобразующие льды различного генезиса. Среди них отмечены как погребённые первично-поверхностные, главным образом ледниковые, льды, так и инъекционные льды в многолетних буграх пучения — булгунняхх и повторножильные льды. Есть данные, свидетельствующие о наличии в сингенетических тонкодисперсных породах Шпицбергена переходного слоя мощностью 0,2—0,3 м, приуроченного к кровле мерзлоты (Основы геокриологии, 1998). Для переходного слоя характерна высокая льдистость и сетчато-слоистые и атакситовые криотекстуры.

МОЩНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА МЁРЗЛЫХ ПОРОД

Мощность и температура мёрзлых пород архипелага изучены крайне ограниченно. Данные, полученные в советское время для районов рудников Баренцбург, Колсбей и Пирамида, а также исследователями в ходе выполнения научно-исследовательских работ (Баренцбург, мыс Линне, Нью-Олесунн, Адвентдален, Хорнсунн), касаются только западной и частично центральной части о-ва Зап. Шпицберген. Из теоретических соображений, главнейшими факторами, определяющими мощность мерзлоты на архипелаге, являются широтная зональность, высотная поясность, расстояние от берега и тепловой режим омывающих течений, наземное оледенение и аномалии теплопотока в разрывных нарушениях. Ещё первые исследователи вечной мерзлоты Шпицбергена (Зенков, 1935) отмечали важнейшую особенность

Таблица 3.3.1

Натурные и расчётные значения мощности многолетнемёрзлых пород (Основы геокриологии, 1998; Зенков, 1935)

Район	Геоморфологическое положение	Мощность, м
Рудники Адвентдален	Высокогорье	250—450
Ледник Ларс	Язык ледника толщиной 100 м (температура ложа $-2,4$ °C)	250
Ледник Фоксфолен о-в Медвежий	Температура ложа $-3,3$ °C на глубине 64 м	220 60—80
Рудник Пирамида	Голоценовые морские террасы с абс. отм. 25—50 м Водораздельное плато	100 300—500
Рудник Баренцбург	Вблизи моря на лайде Голоценовые морские террасы Водораздельные плато и хребты	8—30 100—120 300—450
Рудник Свеа	Морская лайда у берега Морская лайда в 200 м от берега Склон горы с абс. отм. 500 м	100 250 280
Лонгьир	Берег залива Горный хребет с отметкой 500 м Долина реки	100 450 200

геокриологического строения архипелага, заключающуюся в том, что мощность мерзлоты на востоке архипелага должна превышать мощность мерзлоты в его западной части вследствие уменьшения тепляющего эффекта Гольфстрима и западных воздушных потоков.

Согласно данным по буровым скважинам, на рудниках Баренцбург и Колсбей глубина залегания нулевой изотермы значительно варьирует. Измерения в скважинах Треста «Арктикуголь» в Баренцбурге дали следующие результаты: в скважине № 1 изотерма 0 °С находится на глубине 120 м, на расстоянии 4 км к северу в скважине № 13 переход через 0 °С наблюдался на глубине 175 м, буровая скважина № 235 глубиной 230,5 м оказалась целиком в зоне мерзлоты. В скважинах № 1 и 3 на Колсбее нулевая изотерма находится на глубине 97 м и 85 м соответственно. «Таким образом, нижняя граница вечной мерзлоты оказывается некоторой кривой поверхности с капризными подчас изгибами» (Зенков, 1935). Максимальная установленная по данным измерений в скважинах мощность мерзлоты к настоящему моменту выявлена на горном хребте Саркофаген у пос. Лонггир. Здесь в скважине № 3 на глубине 400 м температура составила –0,6 °С.

Среднегодовая температура пород на глубине нулевых амплитуд на Шпицбергене, помимо прочих факторов, находится в сильной зависимости от абсолютных отметок высоты и удалённости от моря. На свободных от оледенения участках среднегодовая температура мерзлоты в зависимости от широты и других факторов варьирует от –1 до –7 °С. Можно предположить, что самые низкотемпературные мёрзлые породы распространены на севере архипелага, где среднегодовая температура мерзлоты может понижаться до значений менее –10 °С (Основы геокриологии, 1998).

Температурные кривые для скважин на глубине ниже 10—15 м характеризуются выпуклостью в сторону отрицательных значений температуры, соответственно, абсолютные минимумы находятся ниже глубины нулевых амплитуд (рис. 3.3.4).

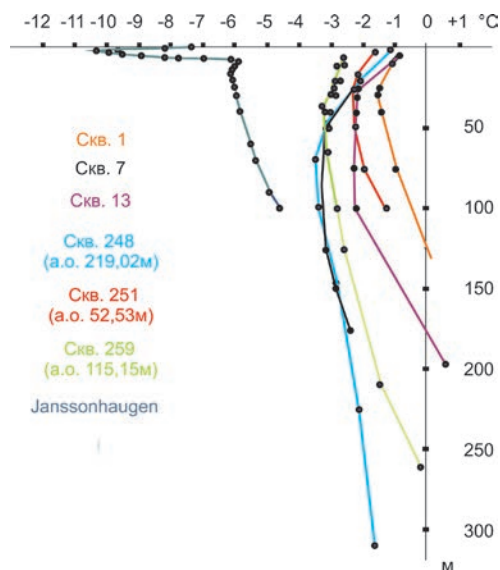


Рис. 3.3.4. Температурные кривые по глубоким разведочным скважинам Треста «Арктикуголь» в Баренцбурге и норвежской мерзлотной термометрической скважине в Жансонхауге. Данные взяты из работ Зенкова (1935), Обидина (1957), Isaksen et al. (2007).

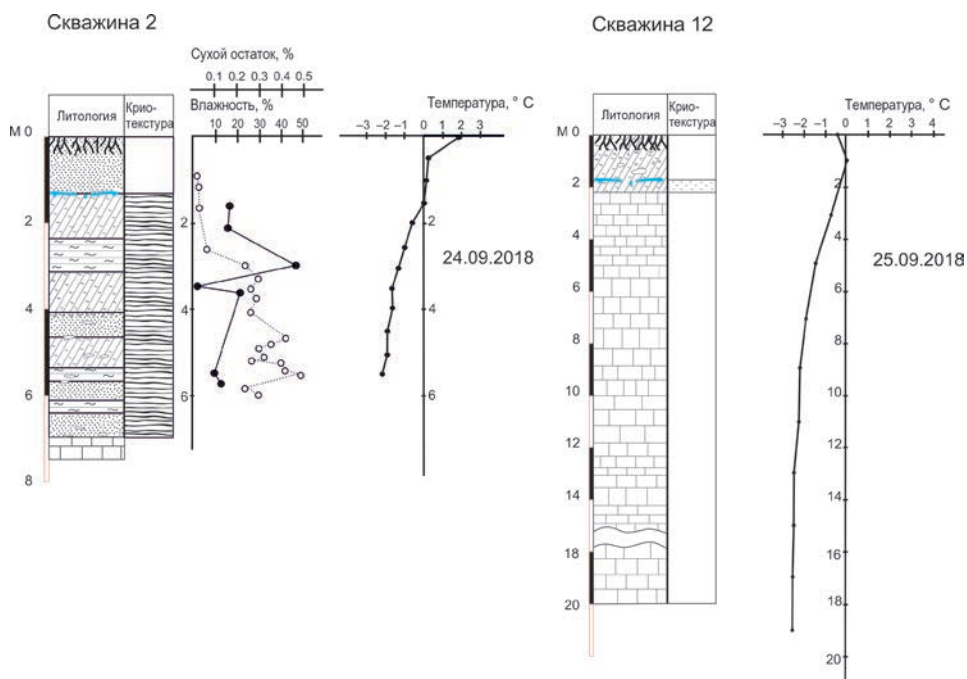


Рис. 3.3.5. Криолитологические колонки скважин № 2 (24 сентября 2018 г.) и № 12 (25 сентября 2018 г.) с результатами термометрических замеров, определений сухого остатка водной вытяжки и влажности.

Условные обозначения см. рис. 3.3.3.

Очевидно, такой характер кривых отражает современную тенденцию увеличения температуры поверхности. Современное повышение температуры мерзлоты со скоростью 0,025—0,035 °C фиксируется также в режимных термометрических скважинах (Isaksen et al., 2007).

Интересно распределение температуры в скважинах на полигоне РНЦШ в Баренцбурге. В скважине № 12 (рис. 3.3.5), пробуренной в скальных породах, среднегодовая температура на глубине 15 м в 2017 г. составила –2,45 °C, а в скважине № 2 на глубине 5,5 м она составила –2,12 °C. В долине Грёндален в скважине № 8 на морской террасе по данным разового замера в сентябре 2017 на глубине 14,5 м температура составила –3,56 °C.

В скважине № 9, пробуренной на булгуннях в долине Грёндален (рис. 3.3.6), среднегодовая температура в ледяном ядре на глубине 10 м в 2017—2018 гг. составила –2,31 °C. В скважине № 7, пробуренной на расстоянии 20 м от уреза моря на мысе Финнесет, по данным разового замера в сентябре 2016 г. на глубине 12,5 м температура составила –0,87 °C, т. е. была более чем на 1 °C выше, чем в остальных скважинах на полигоне, наглядно демонстрируя утепляющий эффект от моря. Подобные значения температуры мёрзлых толщ в окрестностях Баренцбурга свидетельствуют о том, что при условии сохранения тренда на повышение среднегодовой температуры воздуха на 4 °C за 100 лет (Humlum et al., 2003), который зарегистрирован на Шпицбергене в прошлом столетии, стоит ожидать начала деградации мёрзлых толщ уже в XXI веке.

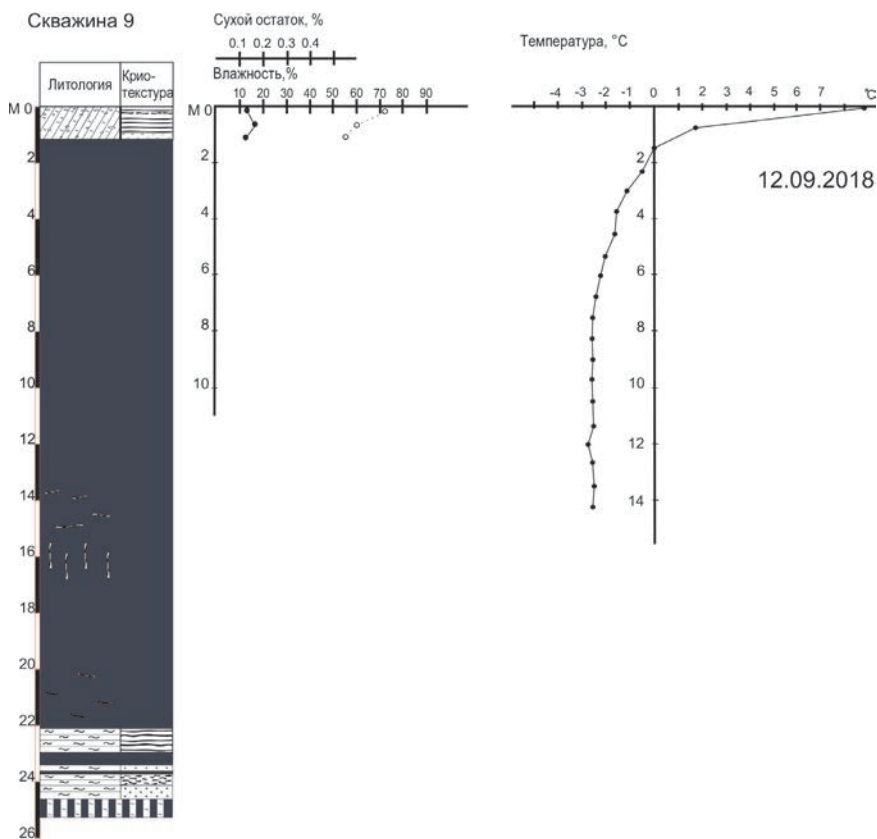


Рис. 3.3.6. Криолитологическая колонка скважины № 9 (12 сентября 2018 г.) с результатами термометрических замеров, определений сухого остатка водной вытяжки и влажности.

Условные обозначения см. рис. 3.3.3.

СЕЗОННО-ТАЛЫЙ СЛОЙ

Формирование деятельного слоя во многом контролируется теми же факторами, что и мощность и среднегодовая температура мерзлоты на глубине нулевых амплитуд. Наблюдения за мощностью СТС на Шпицбергене ведутся в основном на западном побережье о-ва Зап. Шпицберген и в нескольких районах его центральной части, для которой характерны более суровые климатические условия. На абсолютных отметках выше 500 м мощность СТС, не превышает нескольких дециметров или он не формируется вовсе. Более крупнозернистые образования из-за хорошей аэрации и фильтрации грунтовых вод характеризуются большей мощностью СТС. Отсутствие растительного покрова или слабо развитый растительный покров также приводят к возрастанию мощности СТС. Напротив, под торфяниками оттаивает всего 0,3—0,5 м (Втюрин, 1990). При наиболее благоприятных обстоятельствах мощность СТС на Шпицбергене может достигать 3—4 м. Максимальная мощность СТС формируется в сентябре.

Для мониторинга мощности СТС в пределах криосферного полигона РНЦШ в Баренцбурге была заложена площадка CALM. CALM — международная программа циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active-Layer

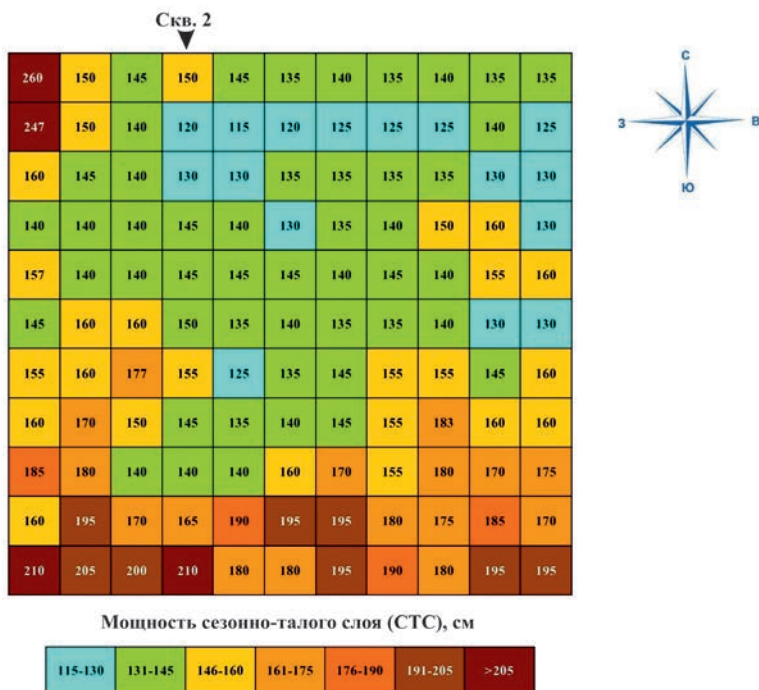


Рис. 3.3.7. Схема площадки CALM с результатами определения мощности СТС в сентябре 2016 г. .

Monitoring), созданная в 1990 г. и являющаяся составляющей систем GTOS (Global Terrestrial Observing System) и GCOS (Global Climate Observing System), работающих под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО). Измерения СТС проводились впервые в начале сентября 2016 г. с выпадением первого снега с шагом 10 м в 121 точке. Несмотря на значительную мощность СТС и наличие гравия и гальки в его разрезе, глубина залегания мерзлоты достаточно хорошо фиксировалась при вбивании щупа кувалдой благодаря различию в механических свойствах талого и мёрзлого грунта. Мощность СТС варьировала от 1,15 до 2,60 м при среднем значении в 1,56 м (рис. 3.3.7).

Помимо Баренцбурга, площадка CALM есть в долине Адвендален близ пос. Лонгьир. Мониторинг СТС ведётся также в районах пос. Нью-Олесунн, мыса Линне и залива Хорнсунн, но там глубина СТС не определяется замерами щупом, а рассчитывается исходя из максимального проникновения вглубь нулевой изотермы. В 2017 г. мощность СТС в указанных выше пяти районах варьировала от 50 до 300 см. Отмечается, что большие значения СТС характерны для скальных пород.

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Одной из визитных карточек Шпицбергена являются многолетние бугры пучения пинго (в отечественной литературе более известные как гидролакколиты или булгуньяхи). В долине Рейндален их высота достигает 40 м, а ширина — 500 м. Расположение некоторых пинго коррелирует с тёплыми источниками солоноватых подземных вод. При промерзании водонасыщенного СТС на пологих склонах, сло-

женных рыхлым материалом, в начале зимы возникают сезонные ледяные бугры пучения высотой до 120 см (Зенков, 1935).

На криосферном полигоне РНЦШ в долине Грёндален располагается группа булгунняхов, которая также стала объектом мониторинга. Исходя из характера разреза, вскрытого скважиной № 8 в долине Грёндален, можно сделать вывод, что в позднем голоцене относительный уровень моря был выше современного и в долине в условиях фьорда отлагались относительно однородные глины и суглинки, свидетельствующие о спокойных условиях осадконакопления. Такие условия просуществовали до второй половины голоцена, когда началось обмеление фьорда. Верхняя песчано-гравелистая пачка была образована в пляжных условиях. После того как долина вышла из-под уровня моря, началось промерзание морских отложений по сценарию так называемой открытой системы. Началось образование инъекционных бугров пучения (булгунняхов) предположительно в местах разгрузки подземных вод по тектоническим нарушениям.

Для мониторинга группы булгунняхов в среднем течении р. Грён было проведено бурение скважин на одном из них и поставлены регулярные морфометрические измерения на четырёх других. Скважина № 9 (см. рис. 3.3.6), пробуренная в центральном кратере одного из булгунняхов, показала, что мощность гравелистых суглинков над ледяным ядром составляет примерно 1,5 м, а далее до глубины 23,5 м идёт ледяное ядро, подстилаемое мёрзлыми засоленными глинами. Термометрия скважины показала, что в летнее время СТС достигает ледяного ядра, происходит его оттаивание и углубляется кратер. Таким образом, следует полагать, что булгунняхи являются объектами, крайне чувствительными к потеплению климата.

Вторым известным мерзлотным феноменом Шпицбергена являются структурные грунты на высоких террасах и в горах. Под воздействием пучения, криотурбации и морозной сортировки в сезонно-талом слое, сложенном мелкозёмом с обломочным материалом, возникают причудливые круги — пятна-медальоны, полосы и полигоны. Для пятен-медальонов иногда характерна концентрация более мелкого материала в центре круга, тогда как бордюр кругов образуется крупными обломками или моховой оторочкой. В горной местности там, где на склонах скапливаются продукты выветривания, образуются каменные полосы, ориентированные по падению склонов. Они состоят из полос мелкозёма, разделённых лентами грубых обломков.

На склонах, сложенных дисперсным материалом, формируются языкообразные потоковидные солифлюкционные террасы. Солифлюкция развивается, когда СТС насыщается водой. Поэтому наибольшие масштабы её проявления наблюдаются в центральной и юго-западной части архипелага — там, где выпадает больше атмосферных осадков.

В долинах рек, в местах разгрузки подмерзлотных вод и по периферии тёплых ледников в зимнее время формируются наледы. Сплошное распространение мёрзлых пород способствует концентрированию подземного стока под тёплыми ледниками и его разгрузке у края ледников, а также по напорно-фильтрационным таликам в долинах рек. На периферии ледников мощность наледей достигает нескольких десятков метров. Толщина льда в наледях от глубинных источников и в долинах промерзающих рек составляет несколько метров (Основы геокриологии, 1998).

Морозобойные полигоны с ледяными жилами локально распространены по всему Шпицбергену. Наиболее изучены полигоны в аллювиальных отложениях круп-

нейших долин, расположенных в центральной и южной частях о-ва Зап. Шпицберген: Адвентедален, Колесдален, Рейндален и Сассендален. Здесь они имеют размер от 15 до 50 м в поперечнике, жильный лёд уходит вглубь на 3—5 м от нижней границы СТС (Humlum et al., 2003).

ОБСУЖДЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Исходя из наблюдаемого тренда на повышение среднегодовой температуры воздуха и полученных по результатам бурения на о-ве Западный Шпицберген данных о температуре мёрзлых толщ следует ожидать начала деградации последних уже в текущем столетии. Этот факт делает работы по мониторингу мерзлоты на Шпицбергене крайне актуальными. Приведенный в настоящем разделе обзор позволяет наметить перспективные направления исследований вечной мерзлоты, которые следует развивать в рамках РНЦШ. Основное внимание целесообразно уделить развитию отечественной сети мониторинга мерзлоты как в районе посёлков Баренцбург и Пирамида, так и в удаленных районах, где подобные наблюдения не проводятся. В настоящее время отечественные и зарубежные пункты изучения и мониторинга мёрзлых пород имеются лишь в западной и центральной частях о-ва Зап. Шпицберген. При этом полученные в этих районах данные не могут быть экстраполированы на восток и север архипелага, где значительно холоднее и формирование климата идёт по-другому.

Представляется логичным организовать мониторинговые площадки CALM и термометрические скважины на северном и восточном побережье архипелага, где климатическая, а следовательно, и геокриологическая обстановка значительно отличается от западного побережья. Общий дизайн наблюдательной сети криосферного полигона в Баренцбурге можно считать завершённым, а ее дальнейшее развитие должно основываться на совершенствовании аппаратурного оснащения наблюдательных пунктов.

Если организовать подобные полигоны также и на островах российской Арктики, например на Земле Франца-Иосифа, Северной Земле, Новосибирских о-вах и на о-ве Врангеля, то уникальные наблюдения будут проводиться по профилю вдоль всего континентального шельфа России, а Шпицберген станет самой западной точкой на данном профиле, в которой темпы изменения геокриологической обстановки, вызванной потеплением климата, максимальны. Организация подобной программы наблюдений по значимости сравнима и во многих отношениях превзойдет европейский проект наблюдений за мерзлотой по трансекте через континентальную Европу до Шпицбергена Permafrost and Climate in Europe (PACE).

Уникальность баренцбургского криосферного полигона заключается в том, что по ряду разведочных скважин имеются термометрические замеры, сделанные в 30—80-е годы прошлого столетия. Повторные замеры в этих скважинах позволят выявить самые длительные тренды изменения температурного состояния мерзлоты на Шпицбергене. Аналогичные измерения необходимо возобновить и на других советских рудниках Шпицбергена, в первую очередь на руднике Пирамида, где в советское время проводились достаточно масштабные работы по изучению мерзлоты. Целесообразно согласовывать планы по развитию наблюдательной сети на Шпицбергене между российской и норвежской сторонами, а данные по мониторингу среднегодовой температуры и мощности СТС следует интегрировать в международные базы данных программ CALM и TSP.

Практически не изучены к настоящему времени мёрзлые породы доголоценового времени, которые могли сохраниться на высоких отметках, не затронутых

голоценовой трансгрессией. Плейстоценовые отложения есть в ближайших окрестностях Баренцбурга — в районе оз. Линне. Интерес представляет скоррелированное палеоклиматическое изучение колонок озёрных осадков и температурных кривых в глубоких скважинах, которое поможет выявить палеомерзлотные условия на протяжении голоцена и объяснить формирование отрицательного температурного экстремума в скважинах на глубинах 50—100 м.

На севере Шпицбергена в районе расположения молодых вулканов может быть изучен уникальный для Земли процесс взаимодействия вулканизма с ледниками и мерзлотой. Аналогичный процесс имеет место на Марсе. Изучение на Шпицбергене специфических форм рельефа, образующихся при взаимодействии вулканизма и мерзлоты, а также криогенного выветривания вулканических пород представляет значительный интерес для сравнительной планетологии. Здесь могут быть проведены тесно связанные с изучением мерзлоты астробиологические работы по выделению из мёрзлых вулканических отложений жизнеспособных термофильных организмов. Считается, что на Марсе извержения вулканов могли приводить к попаданию потенциальных биомаркеров из подмерзлотных водоносных горизонтов на поверхность, где они криоконсервировались в мерзлоте.

Пока имеется крайне мало данных о субмаринной и субгляциальной мерзлоте Шпицбергена, которые по суммарной площади могут превосходить континентальную мерзлоту. Изучение этих вопросов потребует проведения масштабных геофизических и буровых работ. Первым шагом в этом направлении может стать проект по установке вокруг Шпицбергена донных станций для получения данных о среднегодовой температуре поверхности морского дна.

Мерзлотные работы на криосферном полигоне в Баренцбурге выполнялись при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-10066 «Гео-криологические условия архипелагов и прилегающего шельфа западного сектора Евразийской Арктики»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Албул С.П.* Предварительный отчет о гидрогеологических работах на месторождении «Баренцбург». Гипрошахт, 1947—1948. Инв. № 96. 26 с.
- Сумгин М.И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.: изд-во АН СССР, 1937. 379 с. ВСН 61—89. Изыскания, проектирование и строительство железных дорог в районах вечной мерзлоты. М., 1990.
- Втюрин Б.И.* Криогенное строение рыхлых отложений Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1990. № 70. С. 43—49.
- Втюрин Б.И.* Подземные льды Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1989. № 65. С. 67—75.
- Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена. СПб: изд-во ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
- Зенков К.А.* Отчёт о геологоразведочных работах на советских участках острова Зап. Шпицберген, проведенных в 1935—1936 гг. ГТ «Арктикуголь», 1935. 70 с. (Инв. N. 150).
- Карпов А.Ф.* Состояние изученности и степень разведанности месторождений углей на о. Шпицберген. Л.: Главуглеразведка, Трест «Ленуглеразведка», 1946.
- Колтуков В.А.* Геологическое строение и угленосность района Баренцбурга и тундры Богемана. ГТ «Арктикуголь», 1933. 41 с.
- Обидин Н.И.* Мерзлота и подземные воды Баренцбурга, Груманта и Пирамиды о-ва Шпицберген (Предварительный отчёт по исследованиям 1952 г.). Л.: изд-во Научно-исследовательского института геологии Арктики, 1953.

Обидин Н.И. Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952—1954 гг. // Труды НИИГА. 1958. Т. 85. Вып. 9. С. 129—140.

Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология Мира / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1998. 575 с.

План горных выработок по пласту Верхнему. М 1:5000. ГТ «Арктикуголь», 2016.

РСН 31—83. Нормы производства инженерно-геологических изысканий на вечномерзлых грунтах. М.: Госстрой РСФСР, 1983.

Шеко А.И., Гречищев С.Е., Постоев Г.П. Разработка рекомендаций по проведению инженерно-геологических исследований на объектах рудников Баренцбург и Пирамида на Шпицбергене. М.: изд-во Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии ВСЕГИНГЕО, 1980. 98 с.

Bakkehoi S. and Bandis C. Meteorological conditions influence on the permafrost ground in Sveagruva, Spitsbergen. Oslo: Norw. Geotech. Inst. Publ., 1988. V. 176. P. 39—43.

Christiansen H. H., Etzelmüller B., Isaksen K., Juliussen H., Farbrot H., Humlum O., Johansson M., Ingeman-Nielsen T., Kristensen L., Hjort J., Holmlund P., Sanne A.B.K., Sigsgaard C., Akerman H.J., Foged N., Blikra L.H., Pernosky M.A., and Odegard R.S. The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007—2009, Permafrost Periglac. 2010. V. 21. P. 156—181. doi: 10.1002/pp. 687.

Christiansen H.H., Akerman J.H. and Repelewska—Pekalowa Y. Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden / In: Extended abstract for the 8th International Permafrost Conference. Zurich, 2003. P. 19—20.

Etzelmüller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbrot H. and Benestad R. Modelling past and future permafrost conditions in Svalbard // The Cryosphere Discuss. 2010. V. 4. P. 1877—1908. www.the-cryosphere-discuss.net/4/1877/2010/ DOI:10.5194/tcd-4-1877-2010.

Gilbert G.L., Christiansen H.H. and Neumann U. Coring of unconsolidated permafrost deposits: methodological successes and challenges / In: Proc. GeoQuebec 2015. Challenges from North to South. Quebec City, 2015.

Gregersen O. and Eidsmoen T. Permafrost conditions in the shore area at Svalbard / In: 5-th International Conference on permafrost, Norway, August 2—5, 1988. Nor. Geotech. Inst. Publ. 1988. V. 177.

Haldersen S., Heim M., J.van der Ploeg M. Impacts of climate change on groundwater in permafrost areas: case study from Svalbard, Norway / In: Climate Change Effects on Groundwater Resources: A Global Synthesis of Findings and Recommendations, Edition: IAH — International Contributions to Hydrogeology, Chapter: 18, Publisher: CRC Press, Taylor & Francis Group, Editors: Holger Treidel, Jose Luis Martin-Bordes, Jason J. Gurdak, 2011. P. 323 — 338.

Haldorsen S. and Heim M. An Arctic groundwater system and its dependence upon climate change: an example from Svalbard // Permafrost and Periglacial Process. 1999. V. 10. P. 137—149.

Haldorsen S., Heim H. and Lauritzen S.E. Subpermafrost groundwater of western Svalbard // Nord. Hydrol. 1996. V. 27. P. 57—68.

Humlum O., Instanes A., and Sollid J.L. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges // Polar Res. 2003. V. 22. P. 191—215.

Isaksen K., J. L. Sollid P. Holmlund and C. Harris. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. F02S04. doi:10.1029/2006JF000522.

Isaksen K., Vonder Muhll D., Gubler H., Kohl T., and Sollid J.L. Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, 25 Svalbard // Ann. Glaciol. 2000. V. 31. P. 287—294.

Landvik J.Y., Mangerud Y. and Salvigsen O. Glacial history and permafrost in the Svalbard area / In: Proceeding of the 5th International conference on permafrost / K. Senneset (ed.). Trondheim: Tapir Publishers., 1988. P. 194—198.

Liestøl O. Pingos, springs, and permafrost in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Årbok 1975. P. 7—29.

3.4. МЕХАНИКА РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКА НОРДЕНШЕЛЬДА И ОБРАЗОВАНИЕ АЙСБЕРГОВ

В.Г. Коростелёв, В.Н. Смирнов, А.Н. Павлов

Изучение состояния и активности ледников в Арктике имеет большое значение для совершенствования моделей современного климата и влияния ледниковых процессов на окружающую среду. Особенно следует выделить проблему обеспечения безопасности плавания на арктическом шельфе из-за образования айсбергов от выводных ледников. Одним из наиболее эффективных методов исследования динамики и механики ледников является сейсмометрический метод, применяемый для регистрации как землетрясений, так и «ледотрясений» (Виноградов и др., 2014; Федоров и Асминг, 2015). Исследованию этого вопроса посвящены работы по регистрации параметров сейсмических волн, проводимые в сезонных и круглогодичных наблюдениях.

Записи землетрясений типичны и характеризуются наличием продольных, поперечных и поверхностных волн в диапазоне 3—5, 2—4 и 0,03 Гц соответственно. Указывается, что волнение в открытом море и воздействие прибой являются источником фона микросейсмических помех. Главное преимущество методов заключается в обеспечении длительной записи сигналов от процессов трещинообразования и обрушения обломков ледника в море. К «ледотрясениям» относятся крупномасштабные/глыбовые подвижки всей массы ледника (сёрджи) и локальные разломы с обрушением обломков льда в море и образованием айсбергов (калвинг) (Патерсон, 1972; Долгушин и Осипова, 1982). Процессы динамики и механики разрушения ледников генерируют упругие сейсмические волны. Эпицентральные расстояния близких землетрясений и ледотрясений могут достигать 150 км. Выявлена связь характера суточных вариаций числа ледотрясений и температуры воздуха; отмечено увеличение числа ледовых событий в период положительных значений температуры и спада активности с наступлением периода отрицательных значений температуры.

Очевидно, что для выявления крупномасштабной механики ледников необходимы локальные измерения параметров каждого ледотрясения. Явления упруго-пластического деформирования льда, накопление и сброс напряжений, возникновение упорядоченной крупномасштабной структуры ледника, излучение упругих волн в системе ледник — грунт — вода имеют фундаментальное значение для понимания отклика/реакции ледников на климатические изменения и выявления физико-механических явлений в системе атмосфера — ледники — земля — море. Подобные исследования позволяют создавать технологию краткосрочного прогнозирования времени и места образования айсбергов в режиме реального времени.

В работе Коростелева и др. (2013) сейсмометрический метод был впервые использован для изучения в летний период локальной динамики и механики ледника Норденшельда, расположенного в восточной части архипелага Шпицберген. Было показано, что движение ледника носит прерывистый характер, соответствующий как периоду полусуточного прилива в земной коре, так и кратковременным локальным подвижкам. Динамика и механика деформирования и разлома ледника сопровождается образованием ансамбля упорядоченных ледяных блоков. Характер движения блоков ледника представляет собой прерывистое горизонтальное смещение льда по его естественным границам. Ложе ледника и сквозные разломы в нем представляют



Рис. 3.4.1. Структура ледника Норденшельда и обрушение блоков льда на припай фьорда в зимнее время. Отрыв от фронта ледника Норденшельда и падение в воды фьорда ледяного блока с образованием микроцунами (фото sergeydolya.livejournal.com. 2015 г.).

собой зоны активной генерации автоколебаний длительностью 2—3 минуты и излучением упругих волн сдвига.

В настоящем разделе рассматриваются обобщенные данные и новые результаты, полученные с использованием усовершенствованной технологии мониторинга состояния ледника. Ледник Норденшельда относится к выводным ледникам приливного типа, общая динамика которого представляет собой движение сложной системы блоков, взаимодействующих между собой, с подстилающей поверхностью (ложем) и с бортами (боковыми границами ледника). Такое движение ледника определяется термином «глыбовое движение» (рис. 3.4.1). Можно считать, что в леднике под действием приливных сил Луны и Солнца происходят почти периодические изменения его высоты, силы тяжести и наклона поверхности ледника. Лёд испытывает периодические сжатия, растяжения и смещения. Взаимодействие блоков с припайным льдом фьорда порождает широкий спектр колебательных и волновых процессов в системе воздух — лед — вода — грунт.

В летний период через трещины и разломы в основании ледника постоянно поступает вода, образующаяся в процессе таяния ледника и размывающая края трещин и разломов. Наличие широких границ между блоками ледника в летний период, вода в трещинах и в основании ложа ледника приводят к увеличению скорости движения ледника как целого. Падение блоков льда порождает сравнительно небольшие айсберги. Свободная волна распространяется по поверхности залива на несколько километров.

МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ЛЕДНИКАХ

Визуальные наблюдения обрушения ледников в море и зарождение айсбергов отмечались в арктических и антарктических экспедициях. Первые инструментальные наблюдения динамических процессов разлома выводных ледников и зарождения айсбергов были проведены в Антарктике в 1965 г. (Смирнов и Линьков, 1967). В море Дэйвиса, вблизи обсерватории Мирный, с помощью ледового мареографа и наклономеров, установленных на припайном льду толщиной 2 м, были зарегистрированы цуги не известных ранее свободных поверхностных волн. Было известно, что в припае развиваются изгибно-гравитационные волны с периодом до 15 с, обусловленные ветром, и волны с периодом до 35 с, обусловленные штормами в Индийском океане. Продолжительность зарегистрированных неизвестных цугов колебаний достигала 50 мин, период колебаний составлял 40—60 с, двойная амплитуда волны достигала

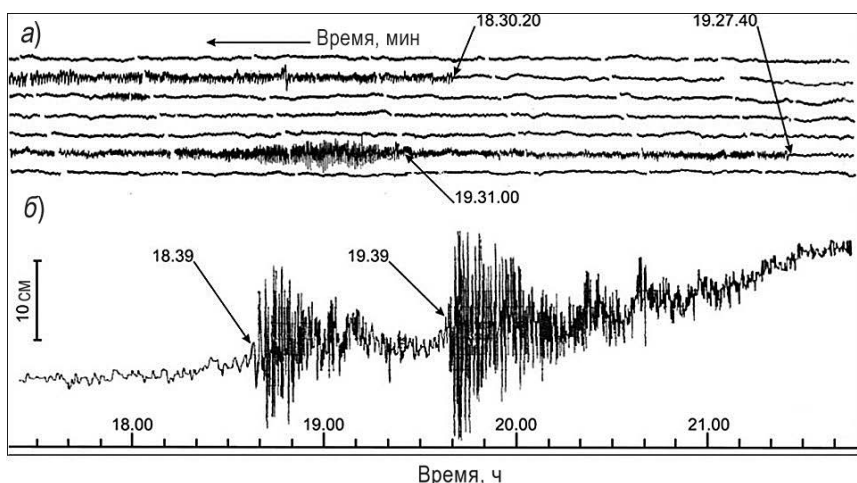


Рис. 3.4.2. Записи сейсмометра на скальном грунте побережья Антарктиды при подвижке выводного ледника (а) и запись мареографа на припае (б). Антарктика, море Дэйвиса, 20 октября 1965 г.

Сейсмограмма получена с помощью сейсмометра СВК-3 с фоторегистрацией на сейсмостанции Мирный. Время на записи через каждую минуту отсчитывается справа налево.

30 см. За многомесячный период непрерывных наблюдений было зарегистрировано несколько случаев подобных событий. Одна из давних уникальных записей представлена на рис. 3.4.2.

Связь цугов колебаний припая была выявлена при сравнении с микросейсмическими волнами, зарегистрированными на береговой сейсмостанции Мирный. На сейсмограммах отмечались высокочастотные цуги волн продолжительностью от 0,5 до 5 мин с амплитудой до десятков микрон в диапазоне частот 1—10 Гц (рис. 3.4.2 а). Определяемое по записям приборов время запаздывания цугов свободных поверхностных волн относительно появления сейсмических упругих волн позволяло определять расстояние до эпицентра зарождения волн. Узкополосный характер амплитудных спектров как упругих волн, так и свободных гравитационных волн указывал на то, что процесс сформировался на большом удалении от станции. Можно назвать эти свободные волны «ледовыми цунами».

На основании полученных данных становится очевидно, что одними из причин образования упругих волн в скальном грунте и свободных гравитационных волн в припае являются процессы воздействия ледника на коренные породы, отколы блоков ледников и обрушение их в море, а также возможное «пропахивание» образовавшимся айсбергом морского дна. Упругие микросейсмические волны на побережье и гравитационные волны в припае прекращаются в двух случаях: когда отколовшийся обломок ледника оказывается на плаву, т. е. когда в море зарождается айсберг, или когда обломок ледника внедряется в морское дно и остается долгое время неподвижным.

На основе имеющихся данных о динамике ледников на арх. Шпицберген была создана программа по исследованию состояния ледника Норденшельда. С этой целью использовалась непрерывная регистрация упругих колебаний скального грунта и поверхности ледника с помощью методов сейсмометрии. Кроме традиционных маятниковых сейсмометров для регистрации колебаний ледяного покрова, применя-

ются современные широкополосные трехкомпонентные молекулярно-электронные сейсмометры СМЕ-4111LT. Такие сейсмометры регистрируют сигналы в диапазоне частот от 0,0167 до 50 Гц, т. е. волны с периодом от 0,02 до 60 с. Максимальный регистрируемый сигнал ± 5 мм/с. Питание сейсмометра осуществляется от источника постоянного тока напряжением 12 В, потребляемый ток 20 мА. Температурный диапазон работы от -40 до $+55$ °С. Допустимый угол установки устройства $\pm 15^\circ$. Масса прибора 5,1 кг. Регистрация сигналов осуществляется через плату АЦП на ноутбук или на специализированный накопитель информации «Байкал».

Мобильный регистратор сейсмических сигналов высокого разрешения «Байкал-7HR» предназначается для автономной записи сигналов от сейсмометра СМЕ-4111LT в широком диапазоне частот с привязкой к абсолютному времени. Такой регистратор можно применять как для оперативных, так и для длительных сейсмических и геофизических измерений в полевых условиях в широком диапазоне температуры. Устройство характеризуется малым потреблением мощности от внешнего аккумулятора, большой ёмкостью энергонезависимой памяти, встроенным высокостабильным генератором и модулем GPS в совокупности с аналого-цифровым трактом, что обеспечивает качественные эксплуатационные характеристики для решения широкого круга задач.

Для установления связи колебаний берегового грунта с динамикой ледника на скальном грунте береговой черты фьорда устанавливалась система сейсмометр — Байкал; типичный пример такой установки показан на рис. 3.4.3 (точка С). Аналогичная система располагалась на поверхности ледника (точка А). Параллельность

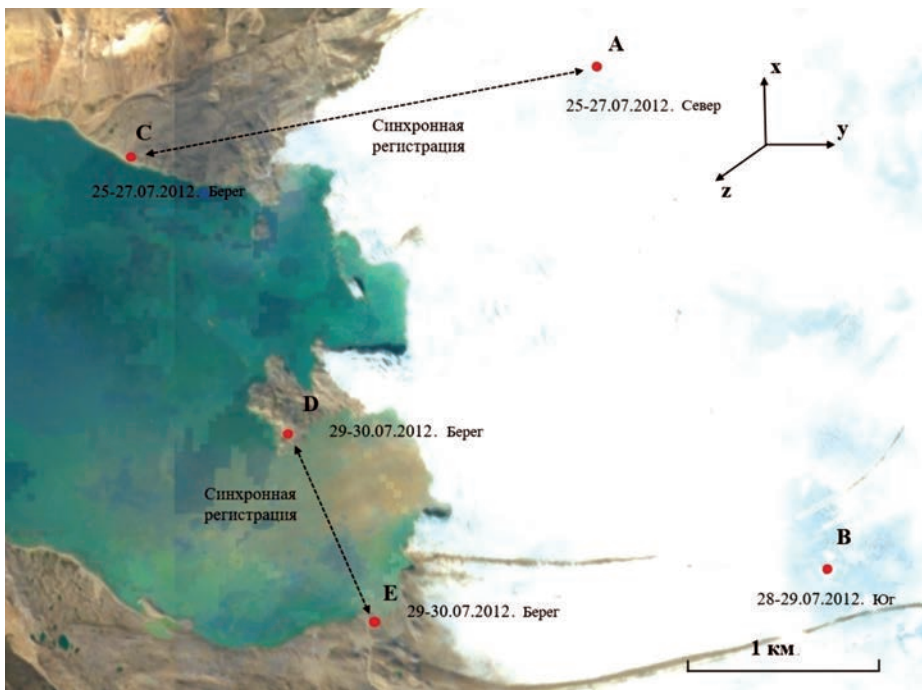


Рис. 3.4.3. Схема расстановки датчиков по поверхности ледника Норденшельда и береговой линии фьорда. Участок поверхности ледника между сейсмометрами на берегу (точка С) и на поверхности ледника (точки А и В). В точках D и E синхронно регистрировались компоненты XYZ-колебаний грунта.

осей чувствительности сейсмометров (X, Y, Z) обеспечивалась путём ориентации оси X на север по компасу. Синхронизация по времени производилась с помощью GPS-приёмников, входящих в комплект сейсмостанций.

Принцип действия сейсмометра не позволяет фиксировать постоянную скорость движения ледника, но может регистрировать флуктуации скорости в пределах рабочей области амплитудно-частотной характеристики. Динамический диапазон сейсмометра СМЕ4111 составляет 135 дБ, станции «Байкал-7НР» — 132 дБ. Расчёт значений амплитудно-частотной характеристики сейсмометра при значении коэффициента усиления станции $K_{yc} = 1$ с учётом уровня шумов показал, что максимальный период сигнала, который может зафиксировать система СМЕ4111 — «Байкал-7НР», составляет восемь часов.

При обработке исходных данных текущие спектры периодических процессов представляются как в виде трёхмерной поверхности (t, f, A), где t — текущее время, f — частота колебаний, A — амплитуда сигналов зарегистрированных сейсмометрами, так и виде СВАН-диаграмм (СВАН, спектрально-временной анализ). СВАН-диаграммы представляют собой двумерную поверхность с изолиниями равновеликих амплитуд на плоскости f, t .

Сейсмометр на береговом грунте находился перед фронтом ледника, что давало возможность фиксировать процессы, связанные с падением обломков льда в акваторию фьорда. Наиболее интенсивно регистрация цугов волн происходила в направлении Y . Данное направление (В — З) соответствовало направлению общего движения ледника.

Кроме сейсмометров, для измерения деформаций грунта и льда на нагрузки использовался наклономер ИН-ДЗа-720, предназначенный для измерения малых углов наклона и наклонных перемещений по двум координатам, а также для измерения горизонтальных ускорений и низкочастотных сейсмических колебаний. Коэффициент преобразования электрического сигнала составляет 10 мВ/угл. с. Для получения истинных значений скорости и смещения поверхности ледника и берегового грунта в широкой полосе частот применялась процедура «восстановление истинного движения почвы» (Гайзер, 1983).

Организация мониторинга в районе фронта ледника была реализована в нескольких вариантах:

- фиксация процессов отрыва обломков ледника при расположении системы контроля на грунте на расстоянии 2 км от фронта ледника;
- регистрация процессов в непосредственной близости от фронта (до 100 м);
- контроль смещения грунта вблизи фронта ледника.

Откол от основного массива ледника обломков и их падение возбуждают в донном грунте волновые цуги, представляющие собой суперпозицию волн различной природы. Наиболее интенсивно регистрация импульсных нестационарных цугов волн происходила в направлении Y . Данное направление (В — З) соответствовало направлению общего движения ледника.

Можно выделить последовательные этапы падения значительной массы льда во фронтальной области ледника:

- вертикальное воздействие на поверхность залива падающих обломков льда и возбуждение в донном грунте упругих волн;
- возбуждение цуга гравитационной волны на поверхности фьорда.



Рис. 3.4.4. Карта района исследования физико-механического состояния ледника Норденшельда с указанием расположения измерительного комплекса на леднике (станции 1 и 2), и на берегу (станция 3) с сейсмометрами, аккумуляторами, антеннами и станцией ретрансляции на базу в пос. Пирамида.

Результаты натурных наблюдений динамики и механики ледника.

В настоящее время возникает необходимость проведения натурных исследований для изучения выявленных процессов и связи их с другими геофизическими явлениями: приливами в земной коре, воздействием сейсмических волн как спусковых механизмов динамики льда, возникновением автоколебательных процессов. В связи с этим в 2016 г. проводилась регистрация физико-механических параметров ледника Норденшельда с привлечением измерительного комплекса с дистанционной передачей сигналов на базу экспедиции в пос. Пирамида на расстояние до 15 км. Примерная схема мониторинга динамических процессов ледника Норденшельда с передачей данных по радиоканалу с ледника и берега на базу пос. Пирамида представлена на рис. 3.4.4.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ДИНАМИКИ И МЕХАНИКИ ЛЕДНИКА

Проведённая синхронная по времени регистрация колебаний поверхности ледника и берегового грунта показала связь природных процессов. Корреляция между параметрами процессов движения ледника и сейсмической активностью прибрежной полосы установлена путём сопоставления и анализа изменения уровней синхронно зарегистрированных колебаний ледника и берегового грунта в широкой полосе частот. Частотный состав колебаний с максимальной амплитудой скорости смещения лежит ниже частоты 0,01 Гц. Показано, что в периоды активного движения ледника на его нижней границе происходит возбуждение упругих волн, поляризованных в горизонтальной плоскости (Коростелёв и др., 2013). Критерием наличия связи может служить процесс их синхронного изменения в течение определённых интервалов времени.

На рис. 3.4.5 приведены текущие спектры колебаний берегового грунта и ледника, зарегистрированные сейсмометрами в точках С и А (Коростелёв и др., 2015). С целью проведения сравнительного анализа спектры компонентов колебаний (X , Y , Z)

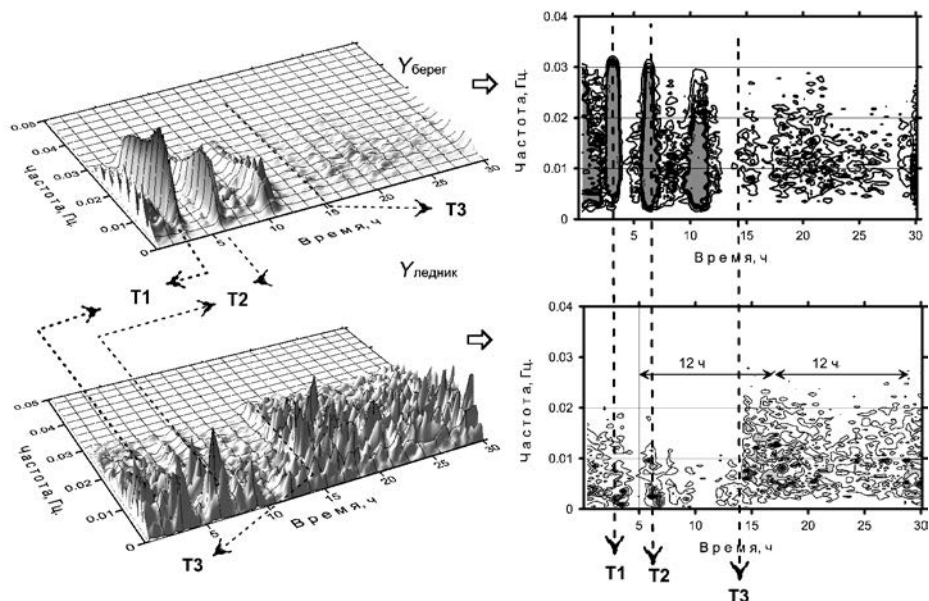


Рис. 3.4.5. Текущие спектры Y -компонента колебаний берегового грунта и поверхности ледника.

Слева — рельефные поверхности, справа — соответствующие СВД-диаграммы.

сгруппированы по соответствующим направлениям: $S(f, t) X_{\text{берег}} — S(f, t) X_{\text{ледник}}$,
 $S(f, t) Y_{\text{берег}} — S(f, t) Y_{\text{ледник}}$ и $S(f, t) Z_{\text{берег}} — S(f, t) Z_{\text{ледник}}$.

Сопоставление спектров колебаний грунта и ледника выявило следующие характерные признаки. Имеются ярко выраженные составляющие в спектрах компонентов колебаний берегового грунта (моменты T1, T2), характерные для импульса. Максимальный импульс колебаний в момент T1 зафиксирован всеми компонентами берегового сейсмометра. Отмечается наличие связи между уровнем колебаний ледника и берегового грунта (T1, T2). При этом частотный состав колебаний различен.

Начиная с момента T3 наблюдается синхронное увеличение амплитуды колебаний поверхности ледника и берегового грунта. Наиболее тесная связь отмечается между Y -компонентами. Отмечена периодичность изменения уровня колебаний поверхности ледника с периодом 12 часов.

С помощью сейсмометра на берегу зафиксированы процессы, связанные с падением блоков льда в акваторию фьорда (рис. 3.4.6). Наиболее интенсивно регистрация импульсных нестационарных цугов волн происходила в направлении Y . Данное направление ($B — 3$) соответствовало направлению общего движения ледника.

Блочная структура движущегося ледника характеризуется как открытая нелинейная динамическая система, которой свойственны такие явления, как самоорганизация и фрактальность (в пространстве и времени). Активность системы предполагает обмен энергией с окружающей средой и наличие механизма перекачки запасённой в системе энергии в энергию колебаний и волн.

Разломные зоны ледника непрерывно подвергаются внешним и внутренним воздействиям полей гравитационных напряжений и динамических нагрузок в ре-

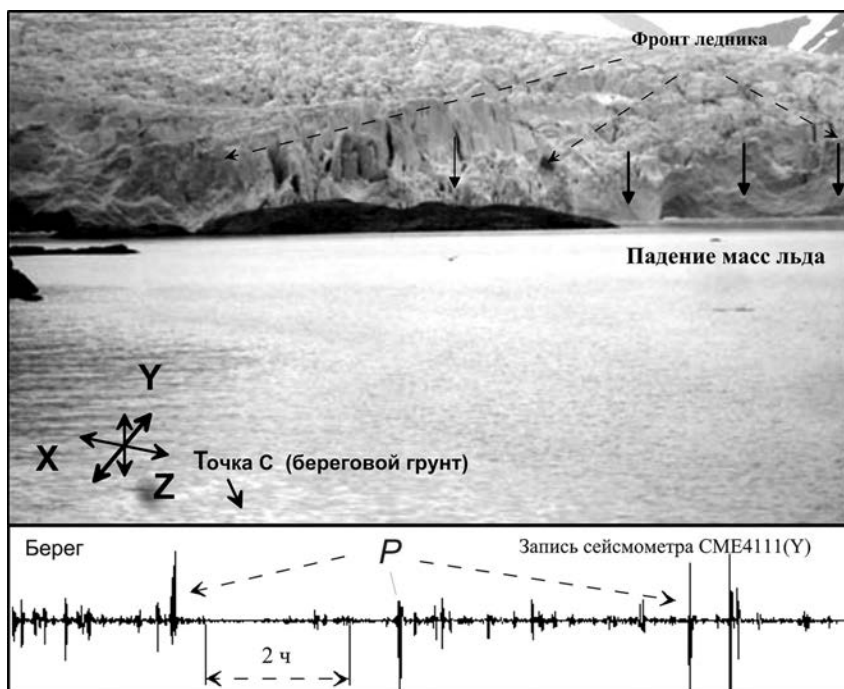


Рис. 3.4.6. Вид на фронт ледника из точки установки берегового сейсмометра. Y — направление на фронт ледника; P — цуги колебаний, возбуждаемые процессами разлома и падения блоков в акваторию фьорда.

зультате земных приливов. Воздействие приливообразующей силы на ледник более эффективно, чем на земную поверхность, поскольку ледник является самостоятельным инерционным массивом. Влияние приливных сил на движение ледников максимально проявляется в летний период из-за наличия воды вдоль границы ледник — ложе, приводящей к уменьшению значения статического и кинематического коэффициента трения. Диссипация внешней и внутренней энергии происходит на границах ледник — ложе и смежных блоков в периоды его активного движения. Вследствие нелинейной зависимости между силой трения и скоростью движения основания ледника характер движения ледника меняется. В спектрах флуктуаций скорости движения, помимо основного периода полусуточного прилива (12 часов), появляются составляющие с периодом 6; 3 и 1,5 часа, являющиеся обертонами основного процесса.

При воздействии на нелинейную динамическую систему со временем постепенно формируется упорядоченная/самоподобная структура ледника. Самоподобные структуры характеризуются тем, что форма их части является сходной с формой целой структуры. Появление на поверхности ледника упорядоченных структур указывает на процесс самоорганизации (см. рис. 3.4.1), являющийся одним из свойств открытой динамической системы. С учетом того что самоорганизация — это процесс пространственного упорядочения в системе за счёт внутренних факторов, образование структур ромбовидной формы различного масштаба на поверхности указывает на то, что движущийся ледник — это открытая динамическая дисперсионная система.

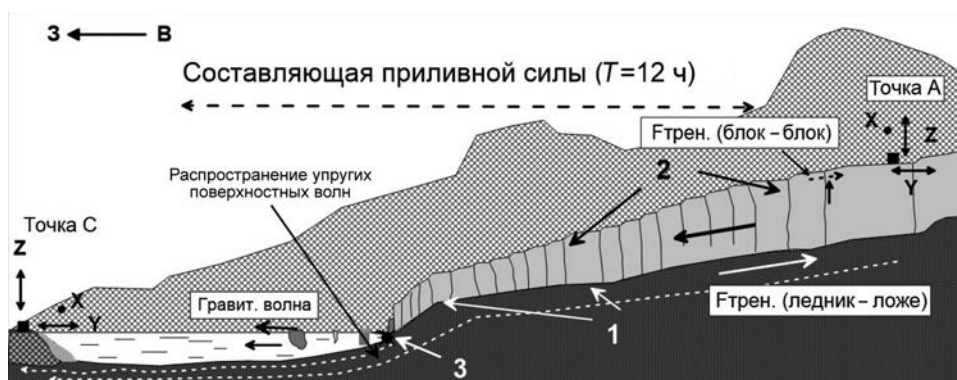


Рис. 3.4.7. Схематичное представление сил, действующих на ледник, и расположение источников колебаний, формирующих естественный сейсмический фон береговой полосы фьорда и поверхности ледника.

1 — область генерации упругих поверхностных колебаний, 2 — возбуждение нелинейных колебаний при смещении блоков льда относительно друг друга, 3 — возбуждение в донном грунте волновых цугов упругих волн и одиночной гравитационной волны при падении обломков ледника.

На рис. 3.4.7 представлена схема сил, действующих на ледник и вызывающих пульсацию скорости движения блоков льда, а также расположение предполагаемых источников генерации колебаний и волн.

Анализ физических процессов в динамичном леднике представлен результатами, полученными с применением оригинальных методов обработки. В качестве примера на рис. 3.4.8 показана спектрально-временная структура цугов колебаний, генерируемых в результате прерывистого скольжения блока льда вдоль границ со смежными блоками и, возможно, на границе основание ледника — ложе.

Узкополосный сигнал процессов происходит путём применения полосового фильтра, содержащего частоту автоколебаний во время смещения блоков ледника относительно друг друга и ложа. Уровень сигнала, сформированный с помощью амплитудного детектора на компараторе, сравнивается с заранее заданным значением. Информация о числе импульсов и их длительности в течение определенного времени передаётся на базовую точку для дальнейшей передачи информации на базовую станцию. Комплект принимающей и передающей аппаратуры вполне может «обслуживать» несколько аналогичных или других систем, расположенных в различных районах.

При рассмотрении флуктуации скорости движения блоков ледника при длительности наблюдений от 0,5 до 8 ч получены данные об автоколебательных процессах. Для структуры спектрального состава колебаний ледника в двух точках (северная А и южная В) характерны следующие особенности:

- основная энергия колебаний ледника сосредоточена на частотах ниже 0,01 Гц (период $T = 100$ с);

- уровень амплитуды горизонтальных компонентов колебаний (X , Y) на два порядка превосходит уровень амплитуды вертикального компонента (Z); это соотношение амплитуд колебаний сохраняется на протяжении всего периода наблюдений;

- характер и структура колебаний носят нелинейный характер, что приводит к «расслоению» спектра на множество гармоник (обертонов).

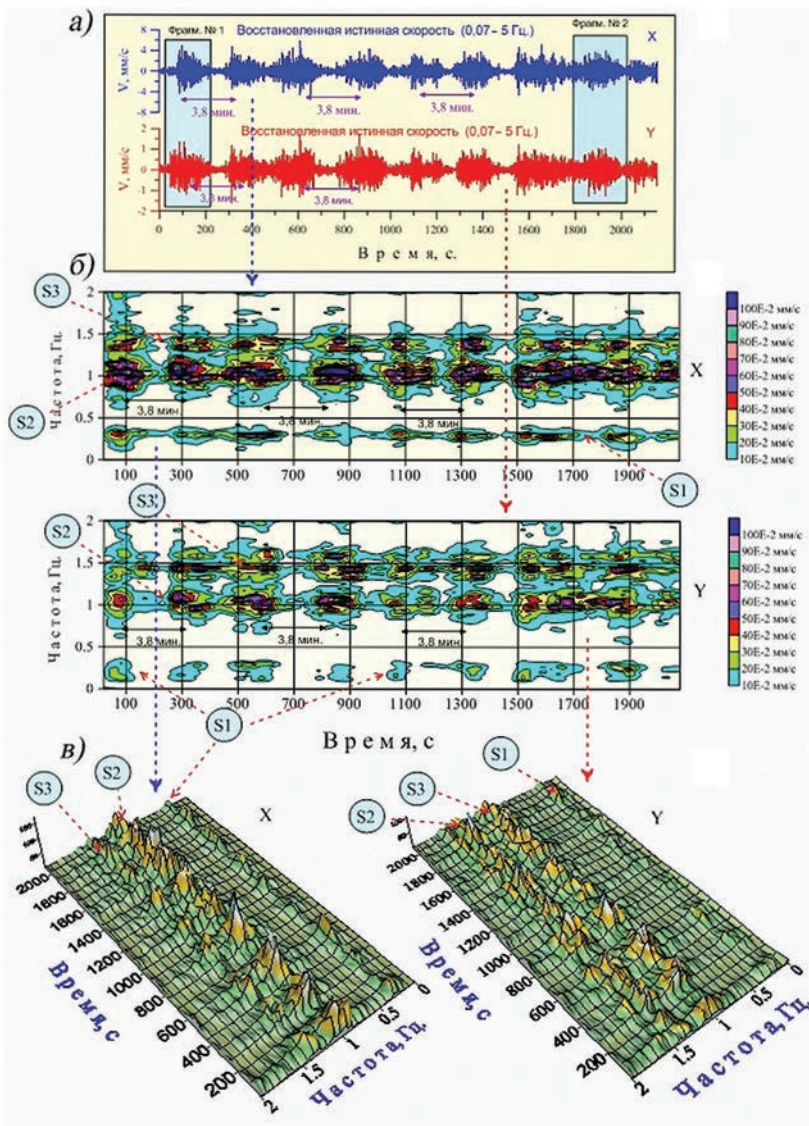


Рис. 3.4.8. Фрагмент записи компонентов горизонтально поляризованных колебаний (X , Y) в диапазоне частот $0,07\text{--}5$ Гц в период быстрой подвижки блока ледника (a), СВАН-диаграмма записи (b) и трёхмерный спектр (c).

На рис. 3.4.9 показана активизация ледника через 3, 6 и 12 часов, обусловленная трением нижней поверхности ледника о ложе и эффектами нелинейности трения. С момента T_0 начинается процесс отрыва и падения масс льда в районе фронта ледника, что приводит к снятию вертикальной нагрузки во фронтальной области на ложе. Уменьшение нагрузки на грунт приводит к уменьшению угла наклона берегового грунта в сторону движения ледника.

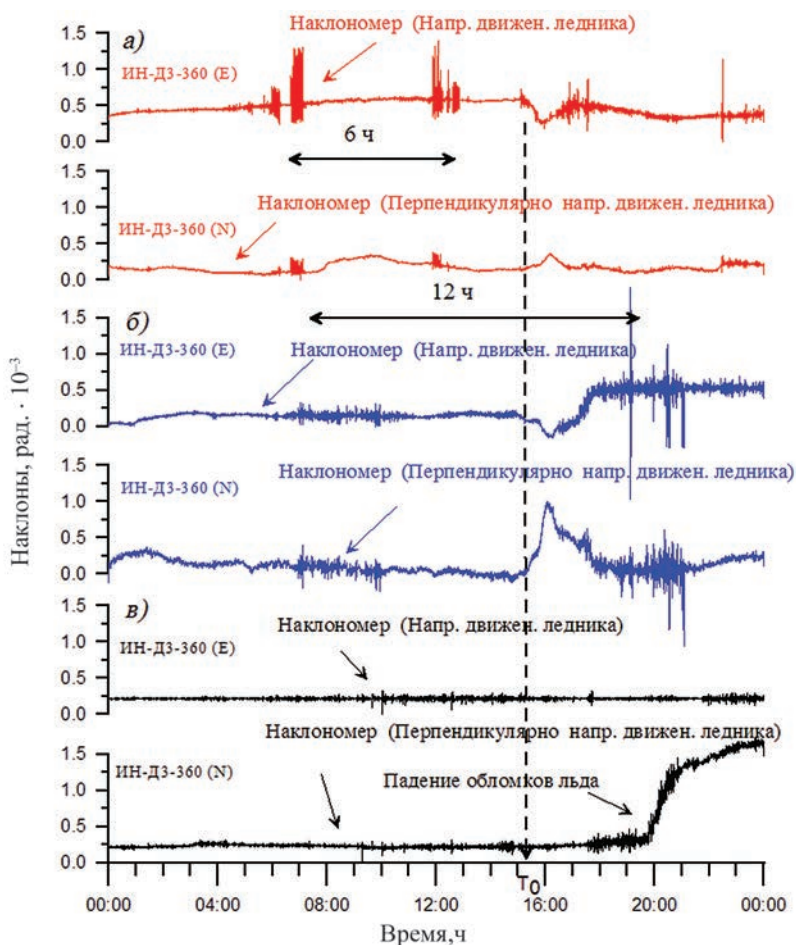


Рис. 3.4.9. Синхронная запись наклона поверхности ледника в двух точках в направлении движения и перпендикулярном ему направлении, а также берегового грунта в районе фронта ледника за 17 августа 2016 г.

a — станция № 1 (ледник), *б* — станция № 2 (ледник), *в* — станция № 3 (береговой грунт),
 T_0 — время начала активного движения ледника.

Согласно схеме мониторинга, направление X ($B - 3$) совпадает с направлением движения ледника, подверженного влиянию приливообразующих сил. Общее движение ледника представляет собой циклический процесс, соответствующий периоду земного прилива. Отмечена периодическая активизация динамики блоков ледника и относительное перемещение блоков относительно друг друга и ложа.

Таким образом, движение, формирующее акт подвижки под действием внешней периодической силы, представляет собой ряд разрывных автоколебаний, сопровождаемых последовательностью быстрых и медленных движений. Типичный пример циклической подвижки блоков ледника с генерацией разрывных колебаний и флуктуацией истинной скорости с периодом колебаний 3 часа, соответствующий обороту полусуточного прилива, представлен на рис. 3.4.10.

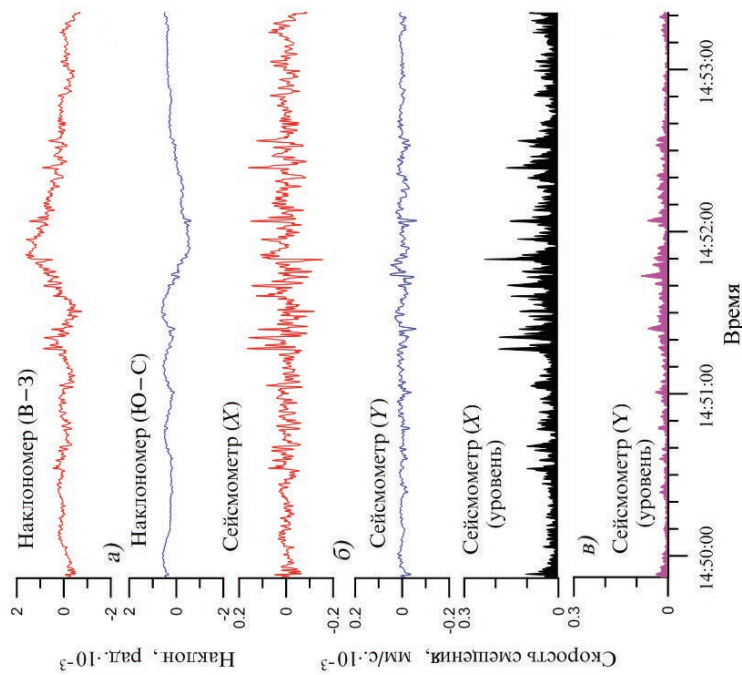


Рис. 3.4.11. Фрагмент записи за 3 сентября 2016 г. в интервале времени ΔT_1 , иллюстрирующий процесс прерывистого скольжения блока ледника.

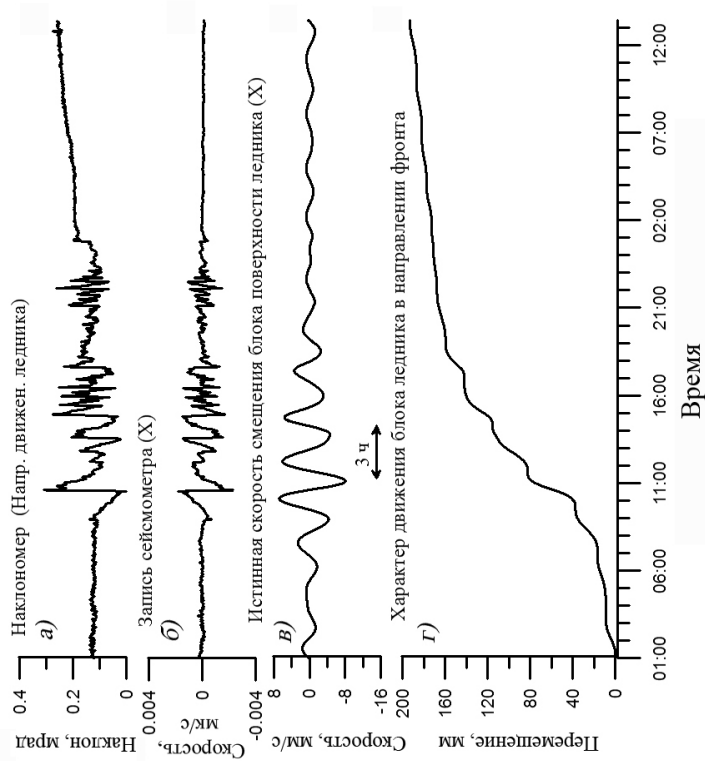


Рис. 3.4.10. Характер наклонов и смещений при движении блока ледника в течение 12 часов 10 сентября 2016 г. на станции № 1.

a — наклон поверхности блока в направлении движения (В — З), *б* — запись сейсмометра СМЕ4311(X, В — З), *в* — флуктуации истинной скорости смещения в диапазоне частот 0,002—1 Гц, *г* — смещения блока ледника в направлении фронта.

Разрывные колебания могут продолжаться в течение многих часов. Запись подвижек блока ледника в увеличенном масштабе, представляющих собой последовательность прерывистых подвижек, показана на рис. 3.4.11.

Рассмотрим процессы воздействия суточного прилива на уровень сейсмичности берегового грунта и ледника, приводящего к циклическому смещению блоков ледника и обрушению льда в акваторию фьорда (рис. 3.4.12). При превышении сил гравитации над силами сцепления масс льда во фронтальной области происходит откол и падение обломков льда. Очевидно, что уменьшение массы льда и распределение её непосредственно перед фронтом ледника снижает давление на подстилающий грунт — ложе, что приводит к наклону берегового грунта в районе фронта.

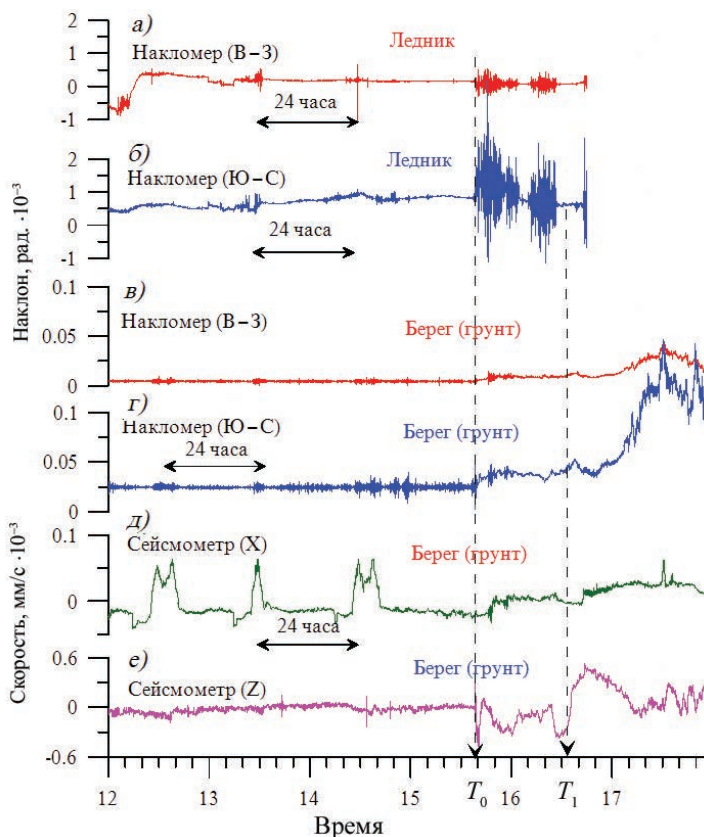


Рис. 3.4.12. Синхронная запись наклонов и упругих импульсов в системе ледник — грунт (сентябрь 2016 г.).

a и *б* — наклоны блока ледника, *в* — *е* — наклоны и скорость смещений берегового грунта на этапе подготовки откола существенной массы льда в районе фронта. T_0 — начало процесса относительно быстрого движения всей массы ледника, T_1 — начало процесса откола и падения масс льда в районе фронта ледника.

Наличие связи между колебаниями/наклонами поверхности определенного блока ледника указывает на «глобальное» движение всей массы ледника вдоль ложа. Это хорошо видно из рассмотрения синхронной записи наклона поверхности ледника и берегового грунта в период активного смещения всей массы ледника (рис. 3.4.13).

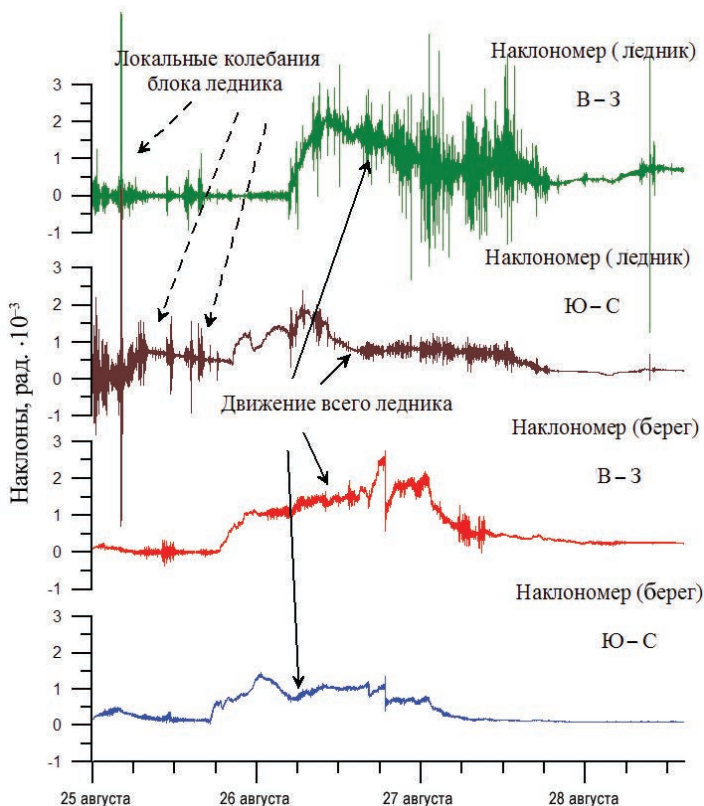


Рис. 3.4.13. Синхронная запись наклонов поверхности ледника и берегового грунта в период активного смещения всей массы ледника (август 2016 г.).

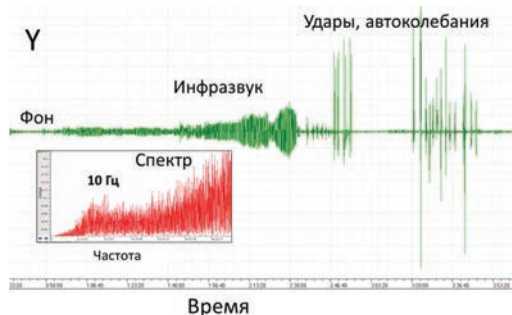


Рис. 3.4.14. Фрагмент записи фона, инфразвуковых колебаний, ударов и автоколебаний в леднике Норденшельда.

Длительность события около двух часов. Амплитудный спектр в диапазоне 0,5—40 Гц.

Отсутствие четкой связи активных колебаний блока ледника с увеличением сейсмического фона берегового грунта указывает на локальный характер колебаний конкретного блока, на котором установлен датчик.

Необходимо отметить некоторые явления, сопровождающие динамические процессы в леднике.

Инфразвуковые колебания. Сейсмометры на грунте и на леднике фиксируют колебания, обусловленные инфразвуковой акустикой в диапазоне до 40 Гц (рис. 3.4.14). Отмечены события, когда процесс продолжался около двух часов перед явлениями автоколебаний, ударами и разрушением льда. Амплитудный спектр инфразвуковых колебаний зарегистрирован в диапазоне от 0,5 до 40 Гц (на базе Пирамида постоянно был слышен характерный низкочастотный гул со стороны ледника).

Деформации прибрежного грунта. Во всех экспедициях были получены записи колебательных процессов скального грунта перед фронтом ледника. Типичный пример показан на рис. 3.4.15: компоненты сейсмометра X, Y, Z эпизодически регистрировали колебания с периодом 30—40 минут. В настоящее время природа этих колебаний может быть объяснена периодическим давлением на грунт за счёт океанических волн зыби, приходящих во фьорд из Атлантики.

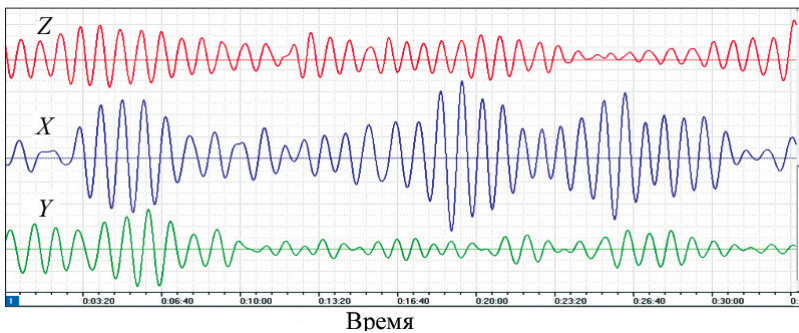


Рис. 3.4.15. Фрагмент записи колебаний прибрежного скального грунта с периодом колебаний 30—40 с перед фронтом ледника — компоненты сейсмометра X, Y, Z. Применён НЧ-фильтр 0,02 Гц.

ВЫВОДЫ

Инструментальный мониторинг колебательных и волновых процессов в массиве ледника выявил механические процессы взаимодействия льда не только со скальными породами, но и при взаимодействии отдельных блоков ледника между собой. Все процессы взаимодействия обусловлены силами гравитации, приливными движениями в земной коре, явлениями упругости и ползучести льда на границах ледяных блоков и ложа. Общее движение ледника обладает всеми признаками автоколебаний, которые являются внутренним свойством системы: ритм движения задаётся самой системой, а не периодическим внешним воздействием. Синхронное увеличение уровня колебаний берегового грунта и колебаний блоков указывает на геофизические масштабы процессов. Контакт льда и коренных пород — это одно из звеньев системы, генерирующей периодические подвижки ледника.

Движения отдельных ледяных блоков ледника длительностью до нескольких минут проявляются в горизонтальных смещениях, значения амплитуд которых могут составлять от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Таким образом, под воздействием составляющей силы тяжести происходит рост напряжений на ледовых контактах, и при достижении предельных напряжений на срез/сдвиг происходит сдвиг/смещение ледника к фьорду. Процесс повторяется,

пока действует сила тяжести, а условия контакта удовлетворяют автоколебательной системе, обусловленной давлением и скоростью скольжения.

В экспедиции 2016 г. по разработанной технологии дистанционного приёма и передачи сигналов были получены синхронные данные о динамике ледника. Передача исходных данных осуществлялась по радиоканалу с ледника через фьорд на базу экспедиции в пос. Пирамида. Получены данные о динамических процессах в леднике Норденшельда в период август — сентябрь 2016 г.

Следует выделить следующие основные параметры механизма деформирования и смещения льда:

— глобальное движение ледника носит прерывистый характер, периодичность подвижек ледника соответствует периоду полусуточного земного прилива — 12 часов;

— траектории движения отдельных блоков ледника обусловлены трением и сцеплением ложа ледника со скальными породами;

— движения отдельных ледяных блоков ледника длительностью до нескольких минут проявляются в горизонтальных смещениях, значения амплитуды которых могут составлять от нескольких миллиметров до десятков сантиметров;

— генерация автоколебаний и волн происходит в течение элементарных периодических смещений блока ледника длительностью от двух до трех минут относительно смежного блока и скальных пород;

— показано, что автоколебания носят масштабный характер на расстоянии до 1 км;

— зарождение айсбергов сопровождается ударами и пропахиванием морского дна, излучением гидроакустических и микросейсмических волн в системе вода — лед — берег;

— отмечена связь колебаний скального грунта около фронта ледника с колебаниями блоков ледника;

— амплитудный спектр инфразвуковых колебаний зарегистрирован в диапазоне от 0,5 до 40 Гц;

— обнаружены колебания прибрежного скального грунта около фронта ледника с периодом до 30 секунд; гипотеза о природе данного явления — периодическое воздействие на берег и морское дно океанской зыби и сейшевых колебаний акватории залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гайзер В.М. Определение истинного смещения почвы по записям сильных движений в ближней зоне землетрясений и взрывов / В кн.: Физика сейсмических волн и внутреннее строение земли. М.: Наука, 1983. С. 37—49.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.

Коростелёв В.Г., Саватюгин Л.М., Смирнов В.Н. Наблюдения за динамикой ледника Норденшельда сейсмометрическим методом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (101). С. 69—80.

Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Федоров А.В., Виноградов А.Н. Сейсмоинфразвуковой мониторинг деструкции ледников (пилотный эксперимент на архипелаге Шпицберген) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50, № 1. С. 5—15.

Смирнов В.Н., Линьков Е.М. Об источнике высокочастотных сейсмических возмущений и изгибно-гравитационных волн в Антарктике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 8. С. 25—30.

Федоров А.В., Асминг В.Э. Мониторинг активности ледников Шпицбергена сейсмическим методом // Наука и технологические разработки. 2015. Т. 94 (4). С. 44—52.

3.5. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК ВОДОСБОРА ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

М.В. Третьяков, О.Ф. Голованов, В.А. Григорьева, К.В. Ромашова

Множество научных и практических проблем, решаемых на Шпицбергене, среди которых исследования климата, оледенения, гидрологии суши и прибрежных районов моря, водных ресурсов, экологии, а также многие другие, требуют знания гидрологических особенностей поверхностных водных объектов суши. На решение этой проблемы на о-вах Западного Шпицбергена сосредоточены усилия норвежских (NPI, UNIS и др.), польских (Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences) и российских учёных. Российский базовый комплекс наблюдений за состоянием окружающей среды и природных условий Западного Шпицбергена выполняется гидрометеорологической обсерваторией Баренцбург Мурманского УГМС. Те или иные гидрологические наблюдения на архипелаге выполняет сезонная гляциологическая экспедиция Института географии РАН, Кольский научный центр РАН, ММБИ, ПМГРЭ.

С 2001 г. ААНИИ возобновил научные исследования на архипелаге Шпицберген в рамках темы «Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген», уделяя большое внимание и гидрологическим исследованиям на поверхностных водотоках и их водосборах. В настоящее время гидролого-гидрохимические наблюдения являются неотъемлемой частью экспедиционной деятельности ААНИИ на о-ве Зап. Шпицберген и включают в себя мониторинг изменений элементов водного баланса, а также состояния водных объектов архипелага Шпицберген. В результате экспедиционных работ ААНИИ на поверхностных водных объектах арх. Шпицберген, проводимых с 2002 по 2017 г., накоплен значительный объем материалов. Целью проводимых исследований является получение на их основе современных оценок основных характеристик гидрологического и гидрохимического режима рек, а также оценок тенденций их изменения за последнее десятилетие.

Объектами гидрологических исследований экспедиции ААНИИ являются в первую очередь поверхностные водные объекты суши водосборного бассейна залива Грэн-фьорд, на берегу которого расположен пос. Баренцбург.



Рис. 3.5.1. Реки Грэн и Альдегонда.

Черными треугольниками указано местоположение гидрометрических створов.

Гидрологические исследования ААНИИ выполняются на реках различных типов: горных и долинных, рек с разной степенью оледенения и озёрности водосбора. В качестве объектов данного исследования выбраны две разнотипные реки бассейна залива Грён-фьорд, отражающие характерные черты, присущие поверхностным водотокам данного водосбора и о-ва Зап. Шпицберген в целом. Это река Грён, протекающая по протяженной и широкой долине, водосбор которой имеет небольшую степень оледенения, и река Альдегонда, которая относится к горному типу, имеет большую степень оледенения водосбора, небольшую длину, а русло водотока целиком укладывается в рамки моренного комплекса одноименного ледника (рис. 3.5.1).

ИЗУЧЕННОСТЬ ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ СУШИ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН ВБЛИЗИ ПОС. БАРЕНЦБУРГ. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.

Определение составляющих водного баланса речных бассейнов, значительную часть которых могут занимать ледники, наблюдение за тенденциями их изменений, требуют детальных измерений, которые являются крайне трудоёмкими, особенно в условиях Шпицбергена.

Отечественные наблюдения за элементами гидрологического режима, позволяющими определить составляющие водного баланса, были начаты в 1976 г. Шпицбергеной гляциологической экспедицией Института географии АН СССР (Гляциология Шпицбергена, 1985). В 1983 г. на Шпицбергене было впервые проведено изучение режима реки Мимер в течение всего периода существования поверхностного стока, оценены водные ресурсы её бассейна (Гохман, 1988). В 1984 и 1985 гг. гидрологические наблюдения были продолжены; они охватывали реки Грён и Мимер вблизи их устьев. Результаты гидрологических наблюдений позволили охарактеризовать основные черты режима стока и уровней рек Грён и Мимер во взаимосвязи с метеорологическими параметрами и синоптической ситуацией. На основе результатов снегомерных съёмов на территории речных бассейнов, данных наблюдений метеостанций Баренцбург и Пирамида, а также данных о балансе ледников Вёринг и Бертиля были рассчитаны элементы водного баланса рек Мимер и Грён за 1984 и 1985 гг. При этом испарение на средней высоте бассейнов рассчитывалось по графикам П.С. Кузина. Результаты были проэкстраполированы на весь Зап. Шпицберген, что позволило оценить суммарный сток с его поверхности. Более подробные сведения о выполненных гидрологических и воднобалансовых работах в 1983—1985 гг. приведены в работах Гохмана (1990, 1988) и Гохмана, Ходакова (1983).

В условиях крайней недостаточности данных гидрологических наблюдений на Шпицбергене и значительно более полной метеорологической изученности оценки годового стока рек выполнялись на основе имеющейся метеорологической информации с использованием уравнения водного баланса речного бассейна за многолетний период (Гляциология Шпицбергена, 1985; Мировой водный баланс..., 1974).

Следует отметить малую изученность гидрохимических показателей качества поверхностных вод и особые климатические условия исследуемой территории. При этом Западный Шпицберген — один из немногочисленных районов мира, где ледники уже в течение длительного времени непосредственно вовлечены в хозяйственную деятельность человека, и здесь большое значение имеют ресурсы пресных вод, которые используются для водоснабжения и в теплоэнергетике. Вследствие этого в состав наблюдений, проводимых экспедицией ААНИИ начиная с 2003 г. на ор-

ганизованных гидрологических постах, были включены специализированные наблюдения за физическими и химическими показателями состояния поверхностных водотоков, ведётся комплексный мониторинг гидрологического цикла и состояния водных объектов, включая проведение наблюдений за элементами водного баланса речных водосборов архипелага Шпицберген. Измерения расхода воды здесь производится, как правило, методом скорость — площадь, а для измерения скорости течения используются стандартные гидрометрические вертушки, рекомендованные для подобных наблюдений на постах наблюдательной сети Росгидромета. Промеры русел рек и измерения скорости потока выполняются вброд со штанги, так как глубина водотоков здесь редко превышает один метр. Отбор проб на взвешенные наносы выполняется батометром-бутылкой со штанги интегральным способом (Соловьянова, 2004; Третьяков, 2010).

По результатам проведённых с 2001 по 2017 г. наблюдений составлена база данных гидрологических характеристик элементов водного режима на исследуемых объектах, которая, кроме измеренных характеристик, содержит рассчитанные многолетние ряды гидрологических характеристик, таких как ежедневный расход воды и взвешенных наносов, весенние снегозапасы на водосборах и некоторых других.

К сожалению, вследствие объективных причин наблюдения за стоком исследуемых рек разрознены, относятся к разным фазам гидрологического цикла и к разным синоптическим ситуациям, поэтому не охватывают весь период существования стока главным образом за счёт отсутствия наблюдений в весенний и осенний переходные периоды.

Для восстановления стока воды реки Альдегонды в периоды, не освещённые данными прямых гидрологических наблюдений, была разработана модель его формирования, основанная на теплобалансовом методе расчёта снеготаяния П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1961), распространённого также на ледниковую поверхность, методе расчёта водоотдачи из снега Г.П. Ковзеля (Ковзель, 1962) и методе трансформации стока Г.П. Калинина и П.И. Милюкова (Калинин, Милюков, 1958).

Была проведена адаптация метода Кузьмина к данному региону путём деления водосбора на высотные зоны в предположении, что температура понижается в среднем на 0,6 °C на каждые 100 м высоты. Водосбор реки Альдегонды был разделён на две части: ледниковую (ледник Альдегонда) и внеледниковую (моренную). Морена в основном располагается в нижней части водосбора на высоте от 0 до 80 м над уровнем моря. Ледник разделён ещё на четыре высотные зоны по 100 м. Деление водосбора на высотные зоны позволяет произвести расчёт снеготаяния и водоотдачи отдельно для каждой зоны с расчётом трансформации стока с каждой зоны до замыкающего створа по методу Г.П. Калинина и П.И. Милюкова.

Важной составляющей гидрологических работ экспедиции ААНИИ на реках бассейна залива Грэн-фьорд являются наблюдения за химическим составом поверхностных вод, колебаниями и тенденциями его изменений. В период экспедиции отбирались пробы снега и воды для определения содержания и изменения в течение полевого сезона содержания общего углерода (ТС), неорганического углерода (IC), общего азота (TN), органического углерода (NPOC), катионов (Na, NH₄, K, Mg, Ca) и анионов (F, Cl, Br, NO₂, NO₃, PO₄, SO₄), кремния общего Si(SiO₂), проводились наблюдения за изменением величины pH, удельной электропроводности воды и концентрации растворенного кислорода. Отбор проб для анализа на определение химических показателей производился в соответствии с ГОСТ Р 51592—2000; РД 52.19.595—96.

Полноценные наблюдения за химическим стоком воды стали возможны лишь после начала функционирования РНЦШ и с организацией в его инфраструктуре химико-аналитической лаборатории, т. е. начиная с 2014 г. С этого момента наблюдения за содержанием химических элементов в пресной воде и его изменениях приобрели системный характер как по числу определяемых показателей, так и по частоте пробоотборов.

Вследствие вышеперечисленных факторов анализ химического состава снежных масс и пресных вод, выпадающих в залив Грэн-фьорд, основывается главным образом на результатах натуральных наблюдений, которые были получены за последние три года.

Оценка статистической значимости линейных трендов выполнена в соответствии с рекомендациями, изложенными в работе И.И. Поляка (Поляк, 1975). При этом для подтверждения гипотезы о наличии линейного тренда был принят 95 %-ный уровень значимости. Дисперсия ошибки линейного тренда определялась по формуле

$$\sigma_{\beta}^2 = \frac{12\sigma^2}{N(N^2 - 1)}, \quad (3.5.1)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение рассматриваемой гидрологической характеристики, N — число лет в изучаемом временном интервале, β — средняя скорость изменения рассматриваемой характеристики. Статистически значимыми являются тренды, для которых выполняется условие $|\beta| > 2\sigma_{\beta}$.

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Большинство рек и ручьев арх. Шпицберген характеризуется быстрым течением (1—3 м/с) и глубиной до 1—1,5 м (Гохман, 1988). Руслу горных рек и ручьев часто порожистые, с водопадами, высота которых иногда достигает нескольких десятков метров. Реки, текущие по плоским широким долинам, сильно меандрируют, делятся на отдельные рукава и в период половодья несут большое количество наносов. Длина большинства водотоков ограничивается несколькими километрами и лишь в центральной части о-ва Зап. Шпицберген, где оледенение невелико, длина крупных рек достигает 20 км и более, а площадь их водосборов — сотен квадратных километров; максимальный расход их составляет более 100 м³/с.

В годовом гидрологическом цикле рек Шпицбергена можно выделить три характерных периода: зимний — период накопления снега; весенний, когда происходит таяние снега; летнее-осенний, когда питание рек осуществляется за счёт талых вод ледников и выпадения жидких осадков.

В зимний период, длящийся с октября по май, постоянный речной сток на Шпицбергене отсутствует. Зимний сток с политермальных ледников, обусловленный в основном водоотдачей из подледникового талика, накапливается в виде приледниковых наледей, иногда весьма существенных. Доля зимнего стока в годовом объёме речных вод невелика и может составлять 3—5 % (Соловьянова, 2004). Снегозапасы или количество твёрдых осадков, выпавших в холодную часть года — основной фактор, определяющий характеристики весеннего половодья.

Таяние снега на водосборах рек начинается во второй половине мая. В первые 10—15 дней после перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений она, как правило, остается близкой к нулю, а расход воды на реках обычно составляет сотни литров в секунду и не превышает 1—2 м³/с.

Начало половодья, вызванное повышением средней суточной температуры воздуха, отмечается в первой половине июня. Талая вода вначале течёт по снегу или по поверхности русловой наледи, постепенно прорезая себе русло до грунта. В период половодья снег сохраняется на большей части водосбора. После прохождения пика половодья заснеженность территории и расход воды быстро уменьшаются. При замедленном повышении температуры воздуха в первой половине лета снежный покров стаивает дольше, и половодье с несколькими пиками может растягиваться на период до месяца.

Жидкие атмосферные осадки в полярных районах, которые иногда называют «полярными пустынями», играют не такую значительную роль, как в умеренных широтах. На водосборах с большой степенью оледенения в тёплый период режим стока воды в целом зависит от реакции ледников на метеорологические условия. Таяние ледника, вызванное воздействием на него атмосферных факторов, является важнейшим компонентом приходной части уравнения водного баланса. Летние паводки, расход которых иногда превышает максимальный расход половодья, формируются во второй половине лета при выпадении интенсивных ливневых осадков в дни с высокой температурой воздуха.

Период постоянного поверхностного стока на реках продолжается 5—6 месяцев и обычно заканчивается к концу сентября — октября. За три летних месяца проходит более 90 % стока, в том числе 40—60 % в июле. Сток с водосборов с большой степенью оледенения в течение тёплого периода года распределяется более равномерно, основные его объёмы проходят в период с середины июня до середины августа (Гохман, Ходаков, 1983; Гохман, 1987; Соловьянова и др., 2005).

Реки Шпицбергена характеризуются значительной мутностью, что затрудняет хозяйственное использование их водных ресурсов. Процесс формирования и переноса речных наносов на Шпицбергене происходит в условиях низкой температуры и под влиянием ледниковой эрозии. Наличие многолетнемерзлых пород провоцирует насыщение водой активного поверхностного слоя во время таяния снега и выпадения дождей. Количество взвешенных наносов в реках тесно связано с режимом стока. В период до начала половодья вода в реках обычно чистая, её мутность изменяется от 0 до 10—15 мг/л. На подъёме половодья мутность воды резко возрастает (до 3 г/л и более). Спад половодья сопровождается уменьшением мутности воды. Мутность воды возрастает в результате обнажения и оттаивания пород деятельного слоя склонов и моренных отложений у ледников.

Для более детальной иллюстрации гидролого-гидрохимического режима водотоков бассейна залива Грэн-фьорд были выбраны реки Грэн и Альдегонда, являющиеся характерными водотоками долинного и горного типов соответственно. Гидрологические наблюдения на данных объектах были начаты в 2001 г., тогда же в низовьях данных рек были организованы гидрологические посты, оборудованные основным и рабочим реперами, уровнемерными сваями и автоматическими уровнемерными устройствами.

Река Грэн протекает по плоской широкой долине, разветвляется на отдельные рукава и впадает в залив Грэн-фьорд с востока. Водосбор этой реки, площадь которого составляет 98 км², характеризуется небольшим уклоном и относительно небольшой степенью оледенения — 13 %. Длина реки равна 23,5 км. Своё начало река берет на леднике Тавле. В верховьях река течёт в узком каньоне, в среднем

и нижнем течении долина расширяется. На всем протяжении реки активно происходят процессы русловых деформаций, развита многорукавность, а русло имеет высокую степень извилистости. Река Грэн в период половодья и осенних паводков несёт большое количество наносов, которые образуются вследствие смыва большого количества грунта, торфа и растительности с поверхности долины. При впадении в залив река образует широкую дельту, на десятки метров выдвинутую в залив, а речные воды, смешиваясь с водами залива, оставляют широкий факел выноса взвешенных наносов, чётко прослеживающийся на большом расстоянии от устья.

В зимний период река перемерзает и сток отсутствует. Поверхностный сток начинается в первой декаде июня. В период прохождения половодья здесь может наблюдаться небольшой ледоход, образованный льдинами, приносимыми рекой с верховий и прибрежного льда. Половодье формируется таянием снега как с долины реки, так и с близлежащих ледников. Постепенно уменьшаясь, сток продолжается до конца сентября. В первой декаде октября с переходом температуры воздуха через 0 °С река перемерзает, и сток воды прекращается. Во второй половине сентября, а иногда и в течение всего месяца здесь наблюдаются осенние паводки, которые формируются сильными жидкими осадками, штормовыми ветрами и частыми туманами. Расход воды и взвешенных наносов в этот период может достигать, а в отдельные годы и превышать расход весеннего половодья.

Альдегонда — река горного типа; характеризуется быстрым течением и порожистым руслом глубиной до 1 м и шириной до 11 м. Из-за большой скорости потока течение воды в реке имеет ярко выраженный турбулентный характер. Река Альдегонда впадает в залив Грэн-фьорд с западного берега. Площадь водосбора реки составляет 9,4 км². Река берёт свое начало с ледника Альдегонда (5,7 км²), изливаясь тремя потоками — двумя с бортов и одним в центре ледника. Ледник в последние десятилетия отступает, поэтому длина реки увеличивается, а степень оледенения её водосбора уменьшается. На 2016 г. длина реки Альдегонды составляла 2,6 км, а степень оледенения её водосбора — 60 %. Река имеет достаточно большой уклон (0,040 ‰), бурное течение и протекает по долине, сложенной моренными отложениями. Местами на поверхность водосбора выходят коренные породы, которые стесняют русло реки, образуя небольшие каньоны. На водосборе имеется несколько небольших озёр общей площадью до 100 м². При впадении в залив Грэн-фьорд река Альдегонда образует небольшую дельту, положение которой нестабильно. В последние годы наблюдается интенсивное развитие дельты, характеризующееся образованием большого числа мелких рукавов и увеличением площади факела выноса взвешенного вещества в заливе. Гидрометрический створ расположен в месте первого выхода коренных пород в 500 м от залива и перекрывает 97 % стока с водосбора.

В зимний период река полностью перемерзает и сток здесь отсутствует. Начало половодья, напрямую связанное с переходом среднесуточных температур воздуха через 0 °С, наблюдается в первой декаде июня. Талые воды текут поверх снега, постепенно пробивая себе русло. В районе гидрометрического створа образовавшийся поток вследствие увеличения продольного уклона уходит под толщу снега и наледи и выходит на поверхность на 300 метров ниже в виде небольшого ключа. В период половодья снег сохраняется на большей части водосбора. Половодье проходит без ледохода, характеризуется бурным течением, высокой скоростью потока и повышенной мутностью. После прохождения пика весеннего половодья наблюдается постепенное

понижение уровня воды, и наименьшие его значения отмечаются в августе. Сток воды и взвешенных наносов характеризуется наличием ярко выраженного суточного хода с максимумом во второй половине дня и минимумом в ночное время. Наличие подобного суточного хода вызвано тем, что в тёплый период года режим стока воды горных рек зависит преимущественно от таяния ледников.

Во второй половине сентября наблюдаются паводки, вызванные частыми дождями, сильным ветром и туманами, которые, в свою очередь, становятся причиной интенсивного таяния ледника. С понижением суточной температуры воздуха уменьшается интенсивность таяния ледника, а значит, и поверхностный сток. Полное прекращение стока, связанное с устойчивым переходом температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, наблюдается во второй половине октября.

РЕЧНОЙ СТОК И СТОК НАНОСОВ

Объем данных наблюдений за стоком реки Альдегонды значительно больше, чем для других рек, впадающих в залив Грэн-фьорд. Однако этих данных всё же недостаточно, и наблюдениями обеспечена только часть периода наличия стока. Восстановление стока реки за периоды, не охваченные наблюдениями, произведено с привлечением модели стока, основанной на теплосбалансовых расчётах поверхности ледника с учётом жидких атмосферных осадков. Моделирование стока реки Альдегонды показало удовлетворительное соответствие результатов моделирования данным наблюдений за речным стоком в последние годы (2014—2016 гг.). Восстановленный сток за 2016 г. (рис. 3.5.2) показал соответствие наблюденным значениям с критерием качества Нэша — Сэтклифа, равным 0,67, и средней относительной погрешностью около 14 %. За предыдущие годы (2005—2013 гг.) результаты модельных расчётов в целом соответствуют данным отрывочных наблюдений за расходом воды. В некоторые годы (2005—2007 гг.) наблюденный расход воды оказался меньше рассчитанного по модели. Однако следует заметить, что в эти годы для измерения расхода применялся недостаточно методически проработанный метод ионного паводка.

Расчёт снеготаяния и водоотдачи из снега на водосборе реки Альдегонды на основе данных снегомерных съёмок и стандартных метеорологических наблюдений на метеостанции пос. Баренцбург показал, что процесс таяния начинается в конце апреля — начале мая, задолго до начала водоотдачи из него. Водоотдача из снега начинается почти одновременно для всего водосбора, несмотря на то что водосбор расположен в разных высотных зонах. Максимальное снеготаяние происходит в конце мая — начале июня, а к первой декаде июля снег успевает стаять со всей

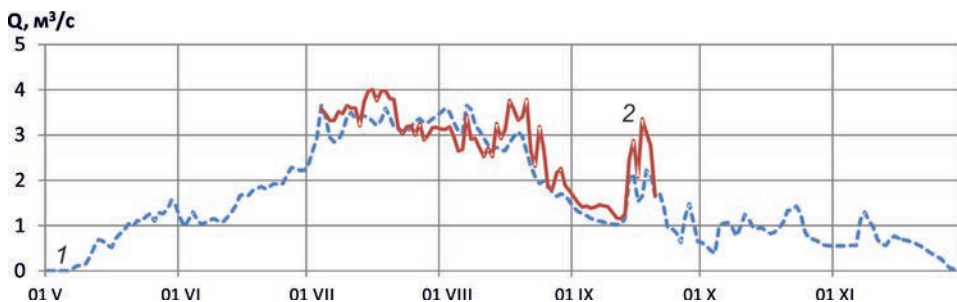


Рис. 3.5.2. Результаты расчёта гидрографа стока реки Альдегонды за 2016 г. (1) и данные наблюдений за стоком (2).

Оценки характеристики стока реки Альдегонды за период 2001—2016 гг.

Характеристика	Месяц							Годовой сток
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
Объём стока, км ³ · 10 ³	1,43	5,84	6,89	5,17	2,81	1,37	0,59	24,1
Слой стока, мм	147	620	709	532	299	141	62	2510

территории водосборного бассейна, не создавая условий для положительного баланса массы ледника, что подтверждается гляциологическими наблюдениями на леднике Альдегонда, который в последние десятилетия активно деградирует.

Дальнейшее формирование стока реки Альдегонды происходит за счёт таяния ледника и выпадения жидких атмосферных осадков. Режим стока воды полностью зависит от реакции ледника на метеорологические условия; при этом формируются летние и осенние паводки, расход которых превышает расход половодья. Осенью, при снижении до нуля количества солнечной радиации, основными факторами формирования стока становятся турбулентные потоки тепла.

Оценки основных характеристик стока реки Альдегонды, полученные по результатам наблюдений, а также значения, восстановленные на основе моделирования, приведены в табл. 3.5.1.

Как видно из таблицы, наиболее водным месяцем является июль. За этот месяц проходит до 30 % стока. Средний многолетний гидрограф стока реки Альдегонды показан на рис. 3.5.3.

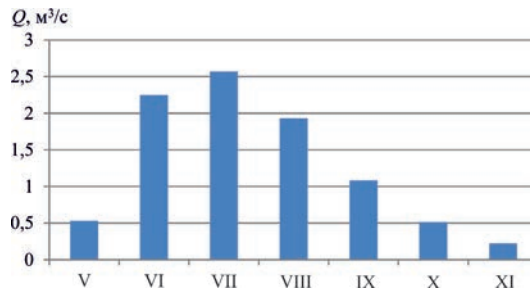


Рис. 3.5.3. Среднемноголетний гидрограф стока реки Альдегонды.

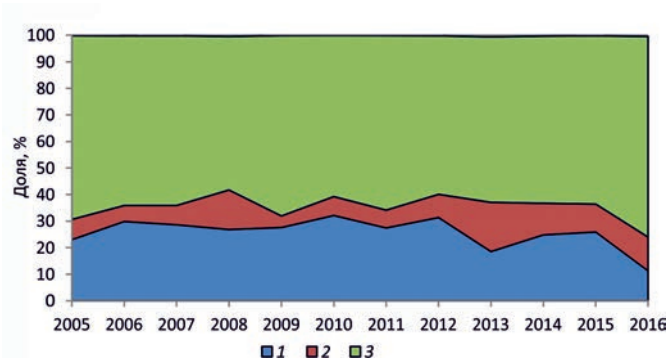


Рис. 3.5.4. Доля (%) составляющих приходной части водного баланса водосбора реки Альдегонды.

1 — таяние снега, 2 — жидкие осадки, 3 — абляция ледника.

В отношении источников питания реки по многолетним данными можно заключить, что в приходной части водного баланса на долю снегового питания приходится в среднем 26 %, дождевая составляющая значительно меньше — около 10 %, а основная составляющая приходной части формируется за счёт таяния ледника — 64 %.

В многолетнем разрезе соотношение источников питания реки меняется несущественно. Можно отметить уменьшение в последние годы доли снегового питания и увеличение доли питания за счёт абляции ледника (рис. 3.5.4).

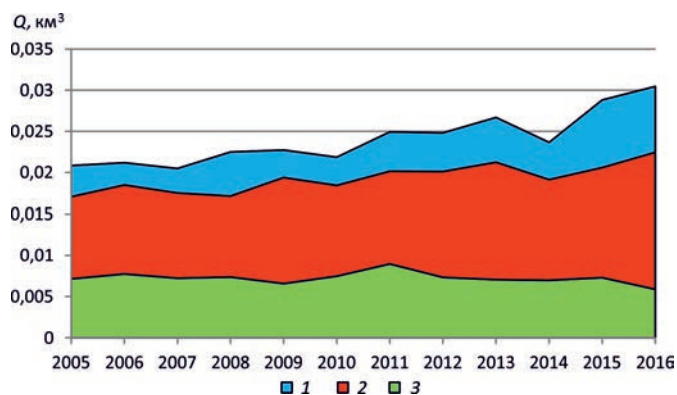


Рис. 3.5.5. Изменение стока реки Альдегонда.

1 — сентябрь — ноябрь, 2 — июль — август, 3 — май — июнь.

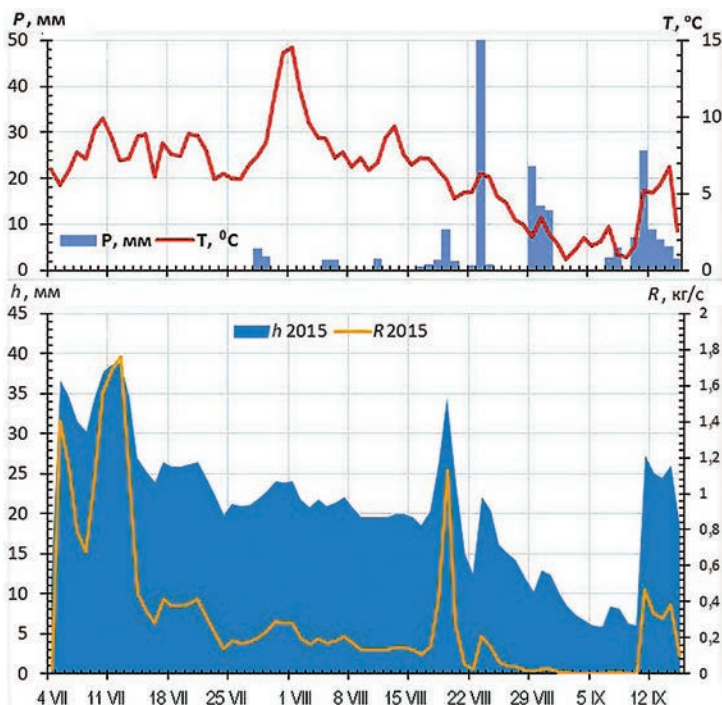


Рис. 3.5.6. Изменение температуры воздуха (T), суточных сумм осадков (P), слоёв суточного стока (h) и среднесуточного расхода наносов (R) реки Альдегонды за летне-осенний период 2015 г. (по данным ГМО Баренцбург)

Многолетние изменения стока реки Альдегонды показывают, что за период с 2005 по 2016 г. наблюдается увеличение стока в среднем на 800 тыс. м³ в год (рис. 3.5.5). Это происходит за счёт увеличения стока в летние и осенние месяцы, когда питание реки происходит преимущественно за счёт таяния ледника. Таким образом, сток с водосбора реки Альдегонды отчётливо реагирует на климатические изменения, происходящие в последнее десятилетие в районе арх. Шпицберген. Главным фактором этих изменений является турбулентный поток тепла из атмосферы, увеличение которого ведёт к усиленному таянию ледника.

Распределение стока наносов как внутри суток, так и в течение всего тёплого периода года в основном определяется характером распределения стока воды. Мутность воды в реке Альдегонде в течение года существенно изменяется, что связано с различной интенсивностью таяния ледника, неравномерным характером выпадения атмосферных осадков, различным состоянием почвенного и растительного покрова, влияющим на развитие эрозионных процессов на водосборе (рис. 3.5.6). В формирование мутности воды в реке Альдегонда основной вклад вносит склоновая эрозия (Соловьянова, Третьяков, 2004).

Сочетание осадков, высоких положительных значений температуры, способствующих оттаиванию грунта, и большого расхода воды в реке приводит к экстремальному повышению мутности воды (максимальное наблюдаемое значение 2,14 г/л) и повышению расхода наносов (до 13,2 кг/с). Это связано как со смывом почво-грунтов с поверхности водосбора, так и увеличением размеров водотока и вовлечением в поток оттаявших грунтов. Такие экстремальные ситуации могут наблюдаться в течение всего тёплого периода и наблюдаются ежегодно во второй половине сентября, непосредственно перед началом холодного периода.

В среднем мутность воды в реке Альдегонде составляет 0,21 г/л. Среднемесячные значения мутности для тёплого периода примерно такие же, поэтому внутригодовое распределение стока наносов в основном определяется стоком воды. За июль, месяц с наибольшей водностью, выносятся до 40 % наносов. Всего за год вынос взвешенных наносов рекой Альдегондой можно оценить в среднем в 5,2 тыс. тонн.

Оценки основных характеристик стока р. Грён, полученные по результатам наблюдений за стоком за период 2001—2016 гг., приведены в табл. 3.5.2.

Как видно из таблицы, наиболее водным месяцем является июнь. За этот месяц проходит более 50 % годового стока. По данным о максимальном снегозапасе к моменту таяния и норме осадков для станции Баренцбург, доля снегового питания в приходной составляющей водного баланса водосбора составляет в среднем 34 %, дождевая составляющая стока — около 22 %; существенное питание река получает за счёт таяния ледников — 44 %. В этих оценках не учитывается приток подземных вод, что требует дальнейшего изучения.

Таблица 3.5.2

Оценки характеристик стока реки Грён за период 2001—2016 гг.

Характеристика	Месяцы					Годовой сток
	V	VI	VII	VIII	IX	
Объём стока, км ³ ·10 ³	н/д	39,1	17,8	9,62	6,14	72,7
Слой стока, мм	н/д	398	182	98	63	741

Примечание. н/д — нет данных.

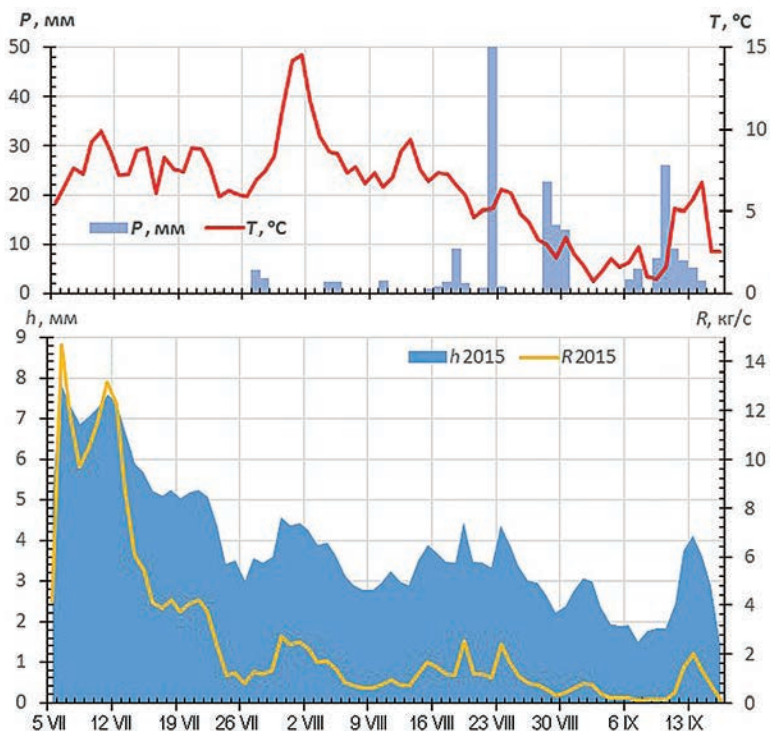


Рис. 3.5.7. Изменение температуры воздуха (T), суточных сумм осадков (P), слоёв суточного стока (h) и среднесуточного расхода наносов (R) реки Грён за летне-осенний период 2015 г. (по данным ГМО Баренцбург)

На рис. 3.5.7 представлены изменения температуры воздуха, суточных сумм осадков (по данным метеостанции ГМО Баренцбург) и слоёв стока реки Грён за летне-осенний период 2015 г.

Из рисунка видно, что наибольшие значения расхода воды и взвешенных наносов наблюдаются в июне, в период прохождения половодья. После спада половодья значения этих характеристик также постепенно уменьшаются, достигая своих минимальных значений к сентябрю, когда на реке наблюдается период осенней межени. Однако обильные осенние дожди, наблюдающиеся здесь во второй половине сентября, являются причиной усиления таяния ледников в этот период и формирования интенсивных паводков. Эти паводки выносят большое количество наносов, что, в свою очередь, приводит к резкому повышению мутности.

Как отмечает В.В. Гохман (Гохман, 1988), прохождение паводков на реке вызывает повышение мутности до очень высоких значений, иногда превышающих максимальную мутность на пике половодья. По данным экспедиций 2001—2016 гг. максимальная мутность воды в реке Грён составляла 5,7 г/л и наблюдалась во время дождевого паводка 29 июля 2003 г. Экспедиции ААНИИ в этот год своими наблюдениями удалось охватить лишь спад половодья, но и эти данные показывают, что наиболее велика мутность воды реки Грён в июне — июле: на этот период приходится более 75 % годового стока наносов. Всего по неполным данным рекой Грён за год выносятся около 20 тыс. тонн взвешенных наносов.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКОВ БАССЕЙНА ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

Химический состав талых вод на ледниках зависит непосредственно от минерализации льда и его загрязненности моренным материалом. Минерализация воды в наледниковых потоках в целом соответствует минерализации льда, но в крупных ручьях она может в 3—4 раза превышать солесодержание во льду, а в мелких — несколько меньше.

В связи с длительным залеганием сезонного снежного покрова, характерным для данной территории, вклад золотой составляющей в истинную минерализацию снега и льда невелик. Минерализация снега в конце холодного периода года изменяется от 5 до 30 мг/л и чаще не превышает 10—15 мг/л.

Минерализация ледникового льда также мала: она изменяется от 4 до 35 мг/л и в целом уменьшается вниз по ледникам. Снег, фирн и лёд имеют преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый состав, но в некоторых случаях повышается содержание сульфатов. При таянии минерализация снега уменьшается, причём распреснение наиболее интенсивно в начале периода абляции. На Шпицбергене минерализация снега в процессе таяния быстро уменьшается — в 3—5 раз по сравнению с первоначальной.

Многочисленные приледниковые наледи Шпицбергена образуются при выходе ледниковых вод на дневную поверхность в холодный период года. Минерализация воды и наледного льда увеличивается при удалении от источника питания — от ледника к периферии. У ледника Альдегонда минерализация воды на наледях возрастала в 2—5 раз, достигая 10 мг/л на расстоянии 500 м от выхода из ледника. На наледи в средней части долины реки Грён минерализация увеличивалась в 2—2,5 раза.

Минерализация воды в реках зависит от поступления солей из притоков и в значительной мере от снежности территории и доли ледникового стока. В начале периода таяния минерализация воды снижается от 80—90 до 50—60 мг/л, а при промачивании снежной толщи и фильтрации талой воды через верхний слой грунта возрастает до 70—100 мг/л. В это время основная доля растворимых примесей выносится из снежного покрова и поступает в ручьи, а затем в реки. В дальнейшем ход минерализации воды в целом отражает режим стока. На подъёме половодья она уменьшается до 30—60 мг/л, на спаде возрастает до 60—90 мг/л.

Река Альдегонда слабоминерализованная, значение электропроводности изменяется в течение сезона от 78 до 460 мкСм/см, и максимальные значения достигаются к концу сезона. Реакция среды преимущественно слабощелочная — рН до 8,7.

Водоток характеризуется малым содержанием биогенных элементов (выделяются только ионы кремния — до 1,48 мг/л), микрокомпонентов и органического вещества. Доминантными ионами в исследуемом водотоке являются гидрокарбонаты, хлориды, сульфаты, кальций, магний; также заметно содержание калия (табл. 3.5.3).

Основное питание водотока осуществляется за счёт таяния снега (или льда). В воде отмечено содержание сульфатов, что объясняется рядом причин, из которых можно выделить две: 1) вода дренируется осадочными породами, содержащими соответствующие ионы; 2) снег, питающий водоток, покрывает территорию, подверженную, хотя и в небольшой степени, антропогенному влиянию.

На реке Грён реакция среды в процессе наблюдений изменялась от нейтральной до слабощелочной. Минерализация изменялась в широких пределах в зависимости

**Изменение гидрохимических показателей в водах рек
бассейна залива Грён-фьорд за периоды наблюдений в 2015 и 2016 гг.**

Параметр	Река Альдегонда		Река Грён	
	2015 г.	2016 г.	2015 г.	2016 г.
УЭП, мкСм/см	78,1—460	78,0—429	187,0—889	231—1139
pH	7,16—8,43	6,94—8,70	7,08—7,88	6,74—7,67
Общий углерод, мг/л	8,08—17,51	6,72—14,26	3,55—13,21	4,72—13,64
Неорг. углерод, мг/л	7,45—16,60	6,06—14,05	4,88—12,08	4,00—12,92
Орг. углерод, мг/л	0,63—1,37	0,43—3,28	0,70—1,15	0,53—2,95
Общий азот, мг/л	—	0,07—0,18	0,23—0,65	0,11—0,90
Гидрокарбонаты, HCO_3^- мг/л	30,6—108,3	31,9—74,0	14,9—80,3	21,1—68,0
Кремний, мг/л	0,33—1,24	0,29—1,58	0,88—2,08	0,79—2,87
Фториды, F^- мг/л	0,01—0,02	0,02—0,07	0,05—0,10	0,09—0,21
Хлориды, Cl^- мг/л	1,77—5,45	0,84—4,41	3,34—45,80	1,67—46,18
Нитраты, NO_3^- мг/л	0,09—0,63	0,09—0,53	0,17—2,73	0,07—4,03
Сульфаты, SO_4^{2-} мг/л	3,74—149,1	5,35—148,6	34,1—362,4	71,1—468,5
Натрий, Na^{2+} мг/л	—	0,64—6,28	—	10,2—53,5
Калий, K^+ мг/л	0,54—1,53	0,06—2,40	1,13—2,62	0,93—5,43
Магний, Mg^+ мг/л	1,39—13,5	1,23—12,8	2,80—48,1	11,99—64,8

от времени наблюдений. Так значения УЭП на протяжении сезона в 2015 и 2016 гг. изменялись от 187 до 1139 мкСм/см, среднее значение водородного показателя в период наблюдений составило 7,42.

Главные ионы представлены гидрокарбонатами, хлоридами и сульфатами, содержание которых особенно велико в осенний период. Значительны концентрации кальция и магния. Из биогенных элементов были обнаружены нитраты. Содержание органического углерода незначительно (см. табл. 3.5.3).

Сравнение суммы катионов и анионов в пробе показало резкое несоответствие — сумма катионов оказалась в полтора раза выше. Возможно, эта разница

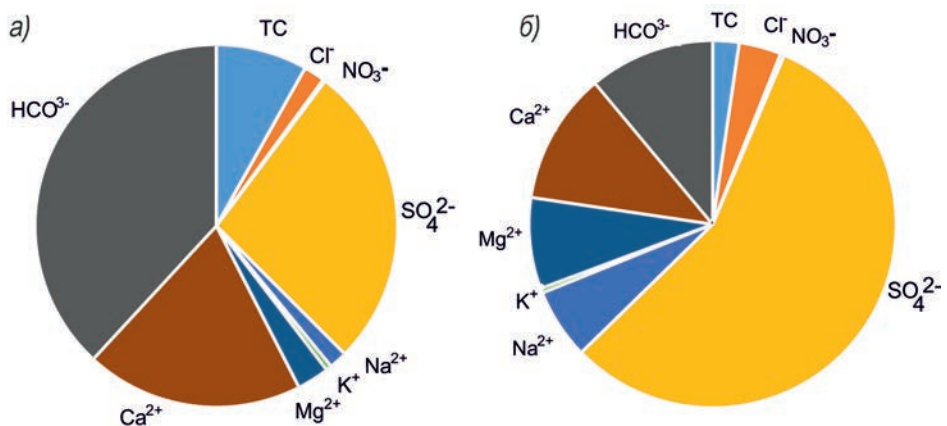


Рис. 3.5.8. Усреднённые значения содержания основных катионов и анионов в речном стоке рек Альдегонды (а) и Грён (б) летом 2016 г.

обусловлена присутствием анионов органических кислот — фульвокислот, нафтеновых кислот и т.п.

Согласно классификации (Алекин, 1970), воды реки Альдегонды относятся к гидрокарбонатно-кальциевым II типа (концентрация гидрокарбонатов составляет порядка 60 мг/л в среднем за сезон), а воды реки Грэн — к классу сульфатных вод группы кальция II типа (концентрация сульфатов порядка 200 мг/л в среднем за сезон). В водах реки Грэн концентрация ионов натрия и магния в среднем в 10 раз больше, чем в реке Альдегонде.

На реке Альдегонде отмечается хорошая связь между значениями и тенденциями изменений стока рек и доминирующими ионами (рис. 3.5.9). С уменьшением водности рек возрастает концентрация химических веществ, что связано с ледниковым питанием водотоков. Обе рассматриваемые реки характеризуются малым содержанием биогенных элементов. Так, концентрация нитритов, фосфатов и аммония находится за пределами обнаружения метода измерений и составляет менее 0,05, менее 0,1 и менее 0,25 мг/л соответственно. Концентрация нитратов достигает 1,5 мг/л (наибольшее содержание в реке Грэн), а общего азота — 0,5 мг/л.

Из микрокомпонентов определялись представители типичных анионов — фториды и бромиды. Значения их концентрации очень невелики: содержание бромидов находятся за пределами нижней границы определения метода, содержание фторидов несущественно изменяется в диапазоне от 0,02 до 0,50 мг/л и зачастую находится ниже границы обнаружения (см. рис. 3.5.8).

В период существования стока наблюдается постепенное увеличение концентрации химических элементов, сопровождающееся понижением значений расхода воды (рис. 3.5.9). В сентябре, в период осенних паводков, на фоне резкого увеличения стока наблюдается уменьшение значений концентрации главных ионов и биогенных элементов.

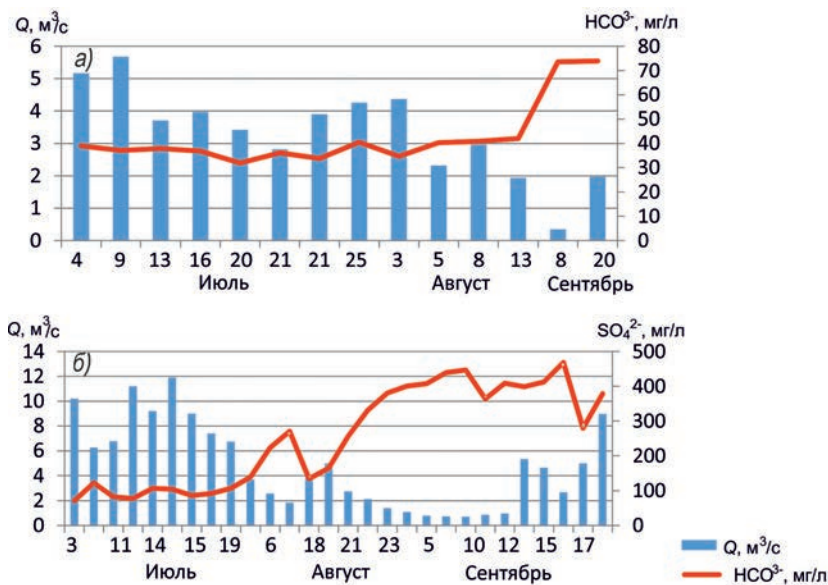


Рис. 3.5.9. Изменение концентраций доминирующих ионов в реках Альдегонде (а) и Грэн (б) в 2016 г.

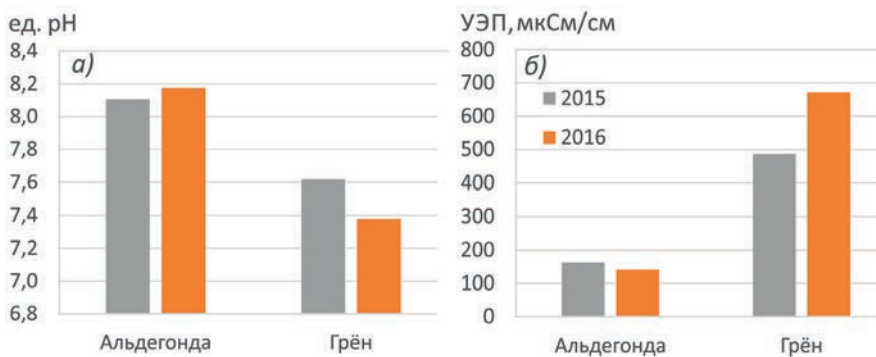


Рис. 3.5.10. Усреднённые значения рН (а) и удельной электропроводности (б) в речном стоке исследуемых объектов за 2015 и 2016 гг.

В период летнего стока минерализация исследуемых объектов сильно возрастает за счёт подстилающей поверхности русел рек и водосборных бассейнов и максимальное значение для реки Альдегонды составляет 460 мкСм/см, а для реки Грён — 1139 мкСм/см (рис. 3.5.10). Реакция среды преимущественно слабощелочная: рН несколько увеличивается по сравнению со снежным покровом и достигает 8,7 в водах реки Альдегонды и 7,8 в водах реки Грён.

ВЫВОДЫ

Для выявления особенностей формирования речного стока на водосборе залива Грён-фьорд был выполнен анализ материалов экспедиционных гидрологических исследований за 2001—2017 гг. двух рек бассейна залива разного типа: Грён и Альдегонда.

Анализ материалов показал, что длина рядов данных наблюдений различается, они разрознены, относятся к разным периодам и разным фазам гидрологического цикла, имеют пропуски либо являются эпизодическими. Причинами такой ситуации являются, в частности, сложность организации наблюдений на этих реках, особенно в переходные периоды весны и осени, недостаточная методическая проработанность проведения и оптимизации гидрологических наблюдений в условиях Шпицбергена, несовершенство приборной базы и др. Это привело к необходимости привлечения к исследованию модели формирования стока, позволившей восстановить суточные значения поверхностного стока реки Альдегонды за не охваченные наблюдениями периоды времени от начала таяния снега до полного осеннего перемерзания реки с 2005 по 2016 г.

В приходной составляющей водного баланса доля таяния снежного покрова составляет для реки Альдегонды 26 % и для реки Грён 34 %. Поэтому при проведении исследований особое внимание уделялось оценке основных характеристик снегонакопления и их многолетней изменчивости. Выявлено, что при принятом уровне значимости статистически значимые тенденции в изменении высоты снега, его плотности и максимальных водозапасах в снеге отсутствуют как для водосбора реки Альдегонда, так и для водосбора реки Грён.

Сток рек Альдегонды и Грён, формируемый таянием снега, жидкими осадками и таянием ледников, отчётливо реагирует на климатические изменения, происходящие в последнее десятилетие в районе арх. Шпицберген, главным фактором кото-

рых является турбулентный поток тепла из атмосферы, увеличение которого ведёт к усиленному таянию ледников, расположенных на водосборах исследуемых рек. Многолетние изменения стока реки Альдегонды показывают, что за период с 2005 по 2016 г. наблюдается увеличение стока в среднем на 800 тыс. м³ в год. Это происходит за счёт увеличения стока в летние и осенние месяцы, когда питание реки происходит преимущественно за счёт таяния ледника.

Наблюдения за стоком взвешенных наносов также позволили определить основные его характеристики. Было выявлено, что распределение стока наносов как внутри суток, так и в течение всего тёплого периода года для всех исследуемых рек в основном определяется характером распределения стока воды. По оценкам, годовой сток наносов составляет для реки Альдегонды 5,2 тыс. тонн и для реки Грэн 90 тыс. тонн.

Ионный состав ледниковых вод в течение года значительно меняется. При уменьшении поверхностного таяния ледника осенью большее влияние оказывает поступление воды из толщи ледника; увеличивается и минерализация воды. Большое влияние оказывают многочисленные приледниковые наледи.

На реках Альдегонде и Грэн отмечается хорошая связь между значениями и тенденциями изменений стока рек и содержанием доминирующих ионов. С уменьшением водности рек возрастет концентрация химических веществ, что связано с преобладающим ледниковым питанием реки. Все исследуемые реки характеризуются малым содержанием биогенных элементов.

Полученные оценки гидрологических и гидрохимических характеристик исследуемых объектов фиксируют их современное состояние и современные тенденции их изменения и могут использоваться в дальнейшем при исследовании климатических изменений окружающей среды на арх. Шпицберген. Для этого гидрологические исследования поверхностных водных объектов на архипелаге, несомненно, должны быть продолжены. Эти наблюдения необходимы не только для получения информации об особенностях режима и основных гидрологических характеристиках поверхностных водных объектов для таких ещё очень слабо изученных территорий, но и для изучения климатической системы атмосфера — криосфера — гидросфера — биосфера в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 442 с.
- Гляциология Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 200 с.
- ГОСТ Р 51592-2000. Вода. Общие требования к отбору проб. Введ. 2000-21-04. М.: Изд-во Стандартиформ, 2000. 48 с.
- Гохман В.В.* Водно-ледниковый баланс Шпицбергена / Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1990. 20 с.
- Гохман В.В., Ходаков В.Г.* Вопросы анализа, прогноза и преобразования зимнего стока воды из ледника Бертиль на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований. 1983. № 46. С. 185—193.
- Гохман В.В.* Распространение и условия формирования ледниковых наледей Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1987. № 60. С. 68—76.
- Гохман В.В.* Режим стока рек на о. Западный Шпицберген // Материалы гляциологических исследований. 1988. № 62. С. 96—103.

- Калинин Г.П., Миллюков П.И.* Приближенный расчёт неустановившегося движения водных масс Л.: Гидрометеиздат, 1958. 72 с.
- Ковзель А.Г.* Упрощенная схема расчета водоотдачи из снега // Труды ГГИ. 1962. Вып. 99. С. 141—175.
- Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 345 с.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
- Поляк И.И.* Оценивание линейного тренда временных метеорологических рядов // Труды ГГО. 1975. Вып. 364. С. 51—55.
- РД 52.19.595-96 «Федеральный перечень методик количественного химического анализа, разрешенных для использования при анализе объектов окружающей среды».
- Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Прямиков С.М.* Особенности формирования стока р. Альдегонды, (Шпицберген) / Комплексные исследования природы Шпицбергена: сб. тр. науч.-практич. конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 348—355.
- Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В.* Наблюдения за стоком взвешенных наносов рек бассейна залива Грён-фьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. трудов науч.-практич. конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 230—236.
- Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Священников, П.Н., Андреев О.М., Иванов Б.В., Прямиков С.М.* Комплексные гидрометеорологические исследования некоторых ледниковых бассейнов Шпицбергена // Арктика и Антарктика. 2004. Вып. 3. С. 40—49.
- Соловьянова И.Ю.* Особенности формирования ледникового стока арх. Шпицберген. VI Всероссийский гидрологический съезд: тезисы докладов. СПб: Гидрометеиздат, 2004. С. 127—128.
- Третьяков М.В.* Особенности речного стока архипелага Шпицберген / Географические и экологические аспекты гидрологии. Труды научной сессии, посвященной 90-летию кафедры гидрологии суши СПбГУ / Под ред. В.С. Вуглинского. СПб: Изд-во СПбГУ, 2010. С. 217—221.

3.6. МАКСИМАЛЬНЫЕ СНЕГОЗАПАСЫ НА ВОДОСБОРЕ ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

М.В. Третьяков, О.Ф. Голованов, В.А. Григорьева, К.В. Ромашова

Приходной составляющей водного баланса речных водосборов являются атмосферные осадки. Накопление осадков в твёрдой фазе в течение холодной части года определяет речной сок в период половодья, а также в климатических условиях Шпицбергена баланс массы ледников, находящихся на водосборах. В этой связи изучение изменчивости максимальных запасов снега на речных водосборах Шпицбергена является особенно важным.

В настоящем разделе представлены исследования максимальных снегозапасов на водосборах двух разнотипных рек бассейна залива Грён-фьорд — Грён и Альдегонде. Река Грён протекает по протяжённой и широкой долине, водосбор которой имеет небольшую степень оледенения. Водосбор реки Альдегонды, которая относится к горному типу, характеризуется значительным оледенением.

ИЗУЧЕННОСТЬ СНЕГОЗАПАСОВ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН БЛИЗИ ПОС. БАРЕНЦБУРГ. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Первые наблюдения и расчёты, касающиеся баланса массы ледников архипелага, были выполнены за рубежом и относятся к 1934 г. (Гляциология Шпицбергена, 1985), а продолжились они в 1958 г.

Отечественные наблюдения аналогичного характера были начаты экспедицией Института географии АН СССР в 1965—1967 гг. и продолжались по 1982 г. Основное внимание было уделено режиму ледников, включая зимний, летний и годовой баланс их массы. Выполненный при этом значительный объём снегомерных съёмок позволил проследить динамику снегозапасов на ледниках Вёринг, Бертиль, Богер, Брёггер, Дауд и в долинах Линнейдален, Грёндален, Адвентдален, Мимердален, Сассендален, Агарддален в сравнении с величиной снегозапасов на метеостанциях Баренцбург, Лонгьербюен, Нью-Олесунн. Установлена связь суммарной абляции на ледниках Вёринг, Богер, Бертиль, Брёггер Восточный со средней летней (июнь — август) температурой воздуха на действующих метеостанциях о-ва Зап. Шпицберген (Гляциология Шпицбергена, 1985).

Отечественные наблюдения за элементами гидрологического режима, позволяющими определить составляющие водного баланса, были начаты в 1976 г. Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР (Гляциология Шпицбергена, 1985). В 1983 г. впервые для Шпицбергена было проведено изучение режима реки Мимер в течение всего периода существования поверхностного стока, оценены водные ресурсы её бассейна (Гохман, 1990). В 1984 и 1985 гг. снегомерные съёмки проводились в бассейнах рек Грён и Мимер. На основе этих наблюдений была получена достаточно тесная связь максимального снегонакопления в долине реки Грён с суммой осадков холодного периода на метеостанции Баренцбург (Гохман, 1990).

С 2001 г. ААНИИ приступил к изучению климатических изменений в районе архипелага (Соловьянова и др., 2004). В экспедиционные программы включаются ежегодные весенние снегомерные съёмки на водосборах рек и ледниках.

Производство снегомерных работ на водосборах рек о-ва Западный Шпицберген, а также обработка полученных полевых материалов производятся в соответствии с Наставлением (Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1972) и Руководством по снегомерным работам в горах (Руководство по снегомерным работам в горах, 1958), Методом контрольной (нормальной) снегосъёмки (Кузьмин, 1963).

Для обеспечения исследования химического состава поверхностных вод, колебаний и тенденций его изменчивости отбираются пробы снега и воды на проведение анализов для определения содержания общего углерода (ТС), неорганического углерода (IC), общего азота (TN), органического углерода (NPOC), катионов (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) и анионов (F^- , Cl^- , Br^- , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}), кремния общего Si (SiO_2); проводились также наблюдения за изменением величины pH и удельной электропроводности воды.

Оценка статистической значимости линейных трендов выполнена в соответствии с рекомендациями, изложенными в работе Поляка (1975). При этом для подтверждения гипотезы о наличии линейного тренда был принят 95 %-ный уровень значимости. Дисперсия ошибки линейного тренда определялась по формуле

$$\sigma_{\beta}^2 = \frac{12\sigma^2}{N(N^2 - 1)}, \quad (3.6.1)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение рассматриваемой гидрологической характеристики, N — число лет в изучаемом временном интервале, β — средняя скорость изменения рассматриваемой характеристики. Статистически значимыми являются тренды, для которых выполняется условие $|\beta| > 2\sigma_{\beta}$.

МАКСИМАЛЬНЫЕ СНЕГОЗАПАСЫ

Многочисленные причины, такие как местоположение и высота местности, характер подстилающей поверхности, действие ветра, экспозиция склонов, лавины, оттепели формируют неравномерное распределение снеготопливных запасов по площади водосборного бассейна. Кроме того, в пределах архипелага существенна пространственная неоднородность распределения количества осадков.

За период экспедиционных наблюдений ААНИИ на водосборе реки Альдегонды было выявлено, что, как правило, наибольшая высота снежного покрова наблюдается на бортах ледника, что связано с метелевым переносом снега вблизи крутых склонов и воздействием лавин (Третьяков, Соловьянова, 2004). Средняя высота снежного покрова на леднике Альдегонда за период 2002—2017 гг. составила 161 см.

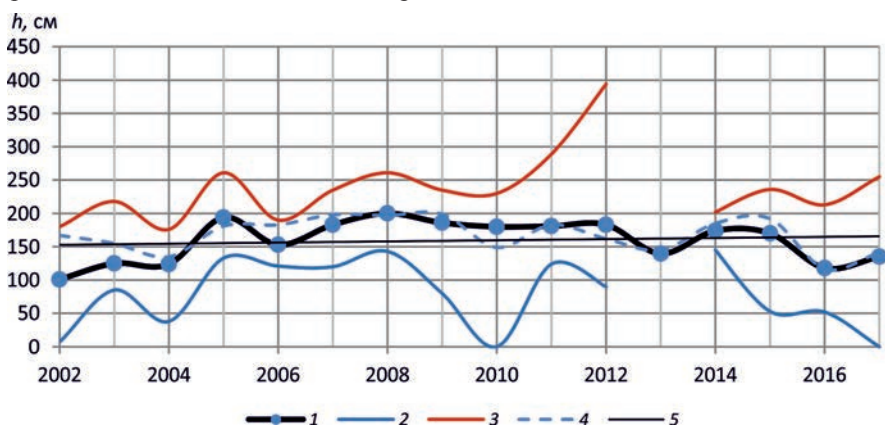


Рис. 3.6.1. Межгодовая изменчивость средней (1), минимальной (2) и максимальной (3) высоты снежного покрова на водосборе реки Альдегонды в период максимального снегонакопления, а также максимальная высота снега на станции Баренцбург (4) и линейный тренд высоты снежного покрова на водосборе реки Альдегонды (5).

Межгодовая изменчивость высоты снежного покрова на водосборе реки Альдегонды в период максимального снегонакопления имеет незначительную тенденцию к увеличению (рис. 3.6.1). Наибольшая средняя высота снежного покрова на водосборе наблюдалась в 2008 г. и составила 200 см. Изменение средней высоты снежного покрова на водосборе в целом соответствует изменению максимальной высоты снега за год, измеряемой на метеоплощадке ГМО Баренцбург. Коэффициент корреляции между этими величинами составляет 0,70. Высота снежного покрова на водосборе реки Альдегонды h_A может быть оценена по наблюдаемой в Баренцбурге максимальной высоте снежного покрова $h_{mБ}$ по зависимости $h_A = 0,85 h_{mБ} + 16,9$.

Плотность снега на водосборе реки Альдегонды к моменту его максимального накопления по данным наблюдений за 2002—2017 гг. в среднем составляет 0,4 г/см³. Максимальное значение средней плотности по водосбору наблюдалось в 2004 г. и составило 0,52 г/см³, минимальное — в 2016 г. и составило 0,29 г/см³ (рис. 3.6.2).

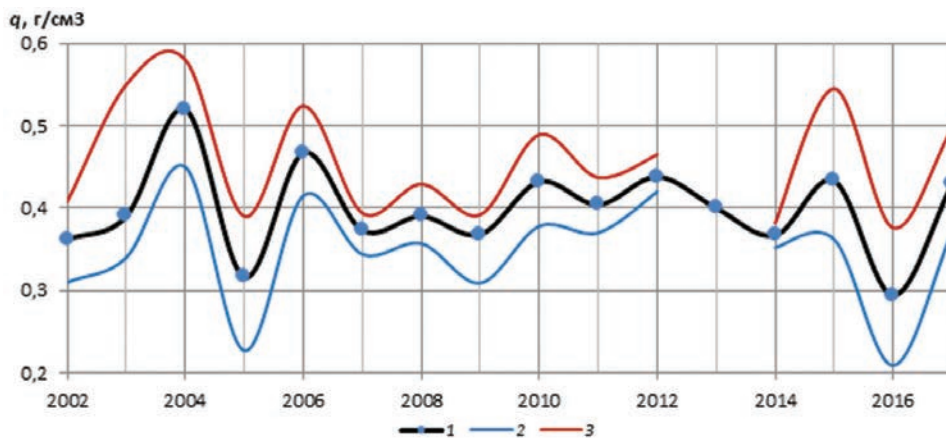


Рис. 3.6.2. Межгодовая изменчивость средней (1), минимальной (2) и максимальной (3) плотности снега на водосборе реки Альдегонды в период максимального снегонакопления.

Многолетние наблюдения позволили выявить, что пространственное распределение плотности снежного покрова на поверхности ледника Альдегонда имеет чёткую зависимость от абсолютной высоты местности, однако связь между высотой снежного покрова и его плотностью не прослеживается как на ледниковой, так и на неледниковой части водосбора.

Запас воды в снеге (водный эквивалент) Q_c для рассматриваемого водосбора за период наблюдений изменяется от 347 мм (2016 г.) до 801 мм (2012 г.) и составляет в среднем 659 мм. Значимой многолетней тенденции изменения водозапасов на этом водосборе не прослеживается (рис. 3.6.3).

Для долины реки Грён характерно относительно неравномерное распределение снежного покрова по её площади. На этом водосборе средняя высота снежного покрова значительно меньше, чем на водосборе реки Альдегонды, и составляет в среднем за период наблюдений 60 см. Высота снежного покрова, как правило, имеет двумодальное распределение, что свидетельствует о различных условиях формирования снежного покрова на различных частях водосбора (Третьяков, Соловьянова, 2004). Наибольшая средняя по водосбору высота снега (92 см) наблюдалась в 2011 г., наименьшая (21 см) — в 2012 г. В целом существенной тенденции в многолетней изменчивости высоты снежного по-

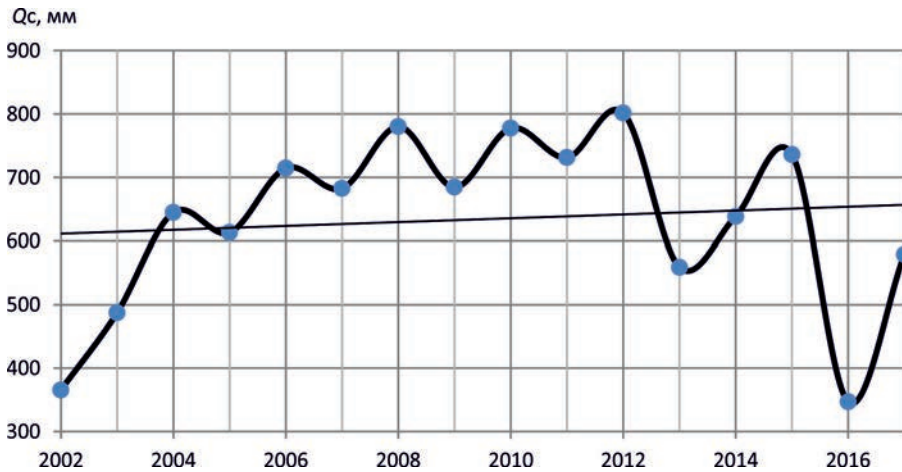


Рис. 3.6.3. Межгодовая изменчивость запасов воды в снеге (водного эквивалента) на водосборе реки Альдегонды в период максимального снегонакопления.

крова на водосборе реки Грэн не прослеживается (рис. 3.6.4). Коэффициент корреляции между средней высотой снежного покрова на водосборе и его максимальной высотой на метеостанции Баренцбург составляет 0,60. Значение высоты снежного покрова на водосборе реки Грэн h_r может быть оценено по максимальной высоте снега на станции Баренцбург по зависимости $h_r = 0,48 \cdot h_{mb} - 22,6$.

Плотность снега на всём водосборе реки Грэн за период наблюдений с 2002 по 2017 г. изменялась от 0,26 до 0,43 г/см³ (рис. 3.6.5). Обычно наиболее плотный снег располагается в нижней части водосбора. Наибольшая средняя плотность снежного покрова на водосборе (0,43 г/см³) наблюдалась в 2015 г., наименьшая (0,26 г/см³) — в 2016 г. Среднее многолетнее значение плотности для водосбора реки Грэн составляет 0,35 г/см³.

Как правило, к моменту максимального снегонакопления на почве водосбора наблюдается ледяная корка, толщина которой местами весьма значительна — до 400 мм. Это обуславливает значительную пространственную неоднородность рас-

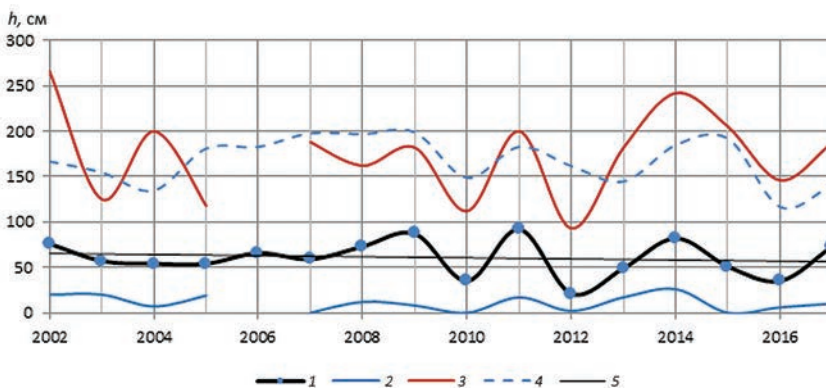


Рис. 3.6.4. Межгодовая изменчивость средней (1), минимальной (2) и максимальной (3) высоты снежного покрова на водосборе реки Грэн в период максимального снегонакопления, а также максимальная высота снега на станции Баренцбург (4) и линейный тренд высоты снежного покрова на водосборе реки Грэн (5).

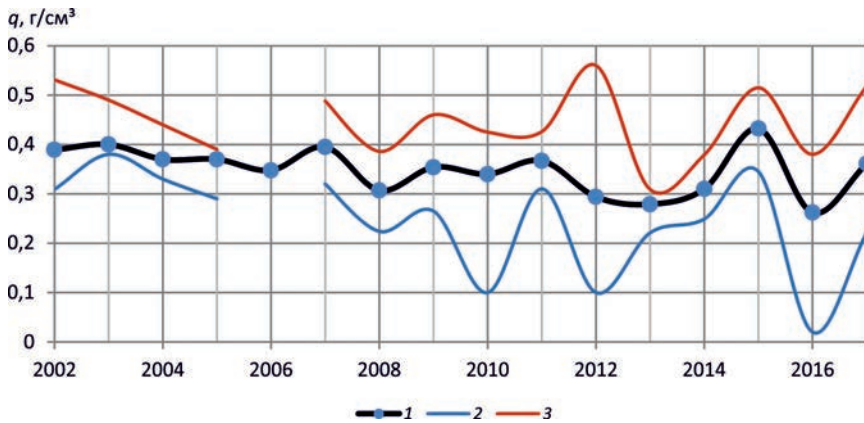


Рис. 3.6.5. Межгодовая изменчивость средней (1), минимальной (2) и максимальной (3) плотности снега на водосборе реки Грэн в период максимального снегонакопления.

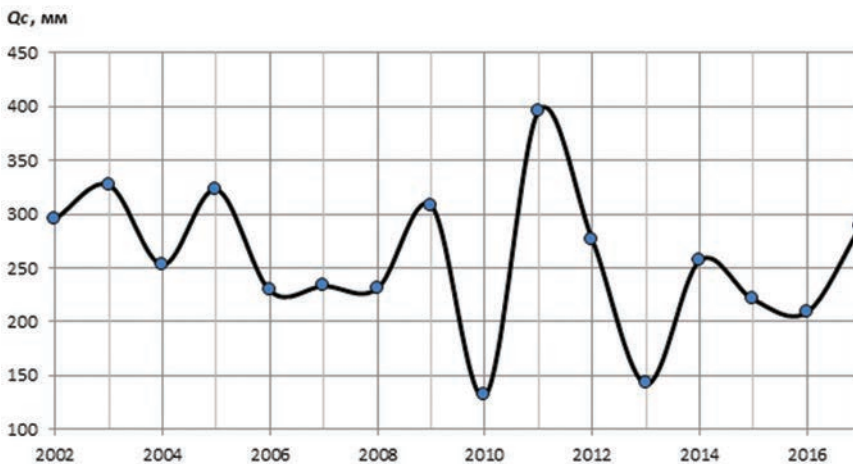


Рис. 3.6.6. Межгодовая изменчивость запасов воды в снеге (водного эквивалента) на водосборе реки Грэн в период максимального снегонакопления.

пределения запасов воды в снежно-ледяном покрове на этом водосборе. Межгодовая изменчивость запасов воды в снеге достаточно большая и составляет от 131 до 396 мм. В среднем за многолетний период водозапасы водосбора к моменту максимального снегонакопления составляет 253 мм. За период проведения экспедиционных исследований наблюдалась незначительная тенденция к уменьшению водозапасов на этом водосборе (рис. 3.6.6). Статистической значимости эта тенденция не имеет.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА ВОДОСБОРОВ РЕК БАСЕЙНА ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

Снежный покров на водосборах рек бассейна залива Грэн-фьорд характеризуется слабокислой реакцией среды. Полученные авторами значения водородного показателя pH для снега варьируют в диапазоне от 5,5 до 6,5, что свидетельствует о малой минерализации и малом антропогенном воздействии на снежный покров исследуемых объектов (рис. 3.6.7 а).

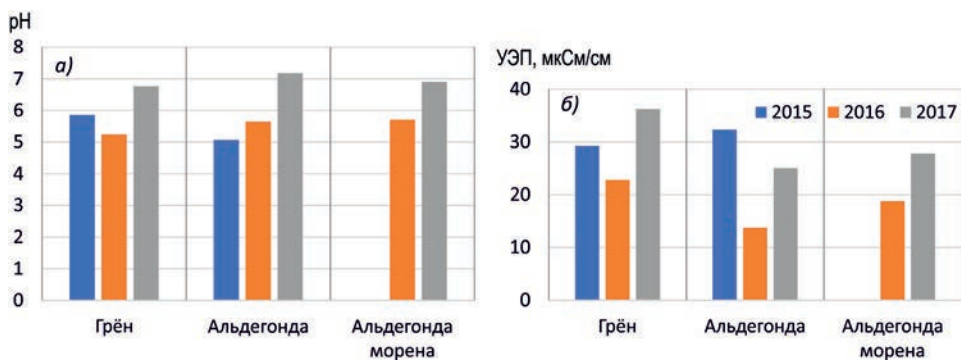


Рис. 3.6.7. Усреднённые значения pH (а) и удельной электропроводности (б) снежного покрова на водосборах исследуемых рек весной 2015—2017 гг.

Удельная электропроводность (УЭП) снежного покрова прямо пропорциональна содержанию растворённых в осадках различных химических элементов и служит показателем минерализации. В среднем, по данным наблюдений за 2015—2017 гг., значения УЭП находятся в пределах от 12 мкСм/см в долине реки Альдегонда в 2016 г. до 36 мкСм/см в долине реки Грэн в 2017 г. Значения электропроводности невелики, что свидетельствует о низком содержании в снеге химических элементов, в том числе ионов и их оксидов (рис. 3.6.7 б). Снежный покров в долине реки Грэн более минерализован, чем на водосборе ледника Альдегонда. Удельная электропроводность снега на леднике составляет 13—30 мкСм/см, в долине реки Грэн 22—36 мкСм/см в среднем за сезон. Значения водородного показателя pH снега изменяются в пределах 5—7.

Анализируя полученные результаты измерения общей минерализации снежного покрова, можно отметить, что в целом картина от года к году сохраняется: снежный покров долинных водосборов более минерализован, чем на водосборах ледников. Для двух лет наблюдений разность между средними значениями минерализации снежного покрова для водосборов двух типов не превышает 20 мг/л. В формировании химического состава снежного покрова краевых частей архипелага Шпицберген огромную роль играет вынос морских аэрозолей с акватории прилегающих морей.

На основе результатов проведённых наблюдений можно заключить, что по химическому составу снежный покров изучаемых водосборов можно отнести к хлоридно-натриевому типу. Снег здесь обогащён натрийсодержащими морскими аэрозолями. Максимальные значения концентрации ионов Na^+ и Cl^- на поверхности ледника Альдегонда составляют 3,08 и 15,42 мг/л соответственно (рис. 3.6.8), в долине реки Грэн 5,47 и 10,31 мг/л соответственно. Содержание ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} примерно в десять раз, а ионов K^+ примерно в 20 раз ниже содержания ионов Na^+ . Подобная картина наблюдается и для снежного покрова долины реки Грэн: содержание в снежном покрове ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ соответственно в десять, семь и примерно в 25 раз ниже содержания ионов Na^+ . При этом обнаруживаются чёткие корреляционные связи между содержанием ионов Na^+ и Cl^- в жидкой фазе снега: коэффициент корреляции для водосборов рек Альдегонды и Грэн составил 0,99.

Сульфат ионы накапливаются в снеге за счёт осаждения аэрозолей диоксида серы из воздуха вместе с пылью под действием сил гравитации, содержание ионов SO_4^{2-} в пробах снега было довольно незначительным и для водосборного бассейна ледника Альдегонда в среднем составило 0,81 мг/л.

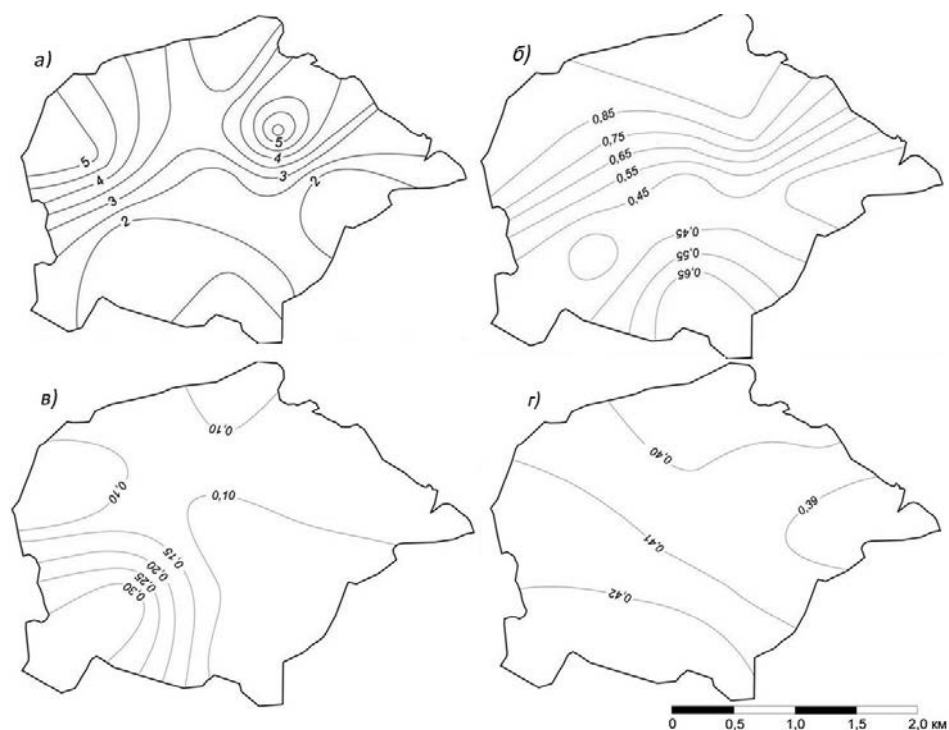


Рис. 3.6.8. Распределение содержания (мг/л) хлорид-ионов (а), сульфатов (б), нитратов (в) и аммония (г) в снежном покрове на поверхности ледника Альдегонда.

Содержание нитрат-иона в снеговой воде незначительно: для водосбора реки Грэн среднее содержание нитратов равно 0,13 мг/л. Концентрация нитратов в снежном покрове всех исследованных объектов предельно мала (0,12 до 0,20 мг/л) и в некоторых случаях ниже предела обнаружения используемого метода. Содержание сульфатов низкое и изменяется в среднем от 0,66 мг/л для ледника Западный Грэнфьорд до 2,46 мг/л для ледника Восточный Грэнфьорд.

В целом из всех определяемых ионов основная доля приходится на хлорид-ионы и ионы натрия. Также в заметном количестве определяются общий углерод и сульфаты; концентрация остальных обнаруженных ионов незначительна. В снежном покрове исследуемых объектов не были обнаружены фториды, бромиды, нитриты, фосфаты и ионы аммония; концентрации этих ионов находятся ниже предела обнаружения использованного метода определения.

Наибольшее среднее содержание ионов хлорида (4,58 мг/л) зафиксировано в пробах снега, отобранных на морене ледника Альдегонда. Обнаружены низкие концентрации катионов калия, магния, кальция, однако сложно выделить какие-то закономерности, так как эти значения близки к нижнему пределу обнаружения.

Содержание взвешенных частиц в снежном покрове обусловлено такими факторами, как атмосферный перенос твёрдых частиц с гор, подстилающей поверхности и золоотвалов, а также выбросами продуктов неполного сгорания промышленных объектов, таких как ТЭЦ пос. Баренцбург; кроме того, оно сильно зависит от преобладающего направления ветра. Среднее значение концентрации взвешенных веществ в пробах снеговой воды для водосбора реки Грэн равно 1,95 мг/л, а для водосбора

реки Альдегонды — 1,30 мг/л. Снег с водосбора реки Грэн более всего загрязнён нерастворенными минеральными частицами. Наибольшее среднее содержание взвешенных веществ наблюдается в долине реки Грэн (11,63 мг/л), причем в некоторых пробах снега из долины реки Грэн было обнаружено до 67 мг/л взвеси. Несмотря на сопоставимые значения среднего содержания взвеси в объектах вблизи пос. Баренцбург, твёрдые частицы в снежном покрове имеют разное происхождение.

ВЫВОДЫ

На основе анализа материалов экспедиционных гидрологических исследований за 2001—2017 гг. двух разнотипных рек бассейна залива Грэн-фьорд — Грэн и Альдегонды — получены многолетние характеристики максимального снегонакопления для водосборов этих рек — высота снежного покрова, его плотность и водный эквивалент. Оценка статистической значимости линейных трендов характеристик максимального снегонакопления при 95 %-ном уровне значимости показала отсутствие существенных многолетних изменений этих характеристик за исследуемый период. Получены линейные уравнения, связывающие среднюю высоту снежного покрова на водосборах с его максимальной высотой на метеостанции Баренцбург.

Результаты исследования гидрохимического состава снежного покрова водосборов исследуемых рек бассейна залива Грэн-фьорд позволили выявить условия формирования их химического стока в весенний период. Выявлено, что снежный покров на водосборе реки Грэн, представляющем собой в основном долину, как правило, более минерализован, чем снег на водосборе реки Альдегонда, особенно его ледниковой части. Современный гидрохимический состав снежного покрова формируется в основном из хлорид-ионов и ионов натрия, также заметны сульфаты. В снежном покрове исследуемых объектов не были обнаружены фториды, бромиды, нитриты, фосфаты и ионы аммония. Полученные оценки максимального снегонакопления и гидрохимических характеристик снежного покрова на исследуемых объектах дают представление об их современном состоянии и могут использоваться в дальнейшем при исследовании водного баланса речных водосборов и климатических изменений окружающей среды на арх. Шпицберген.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гляциология Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Гохман В.В. Водно-ледниковый баланс Шпицбергена / Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1990. 20 с.
- Кузьмин П.П. Метод контрольной (нормальной) снегосъемки // Труды ЗакНИГМИ. 1963. Вып. 13. С. 39—47.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 2. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 266 с.
- Поляк И.И. Оценивание линейного тренда временных метеорологических рядов // Труды ГГО. 1975. Вып. 364. С. 51—55.
- Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: Гидрометеоздат, 1958. 148 с.
- Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Священников П.Н., Андреев О.М., Иванов Б.В., Прямыков С.М. Комплексные гидрометеорологические исследования некоторых ледниковых бассейнов Шпицбергена // Арктика и Антарктика. 2004. Вып. 3. С. 40—49.
- Третьяков М.В., Соловьянова И.Ю. О распределении максимальных снегозапасов на Шпицбергене // В сб.: Тезисы докладов XIII Гляциологического симпозиума «Сокращение гляциосферы: факты и анализ». СПб. 2004. С. 128.

Глава 4
Мониторинг ионосферы
в районе Шпицбергена

4.1. ВЛИЯНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ, ВЫЗВАННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЕМ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН ДЕКАМЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА КОМПЛЕКСА SPEAR, НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин

В последнее время исследования распространения радиоволн декаметрового диапазона получили новое качественное развитие (Hunsucker and Hargreaves, 2003) и являются актуальными и важными не только с научной, но и с практической точки зрения — для обоснованной организации КВ радиосвязи, решения проблем навигации и загоризонтной радиолокации. Особое значение КВ радиосвязь приобретает в чрезвычайных ситуациях: при организации и проведении аварийно-спасательных работ, координации действий различных организаций и служб в районах стихийных бедствий.

Особую остроту проблема организации КВ радиосвязи приобретает в высоких широтах — это традиционные системы связи морских судов, курсирующих по Северному морскому пути. Кроме того, крайнюю степень заинтересованности в бесперебойной КВ радиосвязи проявляют авиаперевозчики на линиях, пересекающих районы высоких широт, которые обеспечивают пассажиров наиболее короткими по времени и расстоянию маршрутами между разными континентами земного шара.

Особенности распространения декаметровых радиоволн в высоких широтах обусловлены сложным и постоянно меняющимся состоянием ионосферы Земли, параметры которой зависят от многих факторов и подвержены регулярным и случайным изменениям. Известно, что в высоких широтах ионосфера весьма неоднородна, поскольку она состоит, прежде всего, из различных крупномасштабных структур со своими специфическими особенностями поведения (главный ионосферный провал, овал полярных сияний, полярная шапка, неоднородности различных масштабов и т.п.). Кроме того, высокоширотная ионосфера подвержена воздействию высыпающихся потоков частиц во время магнитных бурь и авроральных суббурь, электрических полей, ветров и т. д. Динамические процессы в ионосфере приводят к нарушению её регулярной структуры и образованию интенсивных горизонтальных (электроджет) и продольных токовых систем, естественных мелкомасштабных неоднородностей, градиентов электронной концентрации и неустойчивости в плазме. Исследованиям характерных особенностей распространения декаметровых радиоволн в высоких широтах, в том числе во время геомагнитных возмущений, уделяется значительное внимание (Благовещенский и Жеребцов, 1987; Благовещенский, 2011).

В последние годы все большее научное и прикладное значение приобретает изучение распространения декаметровых радиоволн на длинных и сверхдлинных трассах, при котором необходимо учитывать неоднородные свойства ионосферы как регулярного, так и случайного происхождения. Целенаправленное изучение свойств протяженных радиоканалов в зависимости от гелиогеофизических условий с учётом разного типа возмущений в ионосфере естественного и искусственного происхождения имеет большое значение, связанное с решением ряда практических

задач, подкрепленных теоретическими исследованиями, вскрывающими общие закономерности распространения радиоволн.

Неоднородности и градиенты электронной концентрации высокоширотной ионосферы при распространении радиоволн могут вызывать изменения траектории распространения волны в пространстве: вместо траектории вдоль дуги большого круга образуется новый путь сигнала (боковой), например, с отражением от градиентов ионизации, прямым ионосферным рассеянием вперед или за счёт ракурсного рассеяния на мелкомасштабных неоднородностях E - и F -областей ионосферы (Благовещенская и др., 1991; Stocker et al., 2003; Siddle et al., 2004; Blagoveshchensky et al., 2006; Благовещенский и др., 2009). Подобные боковые сигналы создают особые траектории распространения декаметровых радиосигналов, которые являются существенной помехой при приёме сигналов в системах загоризонтной радиолокации и навигации. В ряде работ (Благовещенская и др., 1991; Blagoveshchensky et al., 2006) показана возможность приёма на Земле декаметровых радиосигналов на протяженных высокоширотных радиотрассах с волноводным механизмом распространения, когда «вывод» радиоволн из волноводов может осуществляться за счёт механизмов ракурсного рассеяния на мелкомасштабных ионосферных неоднородностях естественного происхождения и отражения от градиентов ионизации.

Воздействие мощных КВ радиоволн, излучаемых специально построенными наземными КВ нагревными комплексами, на F -область ионосферы, приводит к генерации интенсивных мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей (МИИН). МИИН ориентированы в направлении вдоль магнитного поля над местом расположения КВ нагревного комплекса. Их пространственный размер составляет 5—20 м поперек магнитного поля Земли и до 20 км вдоль него. Размер искусственно возмущенной области ионосферы, занятой МИИН, определяется шириной диаграммы направленности антенны КВ нагревного комплекса и составляет порядка 100 км на высотах F -области ионосферы.

Результаты исследования МИИН, возбуждаемых в полярной ионосфере в поле мощной КВ радиоволны обыкновенной поляризации (O -мода) нагревного комплекса SPEAR (Space Plasma Exploration by Active Radar), показали, что МИИН могут возбуждаться не только в F -области ионосферы, но и в «толстых» спорадических слоях E_s (Robinson et al., 2006; Dhillon et al., 2007; Yeoman et al., 2007; Благовещенская и др., 2008; Blagoveshchenskayay et al., 2009). Было также обнаружено, что при излучении мощной КВ радиоволны в направлении магнитного поля Земли (магнитный зенит) генерация МИИН в полярной F -области ионосферы может происходить под воздействием волны накачки необыкновенной поляризации (X -мода) (Борисова и др., 2012). Обобщение результатов исследований характеристик и особенностей поведения мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей в полярной ионосфере представлено в настоящем разделе.

Целью данного раздела является исследование влияния искусственных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей в полярной ионосфере, возбуждаемых в поле мощной КВ радиоволны как обыкновенной (O -мода), так и необыкновенной (X -мода) поляризации, на распространение декаметровых радиоволн на радиотрассах большой протяженности. Результаты исследований базируются на результатах экспериментов, выполненных специалистами ААНИИ на нагревном комплексе SPEAR на арх. Шпицберген (Борисова и др., 2012; Yeoman et al., 2007).

МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА

Для создания искусственных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей в полярной ионосфере использовался КВ нагревной комплекс SPEAR (78,15° с.ш., 16,05° в.д., магнитное склонение $I = 82^\circ$), расположенный на арх. Шпицберген в непосредственной близости от пос. Лонггир (Robinson et al., 2006). Мощная КВ радиоволна обыкновенной (O -мода) или необыкновенной (X -мода) поляризации излучалась на частоте 4450 кГц в направлении магнитного зенита (диаграмма направленности антенны наклонена на 8° к югу от вертикали) следующими циклами: 2 мин нагрев / 2 мин пауза; 5 мин нагрев / 5 мин пауза. Эксперименты выполнялись в дневные и вечерние часы при спокойных магнитных условиях. Эффективная мощность излучения нагревного комплекса составляла $P_{\text{эфф}} = 15$ МВт. Для условий проведения экспериментов при излучении X -волны «просачивание» O -волны не превышало 10—15 %.

Приём диагностических сигналов, рассеянных на МИИН, осуществлялся методом ракурсного рассеяния в обсерватории ААНИИ «Горьковская», расположенной на расстоянии 70 км от Санкт-Петербурга и на расстоянии порядка 2000 км от комплекса SPEAR. Геометрия экспериментов показана на рис. 4.4.1. На трассе Окечобе (США) — SPEAR — Санкт-Петербург измерения выполнялись 7 октября



Рис. 4.1.1. Карта, поясняющая геометрию расположения нагревного стенда SPEAR и диагностических трасс ракурсного рассеяния, использованных в экспериментах, а также трасс прямого распространения сигналов от передатчиков к приёмнику по дуге большого круга.

в дневные часы на частоте 13 695 кГц. Общая протяженность трассы ракурсного рассеяния составляет 9210 км. Протяженность трассы ракурсного рассеяния Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург равняется 13 150 км. Измерения на ней проводились 29 января 2006 г. в поздние вечерние часы на частоте 17 895 кГц. Для регистрации нагретых сигналов стенда SPEAR и ракурсно-рассеянных КВ сигналов использовался многоканальный приёмный КВ доплеровский комплекс (Благовещенская и др., 2008).

Для анализа и интерпретации результатов измерений методом ракурсного рассеяния на МИИН использовался радар некогерентного рассеяния (НР) радиоволн ESR (EISCAT Svalbard Radar) на частоте 500 МГц, пространственно совмещённый с нагретым стендом SPEAR (Robinson et al., 2006; Dhillon et al., 2007). Измерения радара НР обеспечили получение детальной информации о пространственно-временных вариациях параметров ионосферной плазмы (концентрации и температуры электронов: N_e и T_e) в искусственно возмущенной области ионосферы над комплексом SPEAR. В период экспериментов радар НР работал вдоль направления магнитного поля в Лонгьире (магнитный зенит).

Для оценки фоновой геофизической обстановки привлекались данные магнитных и ионосферных наблюдений в Лонгьире, арх. Шпицберген (магнитометр и ионозонд). Ионограммы вертикального зондирования ионосферы снимались один раз в четыре минуты в паузах между нагретыми циклами.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Радиотрасса Окечобе (США) — SPEAR — Санкт-Петербург

На НИС «Горьковская» 7 октября 2010 г. на радиотрассе Окечобе (США) — SPEAR — Санкт-Петербург протяженностью 9210 км были зарегистрированы КВ радиосигналы, ракурсно рассеянные на мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностях, созданных в ионосфере над SPEAR мощной КВ радиоволной необыкновенной поляризации (X -мода).

На рис. 4.1.2 *a* приведена сонограмма КВ радиосигнала на трассе Окечобе — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f_{\text{диагн}} = 13\,695$ кГц с 12:51 до 13:37 UT. Нулевое значение доплеровской частоты f_D соответствует распространению сигнала из Окечобе в Санкт-Петербург по дуге большого круга («прямой» сигнал). Мощная КВ радиоволна X -поляризации излучалась на частоте 4450 кГц в направлении магнитного зенита циклами 5 мин нагрев — 5 мин пауза.

Из рис. 4.1.2 *a* видно, что в циклах нагрева регистрировались ракурсно рассеянные сигналы, которые характеризовались сильной диффузностью. Значения доплеровских частот f_D рассеянных КВ радиосигналов преимущественно были отрицательными в полосе от 0 до 9 Гц (за исключением цикла 12:50—12:55 UT, когда рассеянные сигналы регистрировались как в области отрицательных, так и в области положительных значений f_D).

Вариации спектральной мощности S рассеянных КВ радиосигналов, рассчитанные из измеренных доплеровских спектров, для рассматриваемого сеанса наблюдений 7 октября 2010 г. представлены на рис. 4.1.2 *б*. Поведение спектральной мощности S демонстрирует ее увеличение в периоды излучения стенда SPEAR. На рис. 4.1.2 *в* показаны временные вариации максимальных плазменных частот ионосферного слоя F2 (foF2), рассчитанные по данным радара НР ESR. Контроль вариаций параметров

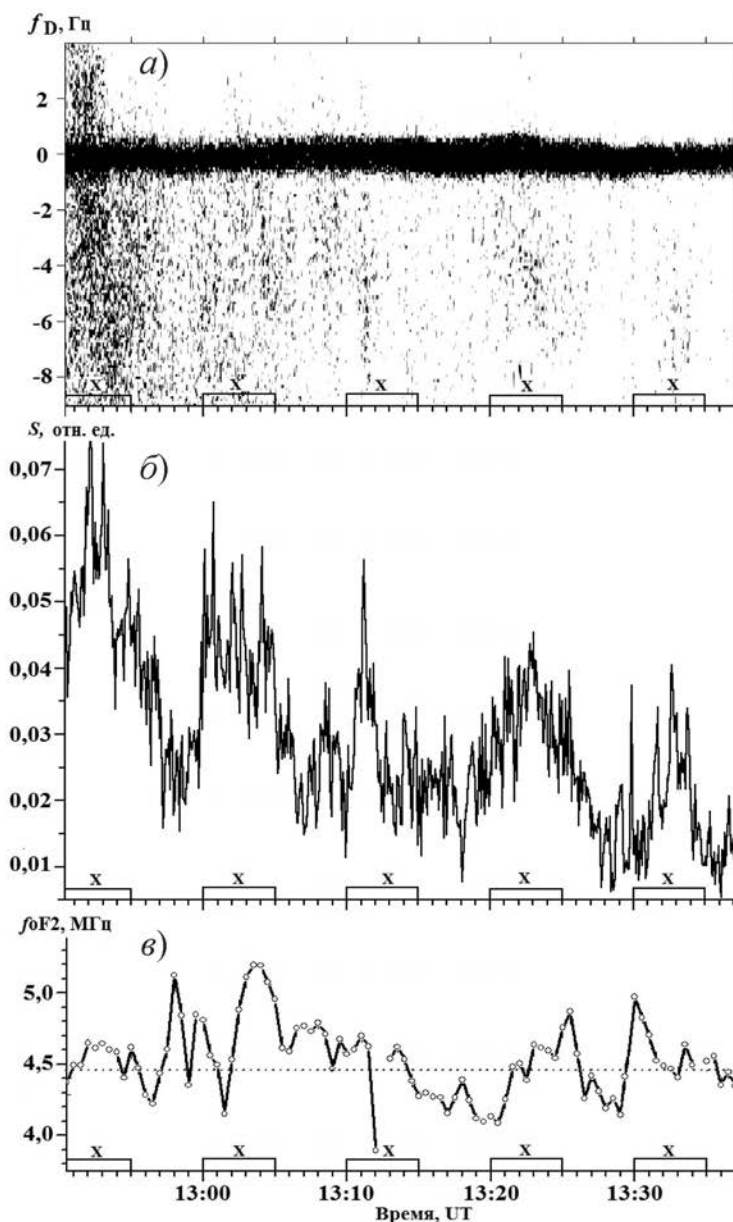


Рис. 4.1.2. Результаты наблюдений в период эксперимента на комплексе SPEAR 7 октября 2010 г. с 12:51 до 13:37 UT.

- а) Динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Окечобе — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f_{\text{диагн}} = 13\,695$ кГц;
- б) вариации во времени спектральной мощности рассеянных КВ сигналов на трассе Окечобе — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f_{\text{диагн}} = 13\,695$ кГц; в) вариации во времени максимальных плазменных частот ионосферного слоя F2, f_oF2 , рассчитанные по данным радара HP ESR пос. Лонгбери; пунктирная прямая — частота нагрева; циклы нагрева и поляризация мощной КВ радиоволны отмечены на оси времени.

ионосферной плазмы в период излучения стенда SPEAR на X-поляризации проводился с помощью радара HP радиоволн ESR (EISCAT Svalbard Radar) в пос. Лонгьир. Использовался режим работы радара ESR «iru», обеспечивающий проведение измерений с разрешением во времени 5 с и разрешением по высоте 3—6 км в диапазоне высот от 90 до 500 км. Для анализа временные вариации данных ионосферных наблюдений радаром HP ESR усреднялись на 30-секундных интервалах.

На рис. 4.1.3 приведены высотно-временные распределения электронной концентрации N_e и температуры электронов T_e по данным радара ESR в диапазоне высоты от 100 до 475 км в период эксперимента 7 октября 2010 г. Из рисунка видны изменения распределения электронной концентрации N_e и температуры T_e по высоте, связанные с циклами нагрева. Наиболее существенные возрастания N_e наблюдались в слое 140—180 км, т. е. ниже высоты максимума слоя F2 ($h_m F2 \sim 225\text{—}235$ км). Одновременно увеличение концентрации N_e происходило на высоте $h_m F2$, а также существенно более слабое — выше $h_m F2$, вплоть до высоты 350—375 км. В не-

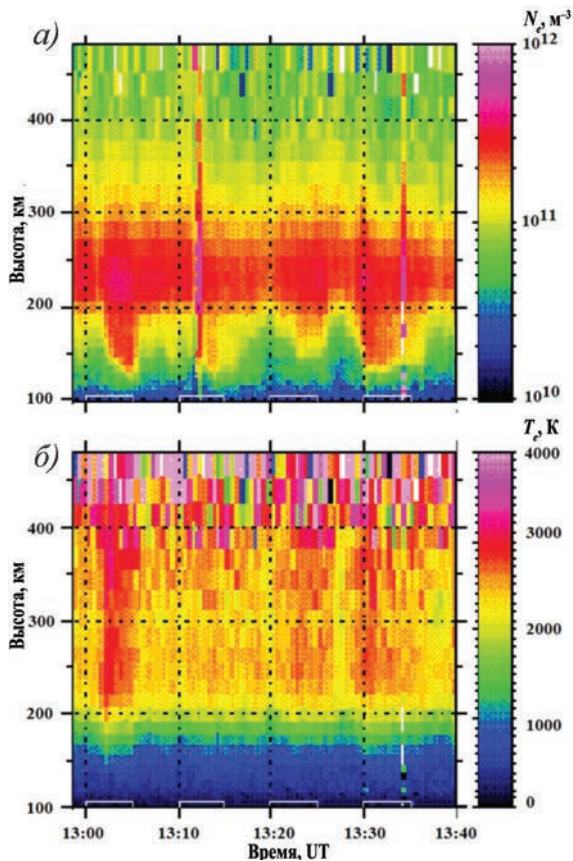


Рис. 4.1.3. Высотно-временные распределения концентрации N_e и температуры T_e электронов по данным радара некогерентного рассеяния ESR (пос. Лонгьир) во время нагревного эксперимента 7 октября 2010 г. с 12:58 до 13:40 UT, полученные с 30-секундным временем интегрирования.

Мощная КВ радиоволна X-поляризации излучалась на частоте 4450 кГц в магнитный зенит.

Циклы нагрева отмечены на оси времени.

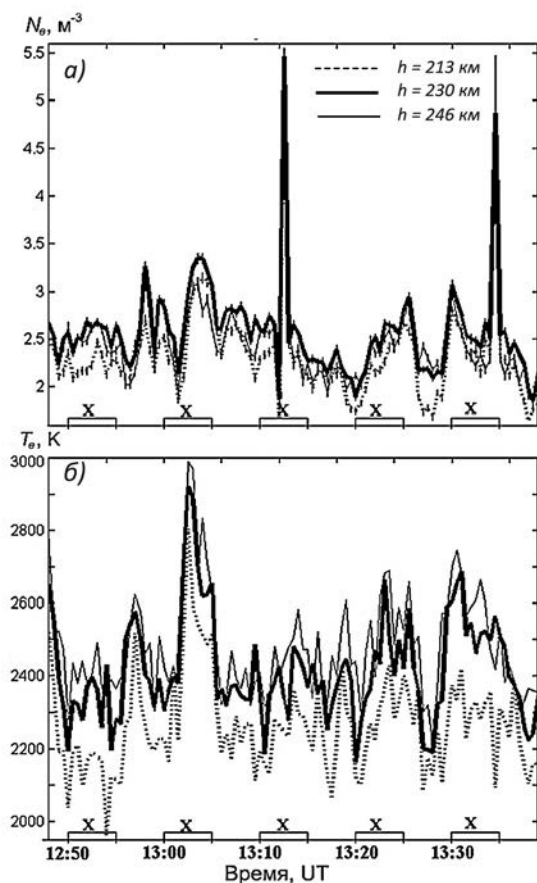


Рис. 4.1.4. Вариации температуры T_e (а) и концентрации N_e (б) электронов по данным радара некогерентного рассеяния радиоволн ESR на высотах 213, 230 и 246 км в период проведения нагревного эксперимента 7 октября 2010 г. с 12:51 до 13:37 UT.

которых циклах нагрева (13:00 — 13:05 и 13:20 — 13:25 UT) наблюдалось возрастание температуры электронов T_e на высоте 200—300 км. Отметим, что изменения в N_e и T_e в цикле нагрева 13:30 — 13:35 UT появились до начала излучения стэнда и усилились в течение цикла.

Поведение электронной концентрации N_e и температуры электронов T_e , измеренных радаром HP ESR 7 октября 2010 г. на фиксированных высотах 213, 230 и 246 км, близких к максимуму слоя F2, приведены на рис. 4.1.4. Из рис. 4.1.4 а видно, что значение N_e возрастает примерно на 20 % в цикле нагрева 13:20 — 13:25 UT и на 15 % по сравнению с фоновыми значениями перед нагревом в цикле 13:30 — 13:35 UT. В цикле 13:00 — 13:05 UT наблюдалось сначала уменьшение значения N_e , а затем, с 13:01:30 до 13:05 UT, ее увеличение.

Из рис. 4.1.4 б видно, что температура электронов T_e повышается в области максимума слоя F2 в циклах нагрева на X-моду поляризации 13:00 — 13:05 UT, 13:20 — 13:25 UT и 13:30 — 13:35 UT. Значение T_e возрастало в среднем на 200—400 К относительно фоновых значений.

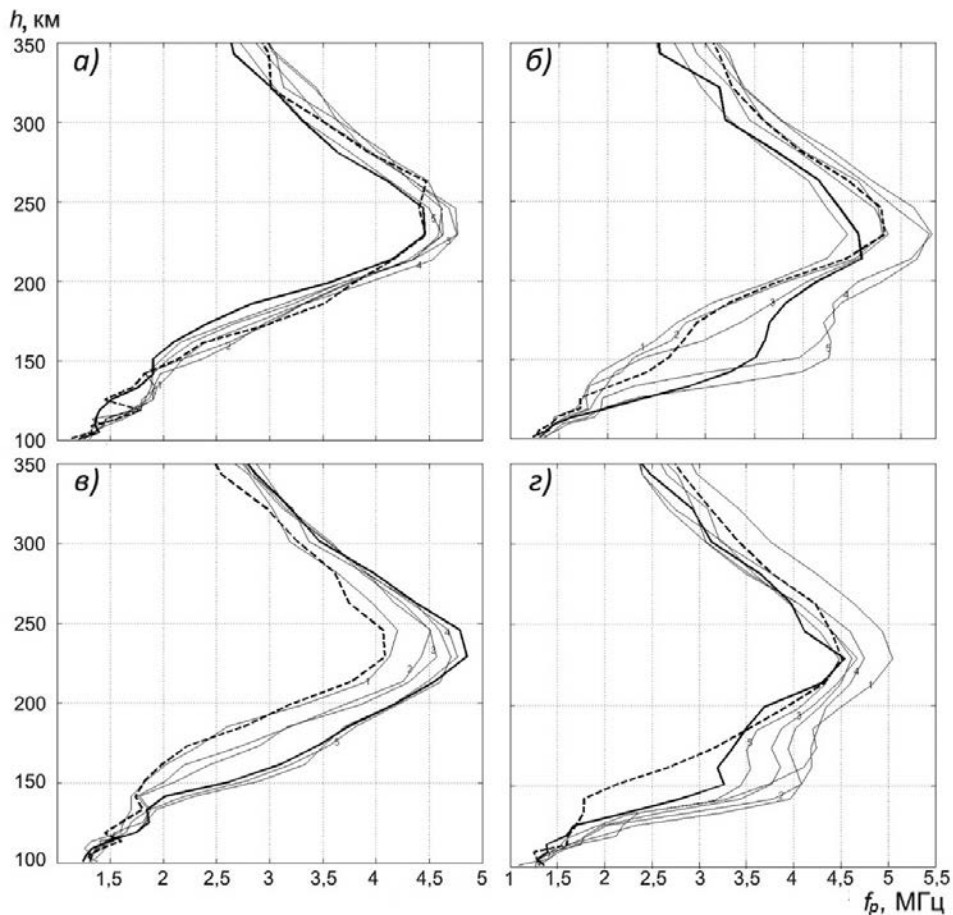


Рис. 4.1.5. Высотные профили электронной плотности ионосферы по данным радара HP ESR, представленные в единицах плазменных частот ионосферы, за 7 октября 2010 г. для циклов излучения стенда SPEAR.

а) с 12:50 до 12:55 UT; б) с 13:00 до 13:05 UT; в) с 13:20 до 13:25 UT; з) с 13:30 до 13:35 UT.

Тонкими кривыми показаны профили, усредненные на интервале 1 мин в цикле нагрева, цифрами указаны минуты нагревного цикла. Жирные штриховые кривые — профили перед сеансом нагрева, сплошные — профили после сеанса.

Рассмотрим поведение высотных профилей электронной концентрации $N_e(h)$ в циклах нагрева на X -моду поляризации 7 октября 2010 г. с 12:50 до 13:35 UT. $N_e(h)$ -профили приведены на рис. 4.1.5 в единицах плазменных частот $f_p(h) = 8,98 \cdot N_e^{1/2}$. Отметим, что значения критической частоты регулярного слоя E (f_oE) в период с 12:50 до 13:38 UT составляли примерно 1,7—1,9 МГц с расположением максимума слоя на высоте 120—125 км.

В цикле нагрева 12:50 — 12:55 UT, когда регистрировались наиболее интенсивные ракурсно-рассеянные сигналы диагностического передатчика из Окечобе (см. рис.4.1.2), резких изменений в распределениях $f_p(h)$ -профилей (см. рис. 4.1.5 а) не наблюдалось. Значения критических частот слоя F2 составили до нагрева 4,4—4,45 МГц, а в цикле нагрева f_oF2 увеличились на 0,2—0,3 МГц. Частота нагрева

$f_H = 4450$ кГц была сопоставима со значениями критических частот foF2. После окончания цикла излучения профиль $f_p(h)$ восстановился до фонового состояния в течение одной минуты. На интервале 12:56 — 12:59 UT произошли резкие изменения в распределениях параметров ионосферы $f_p(h)$ и $T_e(h)$ естественного характера.

В последующих циклах нагрева на X-поляризации с 13:00 до 13:35 UT (см. рис. 4.1.5 б — з), кроме увеличения foF2 примерно на 0,5 МГц, наблюдалось появление спорадических слоёв ионизации на высоте 140—180 км с критическими частотами до 4,3 МГц. Одновременно с появлением спорадической ионизации на высотах ниже максимума слоя F2 наблюдалось повышение температуры электронов T_e на высотах слоя F2. Высота формирования максимумов T_e в ионосфере соответствовала высоте максимумов электронной концентрации слоя F2 или превышала её не более чем на 10—15 км.

Для анализа и интерпретации результатов экспериментальных измерений на протяженной КВ радиотрассе с учётом ракурсного рассеяния радиоволн на МИИН в ионосфере над SPEAR было проведено численное моделирование траекторий распространения радиоволн на трассе Окечобе — SPEAR — Санкт-Петербург. Для расчётов использовалась модель, разработанная в ААНИИ (Borisova et al., 2002; Борисова, 2014). Моделирование реализовано в рамках приближения двухмасштабного разложения метода геометрической оптики, учитывающего плавные горизонтальные неоднородности ионосферы. Входными параметрами модели КВ радиоканала являются: уровень солнечной активности, характеризуемой числом Вольфа (W); уровень магнитной активности, представленной трехчасовым индексом (K_p); время суток (t); день года; географические координаты передатчика и приёмника диагностического сигнала; географические координаты расположения нагревного стенда SPEAR.

При моделировании происходил поиск траекторий, реализующих приём диагностических КВ радиосигналов в Санкт-Петербурге с учётом ракурсного рассеяния на искусственных ионосферных неоднородностях над комплексом SPEAR. Расчёты проводились для геофизических условий, соответствующих условиям проведения экспериментов на стенде SPEAR. Модель ионосферы корректировалась по реальным данным вертикального зондирования ионосферы (ВЗ) в пос. Лонгьер и в Санкт-Петербурге. Результаты расчётов траекторий распространения КВ радиосигналов показали, что с учётом распределений естественных градиентов ионосферы для КВ радиосигналов из Окечобе возникали пути распространения за счёт ракурсного рассеяния на ионосферных мелкомасштабных неоднородностях над SPEAR.

На рис. 4.1.6 приведены рассчитанные траектории распространения диагностических сигналов из Окечобе на частоте 13 695 кГц, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в F-области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR. Расчёты выполнялись для геофизических условий на 13 ч UT 7 октября 2010 г. Результаты моделирования показали, что сигналы, рассеянные на МИИН в F-области ионосферы, попадали в приёмный пункт посредством промежуточного отражения от Земли, а затем от ионосферы.

Экспериментальные исследования полярной ионосферы при её модификации мощным КВ радиоизлучением с X-модой поляризации стенда SPEAR были выполнены 7 октября 2010 г. в дневные часы при спокойных геомагнитных условиях ($K_p \approx 1$). Данные измерений параметров фоновой полярной ионосферы на арх. Шпицберген (в периоды неработающего нагревного стенда SPEAR) показали сильную изменчи-

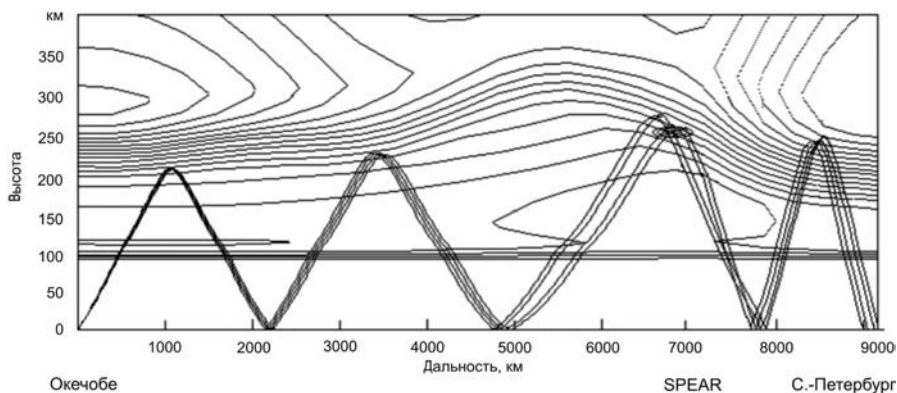


Рис. 4.1.6. Результаты моделирования траекторий распространения диагностических сигналов из Окечобе на частоте 13 695 кГц, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в F-области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR для геофизических условий на 13 ч UT 7 октября 2010 г.

вость её регулярных характеристик и высокую вероятность появления диффузных образований на высотах слоя F2 с отчасти неоднородным распределением плотности ионосферной плазмы, что характерно для полярной ионосферы над SPEAR (Robinson et al., 2006). Следует отметить также влияние таких крупномасштабных особенностей полярной ионосферы, как клефт/касп, терминатор и авроральный овал в период проведения нагревных экспериментов.

Высокая вариабельность полярной ионосферы наряду с неизбежным дрейфом плазмы даже в слабых естественных электрических полях или из-за нейтральных ветров будет означать, что плазма в циклах излучения нагревного стенда не будет нагреваться непрерывно, и, таким образом, условия для возбуждения неустойчивости могут не выполняться или нарушаться из-за быстрой изменчивости в течение полного нагревного цикла. Изменения плотности плазмы могут также привести к сильным локальным колебаниям электрического поля нагревной волны, так что пороговые уровни, необходимые для создания неустойчивостей, могли быть превышены только на коротких временных интервалах в течение цикла нагрева.

Отметим, что максимальная эффективная мощность излучения стенда SPEAR достаточно невысокая ($P_{эф} = 15$ МВт), в то время как для стенда EISCAT/Heating в г. Тромсё $P_{эф} = 190...250$ МВт при использовании фазированной решетки № 2, обеспечивающей ширину диаграммы направленности антенной системы порядка 12—14°. Вышеперечисленные факторы могут объяснить нестабильность отклика ионосферы в экспериментах с использованием нагревного стенда SPEAR.

В период эксперимента мелкомасштабные искусственные ионосферные неоднородности при X-нагреве создавались на частотах нагрева как выше, так и ниже критической частоты слоя F2.

По данным измерений параметров полярной ионосферы с помощью радара некогерентного рассеяния ESR в пос. Лонггир, арх. Шпицберген, наблюдалось возрастание электронной концентрации N_e и температуры электронов T_e во всех циклах регистрации МИИН. Интересной и неожиданной особенностью в поведении высотных профилей электронной концентрации $N_e(h)$ стало формирование спорадической ионизации на высоте 140—180 км в спокойных геомагнитных условиях.

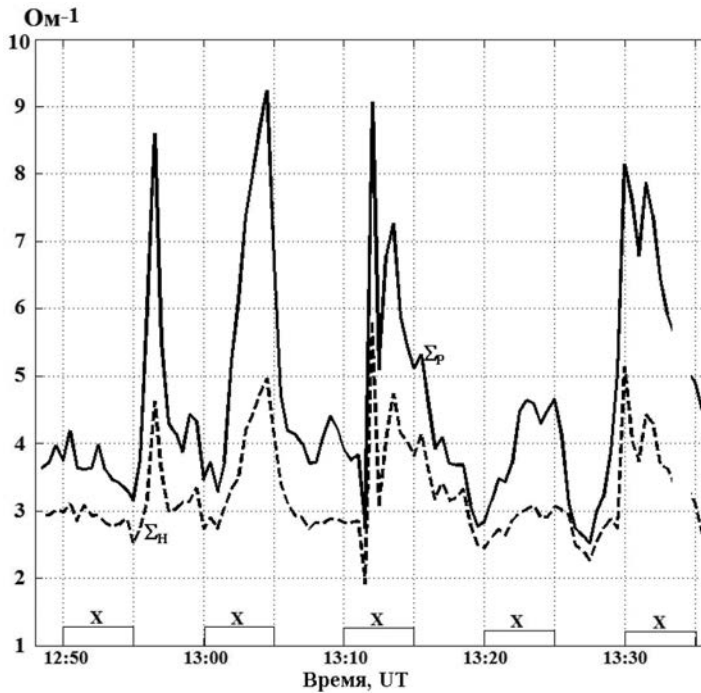


Рис. 4.1.7. Вариации высоотно-интегрированных холловской Σ_H и педерсеновской Σ_p проводимости ионосферы в период с 12:48 до 13:32 UT 7 октября 2010 г., рассчитанные по данным радара HP ESR в пос. Лонгбир для диапазона высоты от 80 до 350 км.

Анализ высотных $N_e(h)$ -профилей показал, что наблюдается связь между временем появления дополнительной ионизации в слое 140—180 км и периодом нагревных циклов стенда SPEAR.

Проведённые численные оценки возможных изменений электронной плотности $\delta N_e/N_e$ вследствие нарушения ионизационно-рекомбинационного баланса при нагреве ионосферной плазмы в поле мощной волны с использованием данных из работ Гуревича и Шварцбурга (1973), Shunk and Nagy (2000) и данных моделирования по модели атмосферы MSIS-E-90 (http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html) составили: $\delta N_e/N_e \approx 5\%$ на высоте 160 км и $\delta N_e/N_e \approx 2\%$ на высоте 225 км. По результатам измерений радаром HP ESR на высоте 161—163 км возрастание $\delta N_e/N_e$ достигало 50—200 % в циклах нагрева на временном интервале 13:00 — 13:35 UT. Можно предположить, что возрастание электронной концентрации N_e на высоте 140—180 км 7 октября 2010 г. после 13:00 UT обусловлено ростом интенсивности потоков естественных высыпающихся частиц с энергией электронов от сотен электрон-вольт до 1—2 кэВ, инициированных эффектами воздействия мощной КВ радиоволны на полярную ионосферу. Возрастание интенсивности потоков в циклах нагрева с 13:00 UT подтверждается возрастанием интегральной холловской и педерсеновской проводимости в циклах нагрева.

На рис. 4.1.7 приведены результаты вычислений интегрированных по высоте холловской Σ_H и педерсеновской Σ_p проводимости (Ляцкий и Мальцев, 1983) по данным ионосферных измерений радаром HP ESR в слое от 80 до 350 км. Резуль-

таты расчётов демонстрируют усиление ионосферной проводимости Σ_p в четырёх последовательных циклах нагрева с 13:00 UT. В интервале 12:55 — 13:00 UT (пауза между циклами нагрева) возрастание Σ_n и Σ_p обусловлено естественными высыпаниями электронов.

Радиотрасса Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург

Измерения на радиотрассе Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург протяженностью 13 150 км выполнялись 29 января 2006 г. в поздние вечерние часы при спокойных магнитных условиях (рис. 4.1.8). В период эксперимента КВ нагревной комплекс SPEAR излучал на частоте 4450 кГц в направлении магнитного зенита циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза.

В отличие от эксперимента 7 октября 2010 г. для создания мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей (МИИН) 29 января 2006 г. использовалась не X -, а O -поляризация мощной КВ радиоволны. На рис. 4.1.8 приведены динамические доплеровские спектры (сонограммы) нагревного сигнала на частоте 4450 кГц, принятого в Санкт-Петербурге, а также диагностических КВ сигналов на трассе Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f_{\text{диагн}} = 17\,895$ кГц 29 января 2006 г. с 18:50 до 19:50 UT.

Из рисунка следует, что в периоды излучения комплекса SPEAR на этой радиотрассе регистрировались интенсивные сигналы, сдвинутые по доплеровской частоте

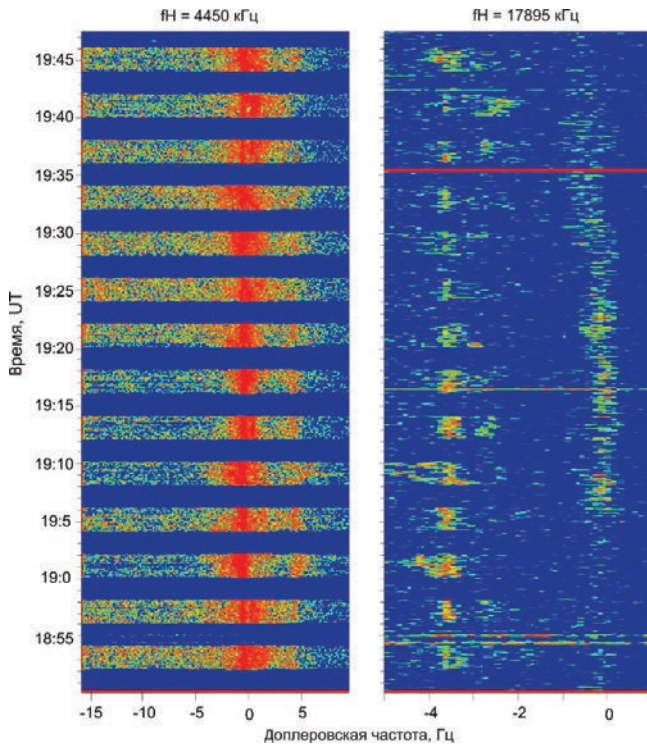


Рис. 4.1.8. Динамические доплеровские спектры (сонограммы) нагревного сигнала на частоте 4450 кГц, принятого в Санкт-Петербурге, а также диагностических КВ сигналов на трассе Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f_{\text{диагн}} = 17\,895$ кГц 29 января 2006 г. с 18:50 до 19:50 UT.

примерно на 3,7 Гц относительно нулевой частоты, соответствующей распространению радиоволны на частоте 17895 кГц из Ботсваны в Санкт-Петербург по дуге большого круга. Спектры достаточно узкополосные: их ширина не превышала 1,5 Гц. Появление этих дополнительных сигналов в циклах нагрева обусловлено ракурсным рассеянием диагностического сигнала на частоте 17 895 кГц на мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностях (МИИН) в F-области полярной ионосферы над комплексом SPEAR. В период эксперимента мелкомасштабные искусственные ионосферные неоднородности при O-нагреве создавались на частоте нагрева ниже или вблизи критической частоты слоя F2.

Нулевой доплеровской частоте соответствует распространение диагностического сигнала по дуге большого круга. Мощная КВ радиоволна O-поляризации излучалась в направлении магнитного зенита циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза.

Для интерпретации результатов эксперимента было выполнено моделирование характеристик траекторий распространения радиоволн по модели, представленной в работах Vorisova et al. (2002) и Борисовой (2014). Результаты расчётов траекторий распространения КВ радиосигналов показали, что КВ радиосигналы из Ботсваны могли попадать на искусственно возмущенную область ионосферы над комплексом SPEAR и затем, после ракурсного рассеяния на МИИН, достигать приёмного пункта в Санкт-Петербурге. Сравнение характеристик ракурсно рассеянных сигналов на радиотрассах большой протяженности при O- и X-нагреве показало, что при O-нагреве интенсивность рассеянных сигналов выше, а ширина доплеровских спектров меньше, чем при X-нагреве.

ВЫВОДЫ

Представлены результаты экспериментального исследования влияния искусственных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей в полярной ионосфере, возбуждаемых КВ нагревным комплексом SPEAR (пос. Лонггир, арх. Шпицберген), на распространение декаметровых радиоволн на трассах большой протяженности. Измерения выполнялись на трассах Окечобе (США) — SPEAR — Санкт-Петербург длиной 9210 км и Ботсвана (ЮАР) — SPEAR — Санкт-Петербург протяжённостью 13 150 км при спокойных магнитных условиях.

Показано, что ракурсно рассеянные сигналы в циклах нагрева регистрировались при воздействии на полярную ионосферу мощной КВ радиоволны, как обыкновенной (O-мода), так и необыкновенной (X-мода) поляризации. При O-нагреве ракурсно рассеянные на МИИН сигналы регистрировались при нагреве на частотах ниже или вблизи критической частоты слоя F2, а при X-нагреве МИИН возбуждались на частотах нагрева как ниже, так и выше foF2. Анализ характеристик ракурсно рассеянных на МИИН сигналов показал, что при O-нагреве интенсивность рассеянных сигналов выше, а ширина доплеровских спектров меньше, чем при X-нагреве.

Выполнено численное моделирование параметров распространения диагностических КВ радиоволн, которое продемонстрировало возможность регистрации сигналов методом ракурсного рассеяния в Санкт-Петербурге на протяженных радиотрассах в нагревных экспериментах с использованием стенда SPEAR.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Благовещенская Н.Ф., Баранец А.Н., Борисова Т.Д., Бубнов В.А. Эффекты отклонения декаметров радиоволн от дуги большого круга в высоких широтах ионосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 1991. Т. 34 (2). С. 119—122.

Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Корниенко В.А. и др. Явления в полярной ионосфере, инициированные воздействием мощных КВ радиоволн комплекса SPEAR // Изв. вузов. Радиофизика. 2008. Т. 51 (11). С. 939—950.

Благовещенский Д.В., Борисова Т.Д., Калишин А.С. Нестандартные (боковые) моды распространения на высокоширотной коротковолновой радиотрассе // Изв. вузов. Радиофизика. 2009. Т. 52 (4). С. 1—12.

Благовещенский Д.В., Жеребцов Г.А. Высокоширотные геофизические явления и прогнозирование коротковолновых радиоканалов. М.: Наука, 1987. 272 с.

Благовещенский Д.В. Распространение декаметровых радиоволн во время геомагнитных возмущений / Учеб. пособие. СПб: ГУАП, 2011. 393 с.

Борисова Т.Д. Программное обеспечение для модернизации параметров КВ радиоканала, учитывающее эффекты модификации высокоширотной ионосферы при воздействии мощных КВ радиоволн, представляющее модель КВ радиоканала (CHATRASCA: TRASSA и CHANNEL) / Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2014618249. 13 августа 2014.

Борисова Т.Д., Благовещенская Н.Ф., Калишин А.С. и др. Эффекты модификации полярной ионосферы мощным коротковолновым радиоизлучением необыкновенной поляризации нагретого комплекса SPEAR // Изв. вузов. Радиофизика. 2012. Т. 55. № 1—2. С. 140—157.

Гуревич А.В., Шварцбург А.Б. Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973. 272 с.

Ляцкий, В.Б., Мальцев Ю.П. Магнитосферно-ионосферное взаимодействие. М.: Наука, 1983. 278 с.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kornirko V.A. et al. SPEAR-induced field-aligned irregularities observed from bi-static HF radio scattering in the polar ionosphere // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2009. V. 71. P. 11—20.

Blagoveshchensky D.V., Borisova T.D. and MacDougall J.W. Irregular HF radio propagation on a subauroral path during magnetospheric substorms // Ann. Geophys. 2006. V. 24 (7). P. 1839—1849.

Borisova T.D., Blagoveshchenskaya N.F., Moskvina I.V. et al. Doppler shift simulation of scattered HF signals during the Tromsø HF pumping experiment on 16 February 1996 // Ann. Geophys. 1996. V. 20. P. 1479—1486.

Dhillon R.S., Robinson T.R. and Yeoman T.K. EISCAT Svalbard radar observations of SPEAR-induced E- and F-region spectral enhancements in the polar cap // Ann. Geophys. 2007. V. 25. P. 1801—1814.

Hunsucker R.D., Hargreaves J.K. The high-latitude ionosphere and its effects on radio propagation. Cambridge University Press, 2003. P. 477—482.

Robinson T.R., Yeoman T.K., Dhillon R.S. et al. First observations of SPEAR-induced artificial backscatter from CUTLASS and EISCAT Svalbard radars // Ann. Geophys. 2006. V. 24. P. 291—309.

Schunk R.W., Nagy A. Ionospheres: physics, plasma physics, and chemistry. Cambridge University Press, 2000. 554 p.

Siddle D.R., Stocker A.J., Warrington E.M. The time-of-flight and direction of arrival of HF radio signals received over a path along the mid-latitude trough: observations // Radio Sci. 2004. V. 39. RS4008. doi:10.1029/2004RS003049.

Stocker A.J., Warrington E.M., Jones T.B. A comparison of observed and modelled deviations from the great circle direction for a 4490 km HF propagation path along the mid-latitude ionospheric trough // Radio Sci. 2003. V. 38. 1045, doi: 10.1029/2002RS002RS002781.

Yeoman T.K., Blagoveshchenskaya N.F., Kornienko V.A. et al. SPEAR: Early results from a very high latitude ionospheric heating facility // Adv. Space Res. 2007. V. 40. P. 384—389.

4.2. МОДИФИКАЦИЯ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ МОЩНЫМИ КВ РАДИОВОЛНАМИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин

Теоретические основы модификации ионосферной плазмы мощными КВ радиоволнами были сформулированы в 60—70-е годы прошлого столетия В.Л. Гинзбургом и А.В. Гуревичем (Гинзбург, 1967; Гуревич и Шварцбург, 1973). Важным стимулом к развитию работ в этом направлении стали эксперименты по воздействию мощным КВ радиоизлучением на ионосферу с помощью специально построенных наземных КВ радиопередатчиков с большой эффективной мощностью излучения $P_{эф}$ ($P_{эф} = P \cdot G$, где P — мощность, подаваемая к антенне; G — коэффициент усиления антенной системы). Первые такие эксперименты были выполнены в 1970 г. в США на нагревных комплексах в Боулдере ($P_{эф} = 100$ МВт) и Аресибо ($P_{эф} = 60$ МВт), а также в 1973 г. в СССР на нагревном стенде в Зимёнках, около Нижнего Новгорода ($P_{эф} = 20$ МВт). Контролируемая инжекция мощных КВ радиоволн в ионосферу открыла принципиально новую возможность проведения экспериментов лабораторного типа для изучения физики плазмы, которые могут выполняться на повторяемой основе.

Начиная с 2000-х годов резко возрос интерес к исследованиям эффектов воздействия мощных КВ радиоволн на высокоширотную ионосферу. В значительной степени это вызвано завершением строительства и проведением экспериментов на супермощном КВ нагревном комплексе в Гаконе на Аляске, США (проект HAARP) (Sheerin and Cohen, 2015). Существенно интенсифицировались также исследования на нагревном комплексе EISCAT/Heating (Rietveld et al., 2016).

Мощная КВ радиоволна обыкновенной поляризации (*O*-мода) эффективно взаимодействует с окружающей ионосферной плазмой в *F2* слое в диапазоне между высотой отражения мощной КВ радиоволны ($f_0^2 = f_H^2$) и высотой верхнего гибридного резонанса ($f_{UH}^2 = f_H^2 - f_{ce}^2$, где f_H и f_{ce} частота нагрева и гирочастота электронов соответственно), приводя к возбуждению параметрической распадной (стрикционной) и тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости, которые вызывают генерацию разнообразных явлений в ионосферной плазме. К числу таких явлений относятся: интенсивное возбуждение плазменных волн, повышение температуры электронов, генерация искусственных ионосферных неоднородностей и искусственного радиоизлучения ионосферы (ИПИ, stimulated electromagnetic emission, SEE), ускорение электронов фоновой плазмы до сверхтепловых скоростей, что, в свою очередь, приводит к искусственному оптическому излучению из возмущенной области ионосферы и искусственной ионизации плазмы (Robinson, 1989; Гуревич, 2007; Грач и др., 2016).

Для модификации *F*-области ионосферы, как правило, используется обыкновенная поляризация (*O*-мода) мощной КВ радиоволны. Это объясняется тем, что в соответствии с теоретическими представлениями мощная КВ волна необыкновенной поляризации (*X*-мода) не может возбуждать искусственную ионосферную турбулентность в *F*-области. Мощная КВ радиоволна *X*-поляризации отражается на высоте с локальной частотой плазмы $f_x^2 = f_H(f_H - f_{ce})$, которая ниже как высоты отражения КВ радиоволны *O*-поляризации ($f_o^2 = f_H^2$), так и высоты верхнего гибрид-

ного резонанса ($f_{UH}^2 = f_H^2 - f_{ce}^2$). Вследствие этого возбуждение мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей (МИИН) за счёт тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости также невозможно. Тем не менее результаты многочисленных экспериментов, выполненных специалистами ААНИИ на КВ нагревном комплексе EISCAT/Heating в г. Тромсё, Северная Норвегия, убедительно продемонстрировали, что мощная КВ радиоволна необыкновенной поляризации (X -мода), инжектируемая в высокоширотную F -область ионосферы параллельно магнитному полю (в магнитный зенит), вызывает генерацию МИИН на частотах нагрева как ниже, так и выше критической частоты обыкновенного компонента слоя F_2 ($f_H/f_0F_2 \leq 1$ и $f_H/f_0F_2 > 1$) (Blagoveshchenskaya et al., 2011; 2013; 2015).

В 2004 г. недалеко от пос. Лонгьир на арх. Шпицберген был построен нагревной стенд SPEAR (Space Plasma Exploration by Active Radar) (Robinson et al., 2006). SPEAR существенным образом отличается от всех ранее построенных и работающих КВ нагревных стендов. Во-первых, SPEAR не имеет аналогов в мире по своему географическому расположению и является самым высокоширотным КВ нагревным комплексом ($78,15^\circ$ с.ш., $16,05^\circ$ в.д., магнитное склонение $I = 82^\circ$). Во-вторых, сама среда модификации (полярная ионосфера) существенным образом отличается не только от среднеширотной, но и от расположенной к югу от полярной шапки ионосферы авроральной зоны. Отметим, что нагревной стенд EISCAT/Heating в Тромсё расположен в авроральной зоне в ночные часы, а комплекс HAARP на Аляске оказывается в авроральной ионосфере только в ночные часы при возмущенных магнитных условиях. Для полярной ионосферы характерна сильная изменчивость её параметров даже при спокойных магнитных условиях. В зависимости от фоновых геофизических условий и местного магнитного времени комплекс SPEAR может располагаться либо на дневной стороне авроральной зоны, либо в полярной шапке. Поэтому представляют интерес исследования явлений, инициированных модификацией полярной ионосферы, в условиях, когда имеют место сильные вариации критических частот даже на сравнительно коротких временных интервалах.

В настоящей работе выполнено обобщение результатов экспериментальных исследований ААНИИ на арх. Шпицберген по воздействию мощных КВ радиоволн (нагревной стенд SPEAR) на полярную ионосферу, частично опубликованных в работах Благовещенской и др. (2008); Blagoveshchenskaya et al. (2009); Yeoman et al. (2007); Борисовой и др., (2009, 2012). В 2005—2007 гг. эксперименты выполнялись для ряда дней наблюдений, которые были частью нагревных кампаний, выполняемых Лейстерским университетом (Великобритания) на арх. Шпицберген. В 2010—2013 гг. эксперименты проводились в рамках норвежско-российского сотрудничества по программе полярных исследований (POLRES), проект SPEAR — UNIS — AARI, номер ES446799 (Study of Non-linear Phenomena in the Polar Ionosphere Induced by the SPEAR Heating Facility). Ниже рассмотрены особенности поведения мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей и искусственного радиоизлучения ионосферы на основе экспериментов ААНИИ по модификации полярной ионосферы с помощью комплекса SPEAR. Выполнен анализ характеристик МИИН, возбуждаемых как в F -области полярной ионосферы, так и в спорадическом «толстом» E_s -слое при накачке мощной КВ радиоволны обыкновенной поляризации (O -мода) в магнитный зенит. Уделено внимание также исследованию возможности возбуждения МИИН мощной КВ радиоволной необыкновенной поляризации (X -мода). Другой аспект настоящей работы относится к изучению искусственного

радиоизлучения ионосферы как в F -, так и в E -области полярной ионосферы в условиях сильной изменчивости критических частот слоев $F2$ и E_s .

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Для модификации полярной ионосферы использовался КВ нагревной комплекс SPEAR, технические характеристики которого приведены в работе Robinson et al. (2006). Эффективная мощность излучения нагревного комплекса составляет $P_{\text{эф}} = 15$ МВт. Диаграмма направленности антенны была наклонена на 8° к югу от вертикали, обеспечивая излучение мощной КВ радиоволны в направлении магнитного зенита. Согласно экспериментальным и теоретическим исследованиям (Гуревич, 2007; Rietveld et al., 2003) наиболее сильные возмущения ионосферной плазмы возникают именно в направлении магнитной силовой трубки, опирающейся непосредственно на место расположения нагревного стенда. В экспериментах, проведенных в 2005—2007 гг. (декабрь 2005 г., июль и декабрь 2006 г., февраль и март 2007 г.) мощная КВ радиоволна обыкновенной поляризации (O -мода) излучалась на частоте 4450 кГц циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза; 4 мин нагрев — 2 мин пауза; 4 мин нагрев — 4 мин пауза. В некоторых сеансах наблюдений осуществлялось непрерывное излучение мощной радиоволны в течение 48 мин начиная с 12-й минуты каждого часа.

В рамках норвежско-российского сотрудничества по программе полярных исследований (POLRES), проект SPEAR — UNIS — AARI, эксперименты проводились в октябре 2010, 2011 и 2012 гг. Излучение мощной КВ радиоволны обыкновенной (O -мода) или необыкновенной (X -мода) поляризации проводилось на частотах f_H , равных 4450, 4600 и 4900 кГц, в магнитный зенит (диаграмма направленности антенны была наклонена к югу на 8°). Максимальная эффективная мощность излучения составляла $P_{\text{эф}} = 15$ МВт. В основном нагрев проводился циклами 5 мин нагрев — 5 мин пауза. Для условий проведения экспериментов при излучении X -волны «просачивание» O -волны не превышало 10—15 %.

Диагностика явлений, инициированных воздействием мощных КВ радиоволн комплекса SPEAR на полярную ионосферу, осуществлялась следующими методами и средствами.

Многоканальный приёмный КВ доплеровский комплекс (Благовещенская и др., 2008), предназначенный для регистрации нагревных КВ сигналов стенда SPEAR и диагностических КВ радиосигналов методом ракурсного рассеяния (PP) на мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностях. Комплекс установлен в обсерватории ААНИИ Горьковская, расположенной на расстоянии 70 км от Санкт-Петербурга и примерно 2000 км от комплекса SPEAR. Приём сигналов, рассеянных над комплексом SPEAR, проводился на двойную ромбическую антенну, ориентированную на комплекс SPEAR. Измерения выполнялись на трассах Лондон — SPEAR — Санкт-Петербург (на частотах 11 820, 11 955, 12 095, 15 485 и 17 700 кГц), Пори — SPEAR — Санкт-Петербург (на частотах 11 755 и 15 400 кГц) и Ситкунай (Литва) — SPEAR — Санкт-Петербург (на частоте 9 710 кГц). Во время экспериментов, рассмотренных ниже, спектральная обработка проводилась методом быстрого преобразования Фурье (БПФ) при использовании окна Хэмминга. Частота оцифровки составила 102 Гц, обеспечивая полосу спектрального анализа 51 Гц. Рассчитывалось 512 коэффициентов БПФ, что обеспечивало частотное разрешение 0,1 Гц. Применялось 50 %-ное перекрытие выборок, используемых для расчёта коэффициентов БПФ, что позволяло обеспечить получение доплеровского спектра каждые 5 с.

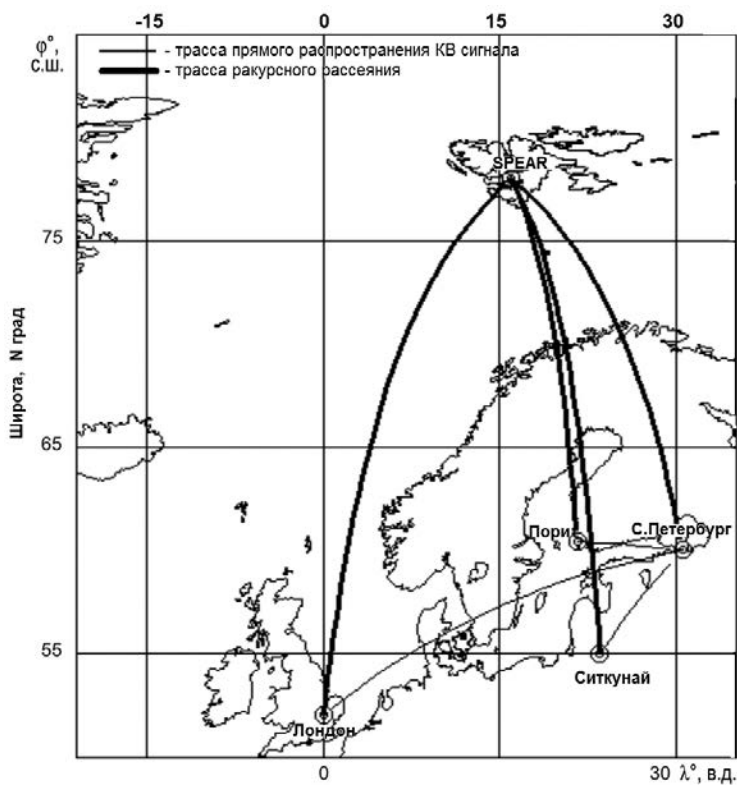


Рис. 4.2.1. Геометрия экспериментов на нагревном стенде SPEAR в пос. Лонггир, арх. Шпицберген.

Наблюдения методом ракурсного рассеяния диагностических КВ сигналов на МИИН выполнялись на трассах Лондон — SPEAR — Санкт-Петербург, Пори — SPEAR — Санкт-Петербург и Ситкунай (Литва) — SPEAR — Санкт-Петербург.

Комплекс для регистрации искусственного радиоизлучения ионосферы (ИРИ) (Благовещенская и др., 2008), установленный в пос. Баренцбург на арх. Шпицберген в непосредственной близости от КВ нагревного комплекса SPEAR (порядка 40 км). Комплекс для регистрации ИРИ обеспечивал получение одного распределения (1000 амплитудных значений нагревного сигнала) в полосе 100 кГц менее чем за 20 с. Сканирование производилось циклически внутри заданного диапазона частот.

Система КВ радаров CUTLASS (SUPERDARN) в Финляндии и Исландии (Lester et al., 2004); оба радара CUTLASS излучали на узконаправленную антенну с шириной луча примерно $3,3^\circ$, ориентированную на искусственно возмущённую область ионосферы над Лонггиром («луч» 9 и 5 для радаров в Финляндии и Исландии соответственно).

Анализ и интерпретация результатов экспериментальных измерений выполнялись с учётом магнитных (магнитометр пос. Лонггир) и ионосферных (ионозонд в пос. Лонггир) данных, характеризующих фоновую геофизическую обстановку. Ионограммы вертикального зондирования ионосферы снимались один раз в четыре минуты в паузах между нагревными циклами.

Геометрия экспериментов приведена на рис. 4.2.1.

МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ ИСКУССТВЕННЫЕ ИОНОСФЕРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ (МИИН) В F -ОБЛАСТИ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ, ВЫЗВАННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЕМ МОЩНОЙ КВ РАДИОВОЛНЫ ОБЫКНОВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (O -МОДА)

В настоящем параграфе рассмотрены результаты экспериментов, выполненных на нагревном стенде SPEAR, в зимний период (25 февраля 2007 г.) и летом (21 июля 2006 г.), когда мощная КВ радиоволна обыкновенной поляризации (O -мода) отражалась от слоя F2 ($f_H / f_0 F2 \leq 1$). Оба эксперимента выполнялись при спокойных магнитных условиях. 25 февраля 2007 г. по данным ионозонда, расположенного в непосредственной близости от комплекса SPEAR, наблюдался достаточно интенсивный слой F2 с критическими частотами f_0 , лежащими в диапазоне от 4,5 до 5,0 МГц, в результате чего мощная КВ радиоволна на частоте $f_H = 4450$ кГц отражалась от ионосферы: $f_H / f_0 F2 = 0,89 \dots 0,99$.

На рис. 4.2.2 приведены динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Лондон — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f = 12095$ кГц 25 февраля 2007 г. Ракурсно рассеянные на МИИН сигналы регистрировались в периоды излучения стенда SPEAR в положительной ча-

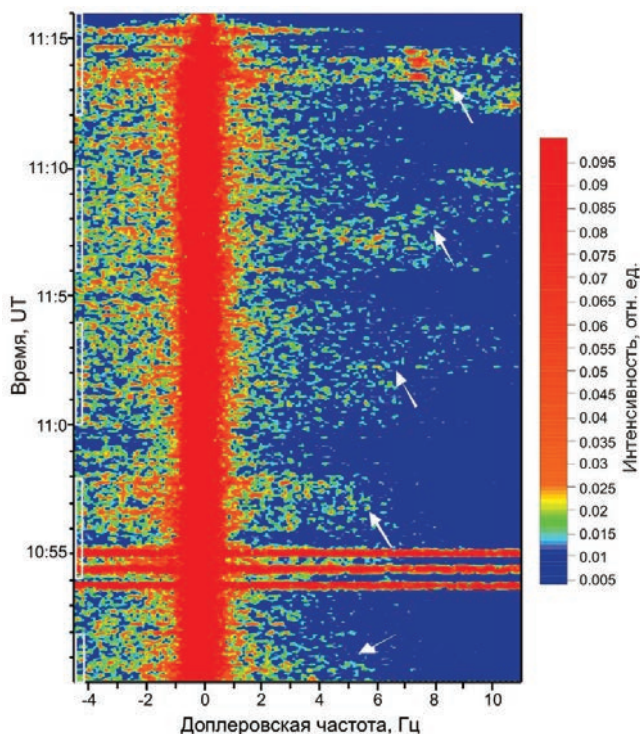


Рис. 4.2.2. Динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Лондон — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f = 12095$ кГц 25 февраля 2007 г. с 10:50 до 11:16 UT.

Распространению сигнала из Лондона в Санкт-Петербург по дуге большого круга соответствует нулевая доплеровская частота. Мощная КВ радиоволна O -поляризации излучалась в магнитный зенит на частоте 4450 кГц циклами 4 мин нагрев — 2 мин пауза.

Время излучения стенда SPEAR отмечено на оси времени квадратными скобками.

сти доплеровского спектра. Из рисунка видно, что ракурсно рассеянные сигналы характеризовались сильным спектральным рассеянием ($\Delta f = 5 \dots 8$ Гц) и возрастанием медианных значений доплеровского смещения частоты на анализируемом интервале времени. Доплеровский сдвиг частоты рассеянных сигналов f_d в течение эксперимента изменялся от +4 Гц в 10:51 UT (относительно нулевой доплеровской частоты, соответствующей распространению сигнала из Лондона в Санкт-Петербург по дуге большого круга) до +10 Гц в 11:13 UT. Это свидетельствует о сильном возрастании фонового компонента скорости плазмы в южном направлении в полярной ионосфере даже при спокойных магнитных условиях. На рис. 4.2.3 представлены динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Пори — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f = 11755$ кГц в летний период 21 июля 2006 г. в вечерние часы с 17:00 до 17:25 UT.

Ракурсно рассеянные на МИИН сигналы регистрировались в периоды излучения стенда SPEAR в отрицательной части доплеровского спектра. Ширина доплеров-

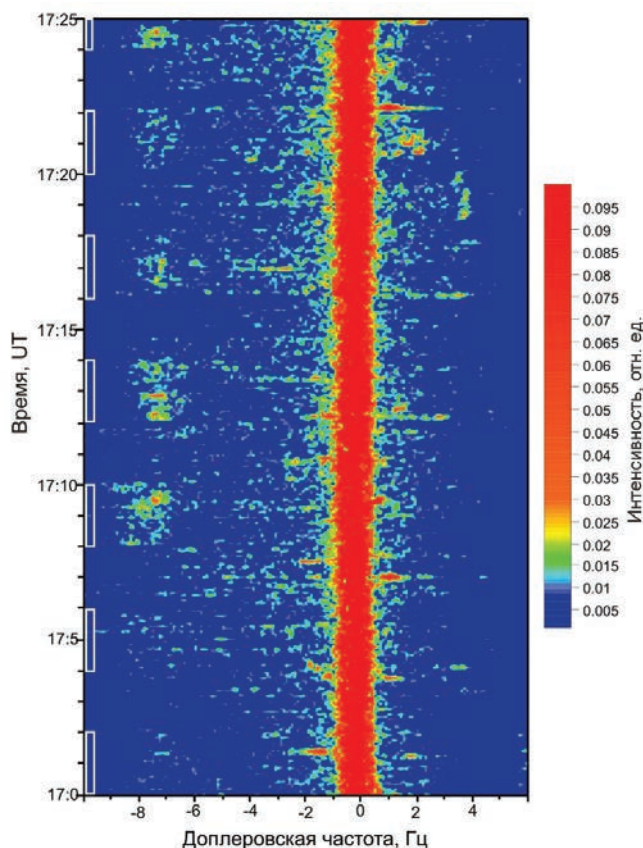


Рис. 4.2.3. Динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Пори — SPEAR — Санкт-Петербург на частоте $f = 11755$ кГц 21 июля 2006 г. с 17:00 до 17:25 UT.

Мощная КВ радиоволна O -поляризации излучалась в магнитный зенит на частоте 4450 кГц циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза. Времена излучения стенда SPEAR отмечены на оси времени квадратными скобками.

ских спектров сигналов Δf , рассеянных на МИИН, не превышала 2 Гц. Доплеровский сдвиг рассеянных сигналов f_d относительно прямого сигнала составлял примерно 7,5 Гц и не изменялся в течение рассматриваемого эксперимента. Интересно отметить, что по данным ионозонда регистрировался достаточно интенсивный слой F2 с критическими частотами f_0 в диапазоне от 4,2 до 4,5 МГц, f_H / f_0 F2 = 0,99...1,06. Таким образом, возбуждение МИИН в F2-слое полярной ионосферы наблюдалось даже тогда, когда f_H превышала f_0 F2 на 0,2—0,3 МГц.

Важной характеристикой искусственной турбулентности является характерное время развития и релаксации МИИН. В период экспериментов по модификации полярного F2-слоя время развития МИИН (t_1) составляло порядка 10—30 с, а время их релаксации (t_2) — 15—40 с.

Результаты наблюдений свидетельствуют о том, что генерация МИИН в F2 слое полярной ионосферы наблюдалась как в зимний, так и летний период. Однако ширина доплеровских спектров рассеянных на МИИН сигналов зимой была существенно выше, чем летом, даже при спокойных магнитных условиях. Искусственные неоднородности в F-области полярной ионосферы регистрировались также в экспериментах на стенде SPEAR по данным наблюдений с помощью системы когерентных КВ доплеровских радаров CUTLASS в Ханкасалми (Финляндия) и Рекъявике (Robinson et al., 1989, 2006; Yeoman et al., 2007).

Для анализа и интерпретации полученных экспериментальных данных было выполнено моделирование зависимостей доплеровского смещения частоты f_d ракурсно рассеянных на МИИН диагностических КВ сигналов от направления движения неоднородностей в рассеивающем объёме. Результаты расчётов приведены на рис. 4.2.4.

Из рисунка следует, что существует достаточно широкий диапазон азимутальных направлений движения неоднородностей в искусственно возмущенной области

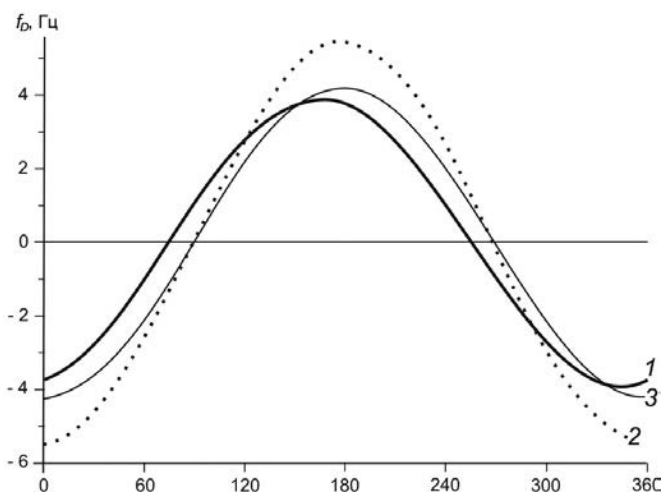


Рис. 4.2.4. Зависимости доплеровского смещения частоты f_d ракурсно рассеянных на МИИН диагностических КВ сигналов от направления движения неоднородностей в рассеивающем объёме для радиотрасс Поры — Санкт-Петербург на частоте $f = 11755$ кГц (1) и Лондон — Санкт-Петербург на частотах $f = 17770$ кГц (2) и 12095 кГц (3) для скорости движения неоднородностей 100 м/с.

ионосферы, когда на всех трассах наблюдаются либо только положительные, либо только отрицательные значения f_D . Положительные значения f_D соответствуют экваториальному движению МИИН, а отрицательные f_D — движению МИИН в северном направлении. Нулевые значения f_D рассеянных сигналов имеют место при восточном и западном направлениях вектора скорости над комплексом SPEAR. Вместе с тем существуют сравнительно узкие азимутальные секторы, в которых знаки f_D на рассматриваемых трассах различны.

Далее по модели, разработанной в ААНИИ (Borisova et al., 2002; Борисова, 2014), было выполнено моделирование траекторий распространения диагностических КВ сигналов при их рассеянии на МИИН над комплексом SPEAR. Расчёты проводились для геофизических условий, соответствующих условиям проведения экспериментов на стенде SPEAR. Модель ионосферы корректировалась по реальным данным вертикального зондирования ионосферы (ВЗ) в пос. Лонггир и Санкт-Петербурге.

В качестве примера на рис. 4.2.5 приведены рассчитанные траектории распространения диагностических сигналов из Лондона на частотах 12 095 и 15 485 кГц, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в F -области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR. Расчёты выполнялись для геофизических условий за 11:00 UT 25 февраля 2007 г.

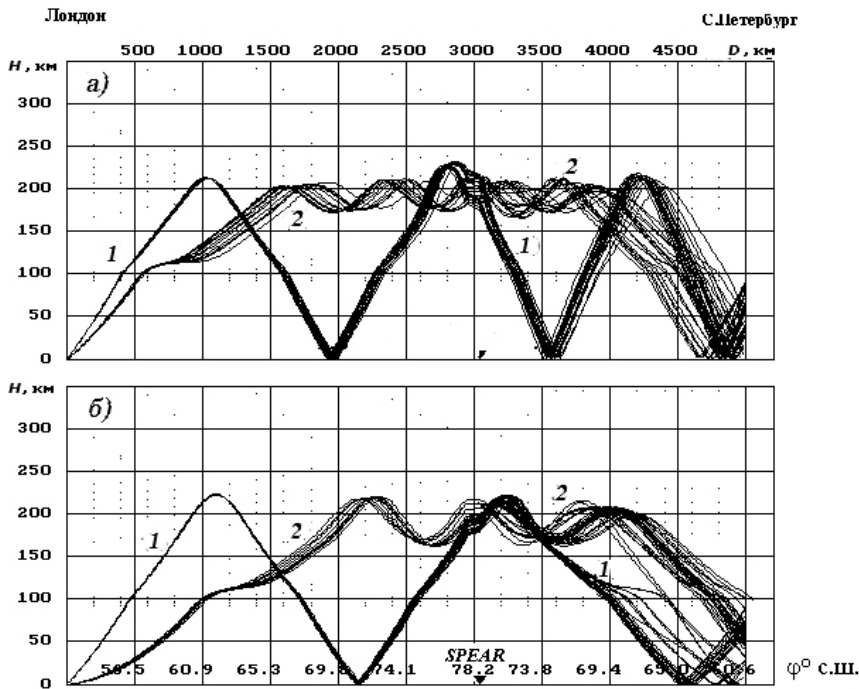


Рис. 4.2.5. Результаты моделирования траекторий распространения диагностических сигналов из Лондона, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в F -области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR для геофизических условий за 11:00 UT 25 февраля 2007 г.

a — частота диагностического сигнала 12 095 кГц, b — 15 485 кГц. 1 и 2 — моды распространения, соответствующие скачковому (1) и волноводному (2) механизму распространения радиоволн.

Результаты моделирования показали, что реализуются различные моды распространения как на участке трассы *диагностический передатчик — рассеивающий объём над SPEAR*, так и на участке *рассеивающий объём — приёмник*, для которых выполняется условие ракурсного рассеяния на МИИН, расположенных на высотах F -области полярной ионосферы. Сигналы, рассеянные на МИИН в F -области ионосферы, попадали в приёмный пункт либо посредством промежуточного отражения от Земли, а затем от ионосферы (см. рис. 4.2.5 а), либо — при наличии градиентов вдоль трассы — в результате «прямого» распространения сигналов в пункт приёма (рис. 4.2.5 б).

ВОЗБУЖДЕНИЕ МИИН В СПОРАДИЧЕСКОМ E -СЛОЕ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ МОЩНОЙ КВ РАДИОВОЛНОЙ O -ПОЛЯРИЗАЦИИ

Результаты экспериментов на нагревном комплексе SPEAR продемонстрировали, что мелкомасштабные искусственные ионосферные неоднородности (МИИН) могут возбуждаться не только в F -, но и в E -области полярной ионосферы. Для изучения поведения и характеристик МИИН в спорадическом слое E_s полярной

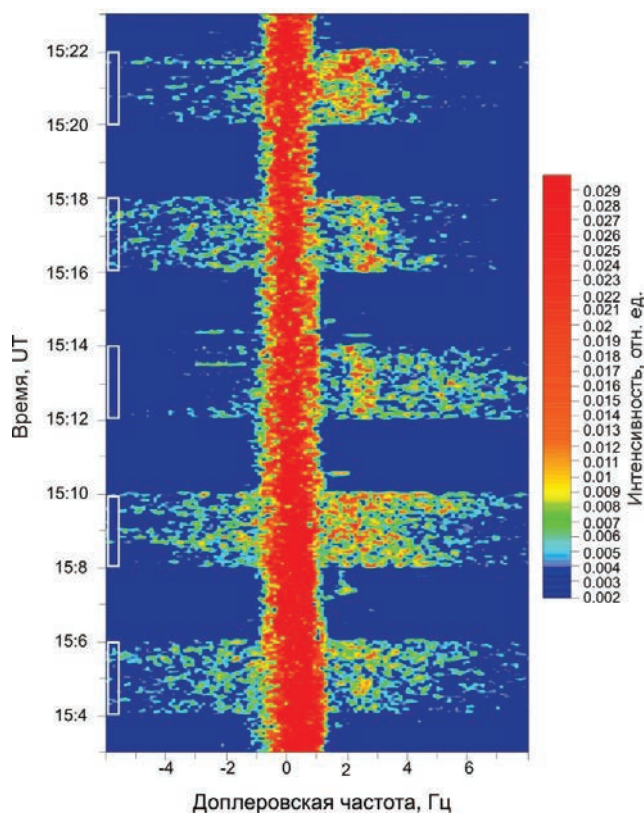


Рис. 4.2.6. Динамические доплеровские спектры (сонограмма) диагностических КВ сигналов на трассе Пори — SPEAR — Санкт-Петербург 9 декабря 2005 г. на частоте $f = 11\,755$ кГц с 14:56 до 15:29 UT.

Мощная КВ радиоволна O -поляризации излучалась в магнитный зенит на частоте 4450 кГц циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза. Время излучения стенда SPEAR отмечено на оси времени квадратными скобками.

ионосферы рассмотрим результаты двух экспериментов, выполненных 9 декабря 2005 г. и 2 декабря 2006 г. Оба эксперимента выполнялись при спокойных магнитных условиях. Интересно отметить, что по данным ионозонда в период экспериментов регистрировались очень слабые отражения от F -области ионосферы (критические частоты $f_0 F2$ варьировали от 3,0 до 4,0 МГц), вследствие чего мощная КВ радиоволна на частоте 4450 кГц не могла отражаться от F -области. Однако на высотах E -области наблюдались интенсивные «толстые» (с групповым запаздыванием на высокочастотном участке ионограммы) спорадические слои E_s с критическими частотами $f_0 E_s = 4,2 \dots 6,5$ МГц ($f_H / f_0 E_s = 0,68 \dots 1,06$) 9 декабря 2005 г. и $f_0 E_s = 3,0 \dots 6,5$ МГц ($f_H / f_0 E_s = 0,68 \dots 1,48$) 2 декабря 2006 г. Учитывая состояние полярной ионосферы и невозможность возбуждения МИИН в F -области, в рассматриваемых экспериментах можно ожидать возбуждение МИИН в толстом спорадическом слое E_s .

На рис. 4.2.6 приведены динамические доплеровские спектры диагностических КВ сигналов на трассе Пори — SPEAR — Санкт-Петербург за 9 декабря 2005 г. Измерения выполнялись на частоте $f = 11\,755$ кГц. Мощная КВ радиоволна обыкновенной поляризации (O -мода) излучалась на частоте 4450 кГц в направлении магнитного зенита (диаграмма направленности антенны была наклонена к югу на 8° от вертикали) циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза. Из рисунка видно, что интенсивные рассеянные сигналы регистрировались в циклах излучения комплекса SPEAR.

В спектре рассеянного сигнала наблюдались два разных компонента: узкополосный и широкополосный. Узкополосный компонент регистрировался как дополнительный трек в положительной части сонограммы, сдвинутый по частоте на $+2,3$ Гц относительно нулевой доплеровской частоты, соответствующей «прямому» сигналу, распространяющемуся от передатчика (Пори) к приемнику (Санкт-Петербург) по дуге большого круга. Широкополосный компонент характеризуется сильным спектральным рассеянием в полосе частот до 20 Гц. Эти два спектральных компонента также отчётливо проявлялись в усредненных спектрах сигналов в циклах нагрева. На рис. 4.2.7 показаны усредненные спектры диагностических сигналов для двух нагревных циклов (15:16 — 15:18 и 15:08 — 15:10 UT) а также для сравнения в паузах между циклами нагрева (15:18 — 15:20 и 15:10 — 15:12 UT).

Из рисунка видно, что усреднённые спектры в циклах нагрева принципиально отличаются от спектров, полученных в паузах между интервалами нагрева. Аналогично динамическим доплеровским спектрам (см. рис. 4.2.6) они демонстрируют наличие дополнительного узкополосного максимума, наиболее выраженного в цикле нагрева 15:16 — 15:18 UT, и сильное спектральное рассеяние. Интересно отметить, что время развития и релаксации МИИН, ответственных за появление широкополосного и узкополосного компонентов рассеяния, существенно различалось. Так, для широкополосного компонента рассеяния время развития и релаксации составляло не более 1 с, а для узкополосного — примерно 15—30 с.

Подобное поведение сигналов, рассеянных на МИИН в F -области среднеширотной ионосферы при нагреве на частоте вблизи четвертой гирогармоники электронов, наблюдалось в экспериментах на среднеширотном КВ нагревном стенде СУРА (Ponomarenko et al., 1999; Kagan et al., 2006). В наших экспериментах на стенде SPEAR на высотах E -области ионосферы частота нагрева 4450 кГц близка к третьей гирогармонике, поэтому по сути это явление, по-видимому, аналогично

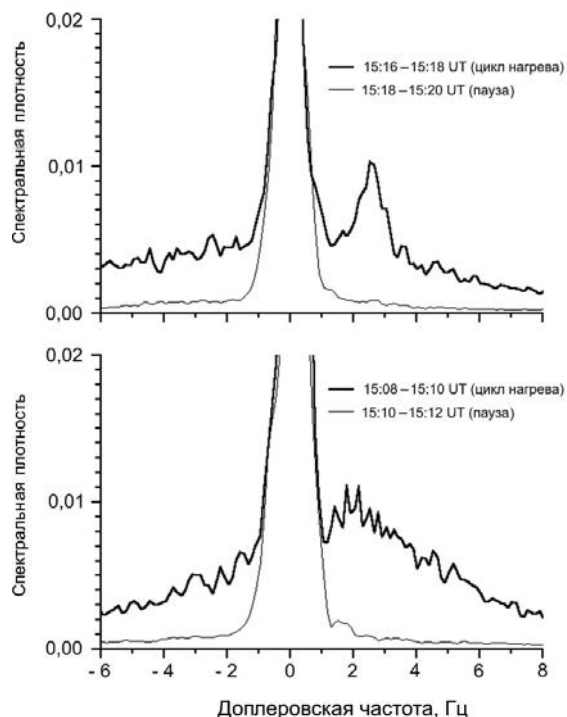


Рис. 4.2.7. Усреднённые спектры диагностических сигналов на трассе Пори — SPEAR — Санкт-Петербург 9 декабря 2005 г. на частоте $f = 11\,755$ кГц для двух нагревных циклов, а также в паузах между циклами нагрева.

тому, что имело место в экспериментах на СУРЕ. Теория, разработанная в работе Gurevich and Zybin (2006), предсказывает возбуждение сверхмелкомасштабных вытянутых вдоль магнитного поля неоднородностей при нагреве ионосферы на частотах вблизи гирагармоник. В этом случае спектр ракурсно рассеянных сигналов должен содержать два компонента. Узкополосный спектральный компонент определяется стационарными МИИН, а широкополосный — рассеянием на сверхмелкомасштабных неоднородностях.

В эксперименте, проведенном 2 декабря 2006 г., так же как и 9 декабря 2005 г., регистрировалась широкополосный спектральный компонент в доплеровском спектре сигнала, рассеянного на МИИН. Узкополосный спектральный компонент был менее выражен, чем 9 декабря 2005 г.

Результаты моделирования траекторий распространения диагностических сигналов из Пори на частоте 11 755 кГц, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в E -области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR, представлены на рис. 4.2.8. Расчёты выполнялись по модели Борисовой (2014), Borisova et al. (2002) для геофизических условий, наблюдавшихся 9 декабря 2005 г. в 15:00 UT.

Как следует из рисунка, распространение диагностических сигналов из Пори, которые достигают E -области полярной ионосферы над SPEAR, происходит различными модами. В этом случае сигналы, рассеянные на МИИН в спорадическом слое E_s , могут достичь пункта приёма вблизи Санкт-Петербурга.

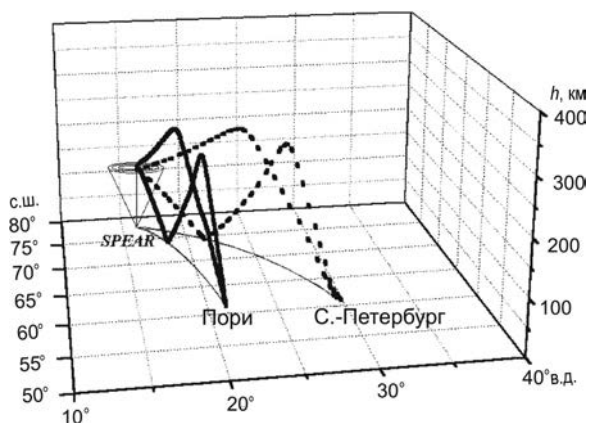


Рис. 4.2.8. Результаты моделирования траекторий распространения диагностических сигналов из Пори, принятых в Санкт-Петербурге после ракурсного рассеяния на МИИН, создаваемых в E -области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR для геофизических условий, наблюдавшихся 9 декабря 2005 г. в 15:00 UT.

Анализ экспериментальных данных показал, что в полярной E -области ионосферы МИИН возбуждались только в «толстых» спорадических слоях E_s , которые на ионограммах вертикального зондирования ионосферы регистрируются как слои с групповым запаздыванием. В тонких полупрозрачных слоях E_s , типичных для среднеширотной ионосферы, МИИН не возбуждались. В экспериментах, выполненных на нагревном комплексе в Тромсё, при использовании методов ракурсного и обратного рассеяния (Djuth et al., 1985; Blagoveshchenskaya et al., 1998; 2006), также наблюдалась генерация МИИН в авроральной E -области в ночные часы при отражении мощной КВ радиоволны O -поляризации от толстого спорадического слоя E_s .

МИИН В F -ОБЛАСТИ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ, ВЫЗВАННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЕМ МОЩНОЙ КВ РАДИОВОЛНЫ НЕОБЫКНОВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (X -МОДА)

В период модификации полярной ионосферы мощной КВ радиоволной необыкновенной поляризации (X -мода) в октябре 2010 г. были зарегистрированы диагностические КВ радиосигналы, ракурсно рассеянные на мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностях, возбуждаемых в F -области полярной ионосферы над нагревным комплексом SPEAR.

На рис. 4.2.9 в качестве примера представлены результаты измерений методом ракурсного рассеяния 7 октября 2010 г. с 12:19 до 12:26 UT. На рис. 4.2.9 *а* приведена сонограмма диагностического радиосигнала на частоте $f_{\text{диагн}} = 9610$ кГц на трассе Ситкунай — SPEAR — Санкт-Петербург протяженностью 4605 км, а на рис. 4.2.9 *б* — сонограмма радиосигнала на $f_{\text{диагн}} = 9710$ кГц на трассе Лондон (Рампишам) — SPEAR — Санкт-Петербург протяженностью 5185 км. В период нагревного цикла с 12:20 до 12:25 UT мощная КВ радиоволна необыкновенной поляризации (X -мода) излучалась в направлении магнитного зенита на частоте 4450 кГц.

Для обоих диагностических сигналов в цикле излучения наблюдались интенсивные сигналы, ракурсно рассеянные на ионосферных неоднородностях. Нулевые значения сдвига доплеровской частоты $f_D = 0$ на сонограммах на рис. 4.2.9 соответствуют распространению сигнала от передатчика к приёмнику по дуге большого круга («прямой» сигнал). Из рисунка видно, что рассеянные диагностические сигнала

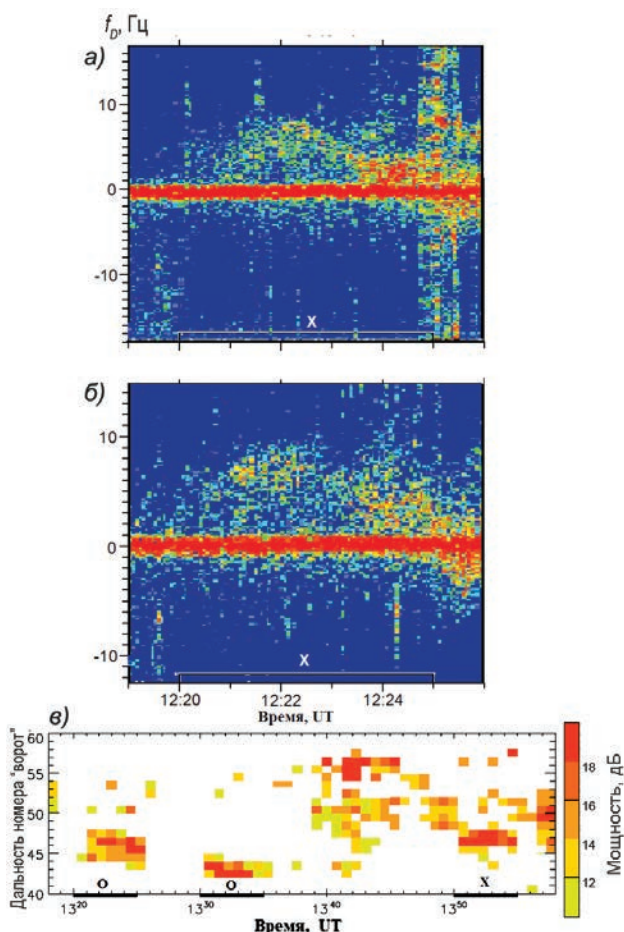


Рис. 4.2.9. Динамические доплеровские спектры диагностических КВ сигналов во время нагревного эксперимента с использованием стенда SPEAR 7 октября 2010 г. (а и б) и данные наблюдений с помощью когерентного КВ доплеровского радара CUTLASS в Ханкасалми (луч 9, ориентированный на искусственно возмущенную область ионосферы над пос. Лонггир) на частоте порядка 10 МГц 8 октября 2010 г. (в).

Циклы нагрева и используемая поляризация мощной КВ радиоволны отмечены на оси времени.

лы с частотами $f_{\text{диагн}} = 9610$ кГц и $f_{\text{диагн}} = 9710$ кГц формировали диффузные треки в положительной области f_D в течение цикла нагрева 12:20 — 12:25 UT. Ракурсно рассеянные сигналы на обеих диагностических трассах характеризовались диффузными спектральными компонентами в области положительных значений f_D . Полосы частот ракурсно-рассеянных сигналов составили от 6—8 Гц для КВ радиосигнала из г. Ситкунай до 9 Гц для радиосигнала из Лондона (Рампишам).

В период нагревных экспериментов выполнялись также наблюдения с помощью когерентных КВ радаров CUTLASS в Финляндии и Исландии. На рис. 4.2.9 в в качестве примера приведены результаты измерений 8 октября 2010 г. с 13:18 до 13:57 UT радаром CUTLASS в Финляндии на частоте порядка 10 МГц. Поведение рассеянных сигналов (см. рис. 4.2.9 в) представлено в координатах дальность (Range gate) — миро-

вое время UT. Регистрация рассеянных сигналов проводилась в диапазоне дальностей от 1980 до 2880 км, соответствующем «воротам» с 40 до 60. Нагрев ионосферы проводился на частоте $f_H = 4450$ кГц циклами 5 мин нагрев — 5 мин пауза. В первых двух циклах нагрева на интервале 13:20 — 13:35 UT излучалась мощная КВ радиоволна *O*-поляризации в магнитный зенит. В данный интервал времени для частоты нагрева f_H и критической частоты ионосферного слоя F2 обыкновенной поляризации f_0F2 выполнялось соотношение $f_H \leq f_0F2$. Как видно из рис. 4.2.9 в, в двух циклах нагрева 13:20 — 13:25 и 13:30 — 13:35 UT регистрировались достаточно интенсивные сигналы, рассеянные на ионосферных неоднородностях. Далее с 13:35 до 13:50 UT была пауза в работе нагревного стенда. В следующем нагревном цикле (13:50 — 13:55 UT), когда значения f_0F2 до начала нагревного цикла составляли уже составляли примерно 4,2—4,3 МГц, была изменена поляризация мощной КВ радиоволны с *O*- на *X*-моду. Из рис. 4.2.9 в по данным радара CUTLASS можно видеть возникновение интенсивных сигналов, рассеянных на ионосферных неоднородностях с 13:50 до 13:55 UT при *X*-нагреве полярной ионосферы.

Впервые возбуждение МИИН при *X*-нагреве было обнаружено на нагревном комплексе EISCAT/Heating в г. Тромсё, Норвегия. Результаты многочисленных экспериментов, проведенных специалистами ААНИИ на комплексе EISCAT/Heating (Blagoveshchenskaya et al., 2011, 2013, 2015) убедительно продемонстрировали, что инжекция мощных КВ радиоволн *X*-поляризации в направлении магнитного поля Земли (магнитный зенит) вызывает генерацию мелкомасштабных МИИН с поперечными к магнитному полю масштабами приблизительно равными 7,5—20 м. При этом МИИН возбуждались при нагреве на частотах как выше, так и ниже критической частоты слоя F2 ($f_H / f_0F2 \leq 1$ и $f_H / f_0F2 > 1$). Отметим, что максимальная эффективная мощность излучения стенда EISCAT/Heating ($P_{\text{эф}}$) высокая и составляет 190—250 МВт при использовании фазированной антенной решетки № 2, в то время как для стенда SPEAR в полярной ионосфере значение $P_{\text{эф}}$ составляет всего лишь 15 МВт.

Механизм возбуждения МИИН при отражении мощной КВ радиоволны *O*-поляризации от слоя F2 ионосферы объясняется в рамках теории тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости (Grach and Trakhtengerts, 1975; Vas'kov and Gurevich, 1976). Необыкновенная волна (*X*-мода) отражается на высотах ниже верхнего гибридного резонанса и ниже высоты отражения *O*-волны, поэтому возбуждение МИИН за счёт тепловой (резонансной) неустойчивости невозможно.

Механизм возбуждения интенсивных МИИН при нагреве *F*-области высокоширотной ионосферы мощной КВ радиоволной *X*-поляризации на частотах как ниже, так и выше критической частоты слоя F2 остаётся неясным и требует дальнейшего серьёзного изучения как в экспериментальном, так и в теоретическом плане. Представляется возможным предположить, что возбуждение МИИН при *X*-нагреве связано с генерацией крупномасштабных неоднородностей, что возможно при нагреве на частотах как ниже, так и выше f_0F2 , вследствие самофокусирующей неустойчивости мощного КВ пучка (Gurevich, 1978). В этих условиях возможен механизм мелкомасштабной стратификации крупномасштабных плазменных образований. Согласно теории, предложенной в работе Guzdar et al. (1998), сначала развиваются километровые структуры, вытянутые вдоль магнитного поля, которые примерно через 10 с «разбиваются» на более мелкомасштабные структуры размером от 10 до 100 м.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ИСКУССТВЕННОГО РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ИОНОСФЕРЫ В ПОЛЯРНОЙ *F*-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

Искусственное радиоизлучение ионосферы (ИРИ) впервые было обнаружено на нагревном комплексе EISCAT/Heating при воздействии на ионосферу мощной КВ радиоволны обыкновенной поляризации на частоте ниже критической частоты слоя F2 (Thidé et al., 1982). В течение трёх последних десятилетий проводились интенсивные экспериментальные исследования ИРИ в *F*-области ионосферы (Гуревич, 2007; Грач и др., 2016; Leyser, 2001; Фролов и др., 1999) на различных КВ нагревных комплексах мира, таких как стенд «Сура», Аресибо, EISCAT/Heating, HAARP, расположенных в средних и высоких широтах.

Искусственное радиоизлучение ионосферы возникает в результате различного рода нелинейных взаимодействий электромагнитных волн и высокочастотных плазменных колебаний с низкочастотной плазменной турбулентностью, в образовании и развитии которой определяющую роль играют мелкомасштабные ионосферные неоднородности (Гуревич, 2007; Грач и др., 2016; Leyser, 2001; Фролов и др., 1999). Спектральные и динамические характеристики отдельных составляющих ИРИ (около 15 наименований) детально исследованы в работе Leyser (2001) и цитируемой литературе и используются для диагностики свойств плазменных процессов как в искусственно возмущённой ионосферной плазме, так и в естественной. Среди основных компонентов ИРИ отметим следующие:

- главный спектральный максимум излучения, называемый также сдвинутым вниз по частоте максимумом (downshifted maximum, DM);
- широкополосное излучение в области отрицательных отстроек (broad continuum, BC);
- максимум в области положительных отстроек (upshifted maximum, UM);
- широкополосное излучение в области положительных отстроек (broad up-shifted maximum, BUM), формирующееся при условии близости частоты волны накачки к частоте гирогармоник, и излучение, подобное BUM, в области частот между гирогармониками (broad up-shifted structure, BUS) и т.д.

Наиболее интенсивными и часто наблюдаемыми тепловыми компонентами стационарного спектра ИРИ являются компоненты DM и BC, в механизмах генерации которых достигнута определенная ясность. Излучение BC обнаруживается в области отрицательных отстроек от нагревной частоты вплоть до частоты 60—120 кГц. Пик DM излучения проявляется на частоте, сдвинутой вниз на 8—15 кГц от частоты возмущающей волны. Изучение характеристик ИРИ показывает, что генерация DM компонента ИРИ тесно связана с процессами в области верхнегибридного (ВГ) резонанса и определяется развитием тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости (Гуревич, 2007; Грач и др., 2016; Grach and Trakhtengerts, 1975; Vas'kov and Gurevich, 1976). Было отмечено возбуждение DM компонента ИРИ при существовании в ионосфере *F*-рассеяния (*F* spread) (Leyser, 2001). Отметим, что во всех публикациях, ссылки на которые приведены выше, исследования особенностей поведения ИРИ проводились при воздействии мощных КВ радиоволн на *F*-область ионосферы.

Ниже рассмотрены результаты экспериментов, выполненных в пос. Баренцбург на арх. Шпицберген 9, 10 и 12 марта 2007 г., по регистрации искусственного радиоизлучения ионосферы в *F*-области ионосферы полярной шапки. По данным ионозонда, в период экспериментов наблюдался достаточно интенсивный слой F2

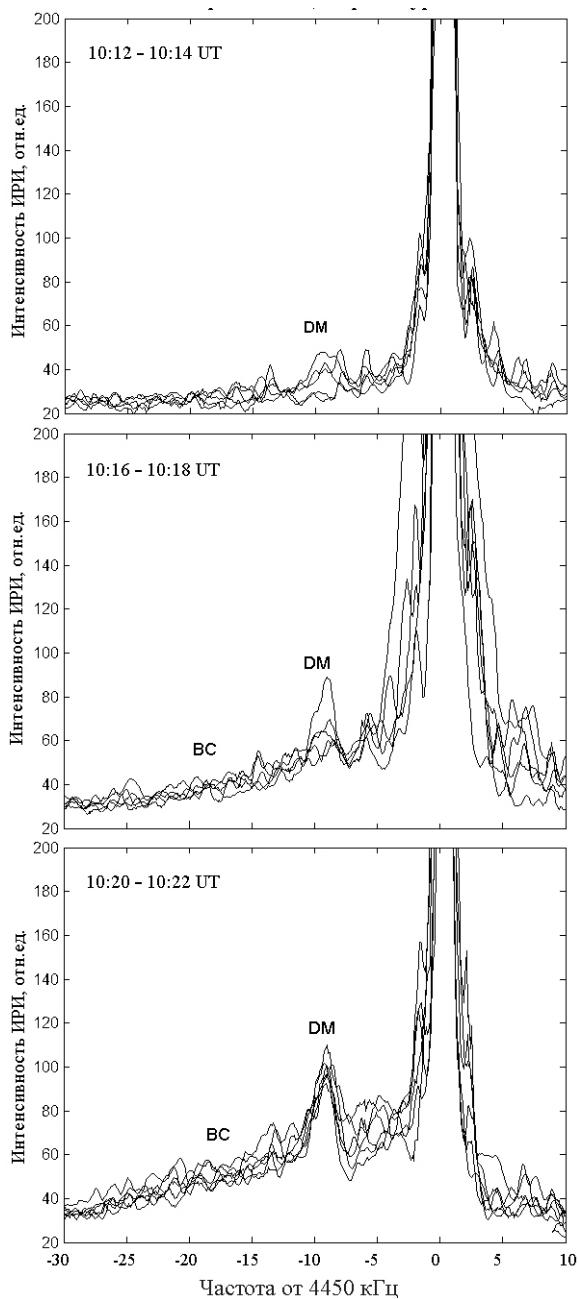


Рис. 4.2.10. Распределение интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR, измеренной в пос. Баренцбург, арх. Шпицберген, при положительных (+10 кГц) и отрицательных (-30 кГц) отстройках от частоты нагрева $f_H = 4450$ кГц, полученные 10 марта 2007 г. в трёх последовательных нагревных циклах.

с критическими частотами, лежащими в диапазоне от 3,6 до 4,6 МГц. Спорадический слой E_s не регистрировался. Магнитные условия были спокойными 9 и 10 марта 2007 г. (трёхчасовой планетарный индекс $K_p = 1$, сумма K_p индексов за сутки $\sum K_p = 9^+$). 12 марта 2007 г. эксперимент проводился при умеренной магнитной активности ($K_p = 3^-$, $\sum K_p = 20^-$).

На рис. 4.2.10 приведены распределения интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR при положительных (+10 кГц) и отрицательных (-30 кГц) отстройках от частоты нагрева $f_H = 4450$ кГц, зарегистрированные 10 марта 2007 г. в трёх последовательных нагревных циклах: 10:12 — 10:14, 10:16 — 10:18 и 10:20 — 10:22 UT.

Как видно из рис. 4.2.10, в первом нагревном цикле появился слабый максимум в спектре нагревного сигнала, сдвинутый в область отрицательных отстроек от частоты нагрева примерно на 9 кГц. Во втором и третьем нагревных циклах интенсивность этого максимума увеличивалась. Кроме него, появился широкополосный компонент в области отрицательных отстроек от частоты нагрева.

Мощная КВ радиоволна O -поляризации излучалась с 11:12 до 12:00 UT циклами 2 мин нагрев — 2 мин пауза.

Известно, что наиболее часто наблюдаемым компонентом в спектре искусственного радиоизлучения ионосферы является «сдвинутый вниз по частоте максимум» (downshifted maximum, DM) относительно частоты нагрева f_H на величину порядка $\Delta f_{DM} = \Delta f_{DM} \approx 2 \cdot 10^{-3} f_H$ (Leyser, 2001). Учитывая, что во время эксперимента нагрев проводился на частоте $f_H = 4450$ кГц, величина Δf_{DM} должна составлять примерно 9 кГц, что и имело место в эксперименте. Поэтому не вызывает сомнений, что наблюдавшийся максимум является DM -компонентом в спектре ИРИ. Широкополосный компонент (см. рис. 4.2.10 б и в), по-видимому, является широкополосным компонентом (broad continuum, BC), наблюдаемым в области отрицательных отстроек от частоты нагрева Δf^- , равным примерно 30—40 кГц.

Представляет интерес рассмотреть динамику изменения во времени спектров ИРИ в полярной F -области ионосферы. В качестве примера на рис. 4.2.11 и 4.2.12

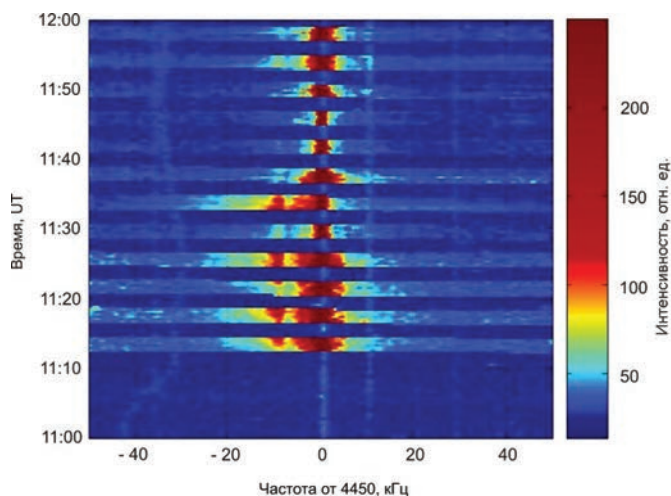


Рис. 4.2.11. Распределение интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR при положительных (+50 кГц) и отрицательных (-50 кГц) отстройках от частоты нагрева ($f_H = 4450$ кГц), полученное в эксперименте 10 марта 2007 г. с 11:00 до 12:00 UT.

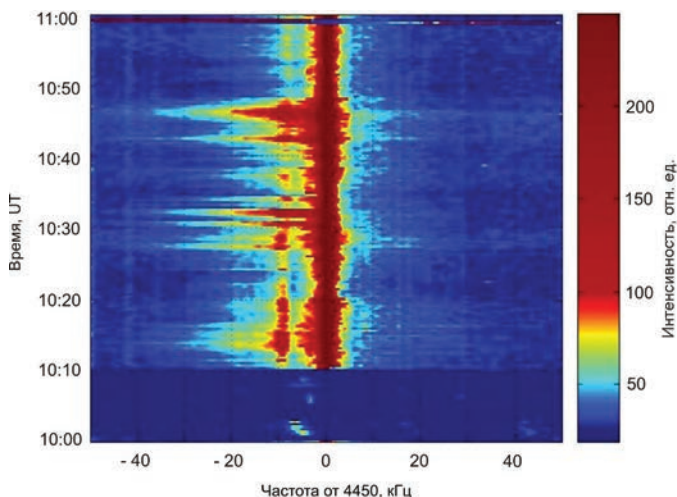


Рис. 4.2.12. Распределение интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR при положительных (+50 кГц) и отрицательных (–50 кГц) отстройках от частоты нагрева ($f_H = 4450$ кГц), полученное в эксперименте 12 марта 2007 г. с 10:00 до 11:00 UT.

приведены распределения интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR при положительных (+50 кГц) и отрицательных (–50 кГц) отстройках от частоты нагрева, полученные в ходе проведения экспериментов 10 и 12 марта 2007 г. В период экспериментов по данным ионозонда наблюдались существенные вариации критических частот слоя F2 от 3,6 до 4,6 МГц. Из рис. 4.2.11 и 4.2.12 также можно видеть существенные вариации интенсивности *DM*-компонента ИРИ. Интересно отметить, что *DM*-компонент возбуждался не только при отражении мощной КВ радиоволны от F2 слоя, но и в условиях, когда частота нагрева превышала f_0F2 . Так, 10 марта 2007 г. (см. рис. 4.2.11) достаточно интенсивный *DM*-компонент регистрировался в первых трёх нагревных циклах, когда значения f_0F2 составляли 4,5—4,6 МГц ($f_H/f_0F2 = 0,97\dots 0,99$). В последующих циклах нагрева (11:24 — 11:26, 11:28 — 11:30 и 11:32 — 11:34 UT), когда значения f_0F2 понизились и составляли 4,0—4,2 МГц, также регистрировался *DM*-компонент ($f_H/f_0F2 = 1,06\dots 1,11$). В целом связь между интенсивностью *DM*-компонента и отношением f_H/f_0F2 неоднозначна. С 11:40 до 11:50 UT *DM*-компонент в спектре ИРИ не регистрировался, несмотря на то что значения f_0F2 были примерно такими же, как и в трёх предыдущих циклах нагрева (4,0—4,2 МГц). 12 марта 2007 г. нагрев полярной ионосферы производился в непрерывном режиме с 10:12 до 11:00 UT (см. рис. 4.2.12). Здесь также имел место довольно нерегулярный характер появления *DM*-компонента.

Мощная КВ радиоволна *O*-поляризации излучалась в непрерывном режиме с 10:12 до 11:00 UT.

На рис. 4.2.13 показаны вариации интенсивности *DM*-компонента ИРИ (рис. 4.2.13 а), а также вариаций критических частот f_0F2 и высот максимумов $h_m F2$ (рис. 4.2.13 б) 10 марта 2007 г. с 10:00 до 12:00 UT. В целом связь между интенсивностью *DM*-компонента и отношением f_H/f_0F2 неоднозначна. Обращает на себя внимание факт регистрации интенсивного *DM*-компонента с 10:45 до 11:00 UT при плавном возрастании значений f_0F2 от 3,9 до 4,6 МГц, а также с 11:12 до 11:35 UT, когда значения f_0F2 плавно уменьшались от 4,6 до 4,0 МГц. Таким образом, анализ

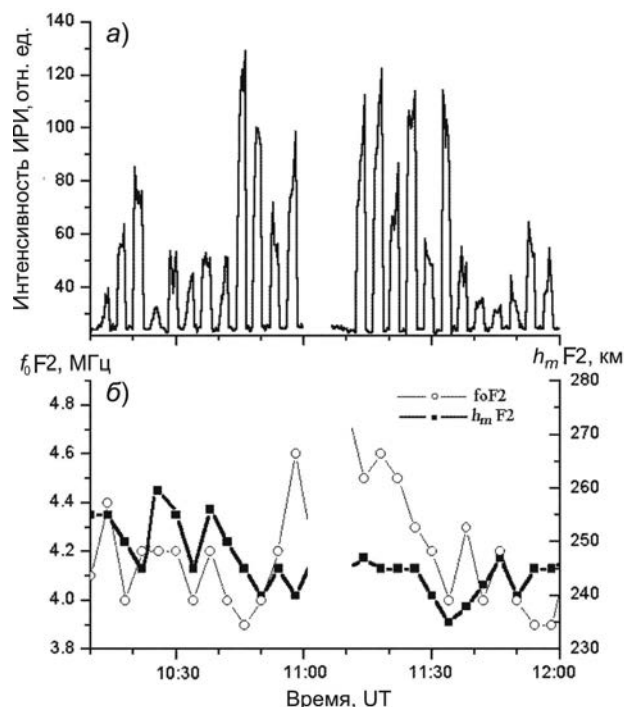


Рис. 4.2.13. Вариации интенсивности DM -компонента ИРИ (а), а также вариаций критической частоты f_0F2 и высоты максимумов $h_m F2$ (б) 10 марта 2007 г. с 10:00 до 12:00 UT.

экспериментальных данных, полученных в результате регистрации ИРИ в полярной ионосфере, показывает, что DM -компонент возбуждался не только при нагреве на частотах ниже f_0F2 , но и в условиях, когда частота нагрева превышала f_0F2 на величину до 0,5 МГц.

Анализ экспериментальных данных по ракурсному рассеянию, полученных в 2005—2007 гг., также указывает на возбуждение МИИН в полярной ионосфере, когда частота мощной КВ радиоволны превышала критическую частоту f_0F2 (f_0E_s) на 0,3—0,5 МГц. Известно, что нелинейные явления в поле мощной КВ радиоволны, такие как мелкомасштабные искусственные неоднородности и искусственное радиоизлучение ионосферы, возбуждаются в верхнегибридном резонансе, когда $f_H^2 = f_{UH}^2 = f_0^2 + fce^2$, где f_{UH} — верхнегибридная частота, f_0 — локальная частота ионосферной плазмы, fce — гирочастота электронов. Это условие выполняется для комплекса SPEAR при нагреве на частоте $f_H = 4450$ кГц, если максимальная плазменная частота (критическая частота) составляет примерно 4,25 МГц, что меньше f_H на 0,2 МГц. Почему генерация МИИН и DM -компонента ИРИ происходит при более низких значениях критической частоты чем 4,25 МГц, остается неясным. Отметим, что критическая частота по данным ионозонда измеряется в вертикальном направлении, в то время как мощная КВ радиоволна излучалась в магнитный зенит. В этих условиях при наличии значительных градиентов электронной концентрации, типичных для высокоширотной ионосферы, мощная КВ радиоволна могла отразиться от ионосферы.

В экспериментах на нагревном стенде в Тромсё генерация МИИН также наблюдалась при $f_H > f_0F2$ (f_0E_s) как в ночной авроральной F -области ионосферы (Blagoveshchenskaya et al., 2006), так и в спорадическом E_s слое (Djuth et al., 1985; Blagoveshchenskaya et al., 2006). Наблюдения искусственного свечения в красной (630 нм) и зеленой (557,7 нм) линиях атомного кислорода на стенде НААРП показали, что свечение не ослабевало при падении критической частоты ниже частоты нагрева. Искусственное свечение пропало только при $f_0F2 < f_H - 0,5$ МГц (Mishin et al., 2005).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ИСКУССТВЕННОГО РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ИОНОСФЕРЫ В СПОРАДИЧЕСКОМ E_s -СЛОЕ ПОЛЯРНОЙ ИОНОСФЕРЫ

В высокоширотной ионосфере структура и параметры спорадического E_s -слоя в существенной степени отличаются от среднеширотного E_s -слоя. Как в авроральной зоне, так и в полярной шапке часто наблюдается «толстый» E_s -слой с явно выраженным групповым запаздыванием на высотно-частотных характеристиках при приближении к предельной частоте f_0E_s . Именно в таких, «толстых» E_s возбуждались интенсивные мелкомасштабные искусственные ионосферные неоднородности (МИИН) с пространственным масштабом от единиц до десятков метров поперёк магнитного поля в ночной авроральной ионосфере (Djuth et al., 1985; Blagoveshchenskaya et al., 1998, 2006). В эксперименте 2 марта 2007 г., выполненном специалистами ААНИИ в пос. Баренцбург, расположенном в 40 км от нагревного комплекса SPEAR, впервые было обнаружено искусственное радиоизлучение ионосферы (ИРИ) в спорадическом E_s -слое полярной ионосферы.

Эксперимент 2 марта 2007 г. выполнялся в поздние вечерние часы (с 19:00 до 20:00 UT) при спокойных магнитных условиях. Трёхчасовой индекс K_p составлял 1^+ , сумма индексов K_p за сутки: $\sum K_p = 9^-$. По данным вертикального зондирования ионосферы (ВЗ) непосредственно в месте расположения комплекса SPEAR с 19:00 до 20:00 UT регистрировался спорадический слой E_s . Изменения во времени f_0E_s показаны на рис. 4.2.14. Значения критической частоты f_0E_s в период эксперимента с 19:00 до 19:50 UT изменялись от 5,5 до 3,2 МГц. Учитывая, что $f_H = 4450$ кГц, из приведённых данных ВЗ можно сделать заключение, что в трёх последовательных циклах нагрева (19:12 — 19:16, 19:20 — 19:24 и 19:28 — 19:32 UT) мощная КВ

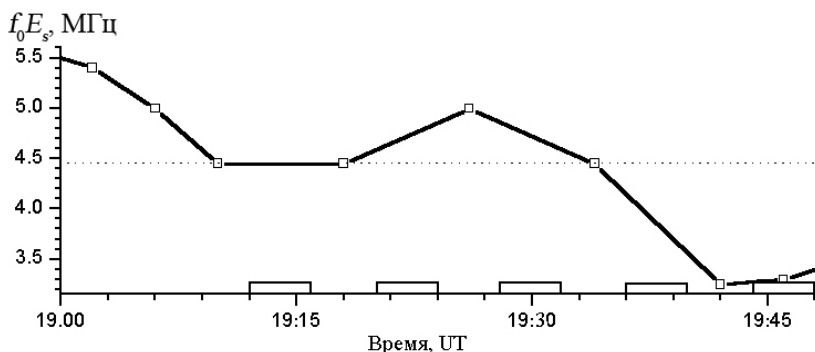


Рис. 4.2.14. Изменение во времени критической частоты f_0E_s спорадического слоя E_s 2 марта 2007 г. с 19:10 до 19:50 UT в месте расположения КВ нагревного комплекса SPEAR.

Пунктирная линия соответствует частоте нагрева $f_H = 4450$ кГц. Интервалы излучения SPEAR отмечены на оси времени квадратными скобками.

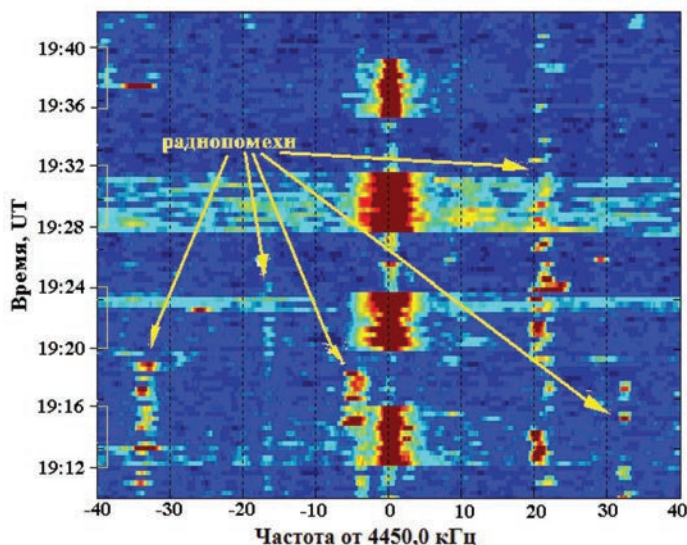


Рис. 4.2.15. Распределение интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR при положительных (+40 кГц) и отрицательных (-40 кГц) отстройках от частоты нагрева ($f_H = 4450$ кГц), полученное в эксперименте 2 марта 2007 г. с 19:10 до 19:44 UT.

Комплекс SPEAR излучал с 19:12 UT в режиме 4 мин нагрев — 4 мин пауза. Стрелками отмечены радиопомехи.

радиоволна отражалась от ионосферного слоя E_s . Значения критической частоты слоя F2 ионосферы f_oF2 в рассматриваемый период не превышали 3,0 МГц.

Рассмотрим данные регистрации распределений интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR 2 марта 2007 г. в пос. Баренцбург.

На рис. 4.2.15 приведены динамические во времени распределения интенсивности нагревного сигнала комплекса SPEAR (сонограмма) при положительных (+40 кГц) и отрицательных (-40 кГц) отстройках от частоты нагрева $f_H = 4450$ кГц для периода времени 19:10 — 19:42 UT. Отметим, что наблюдения 2 марта 2007 г. проводились в условиях повышенного уровня радиопомех в полосе отстроек. Из рис. 4.2.15 можно видеть, что в первых трёх циклах работы стенда SPEAR (19:12 — 19:16, 19:20 — 19:24 и 19:28 — 19:32 UT) зарегистрировано возрастание интенсивности спектральных составляющих в широкой полосе наблюдений Δf от -40 до +40 кГц. Отметим, что в четвёртом цикле нагрева (19:36 — 19:40 UT) указанных возражений интенсивности не наблюдалось. При выключении SPEAR спектральная интенсивность снижалась до уровня шумов за исключением радиопомех. Непосредственная связь увеличения интенсивности спектральных составляющих в первых трёх циклах нагрева с периодами работы комплекса SPEAR позволяет предположить, что наблюдаемое возрастание интенсивности в спектре нагревного сигнала является искусственным радиоизлучением ионосферы (ИРИ).

В цикле нагрева 19:12 — 19:16 UT возрастание интенсивности нагревного сигнала регистрировалось в виде широкополосного увеличения интенсивности спектральных составляющих в 1,5—2 раза как при положительных, так и при отрицательных отстройках по частоте относительно частоты нагрева. Ширина полосы частот Δf , в которой регистрировалось возрастание интенсивности, в течение цикла

нагрева постепенно сужалась. В следующем цикле нагрева (19:20 — 19:24 UT) излучение наблюдалось только в последнюю минуту 4-минутного цикла работы станда SPEAR ($\approx 19:23$ — 19:24 UT), но занимало весь диапазон Δf . Интенсивность широкополосного излучения превышала уровень шума в 2—3 раза. Наиболее интенсивное широкополосное излучение регистрировалось на протяжении всего третьего цикла нагрева (19:28—19:32 UT).

Особенностью третьего цикла нагрева является формирование дополнительных максимумов в спектре интенсивности радиоизлучения в полосе наблюдения Δf . Ниже $f_H = 4450$ кГц, в области отрицательных отстроек на частотах f^- примерно $-9\dots-25$ кГц, в разные моменты времени можно видеть дополнительные максимумы. Ширина дополнительных максимумов занимала полосу частот приблизительно 8—12 кГц. В течение цикла нагрева частоты дополнительных максимумов изменялись. Наибольшая интенсивность дополнительного максимума в области отрицательных отстроек по частоте наблюдалась в интервале времени 19:29 — 19:31:30 UT.

Одновременно с максимумами в области отрицательных отстроек в цикле нагрева 19:28—19:32 UT в спектрах радиоизлучения наблюдались дополнительные максимумы в области положительных отстроек от частоты нагрева. Наиболее интенсивный по амплитуде «положительный» максимум регистрировался на частотах отстроек $f^+ \approx 8\dots 12$ кГц и занимал полосу 8—10 кГц. Следует отметить, что в течение цикла нагрева спектральная амплитуда дополнительного максимума радиоизлучения при положительных отстройках f^+ в основном превышала амплитуду дополнительного максимума в области отрицательных отстроек по частоте f^- .

Суммируя данные наблюдений распределений интенсивности нагревного сигнала в полосе частот 80 кГц, полученных при воздействии мощной КВ радиоволны станда SPEAR на спорадический слой E_s полярной ионосферы, можно отметить следующие особенности в поведении спектров радиоизлучения в зависимости от частоты отстройки относительно $f_H = 4450$ кГц:

- дополнительные максимумы в области отрицательных отстроек от частоты нагрева $f^- \approx 9\dots 25$ кГц с шириной $\Delta f \approx 8\dots 12$ кГц;
- дополнительные максимумы в области положительных отстроек от частоты нагрева $f^+ \approx 8\dots 30$ кГц с шириной $\Delta f \approx 8\dots 20$ кГц;
- широкополосное увеличение интенсивности спектральных составляющих в области отрицательных отстроек от частоты нагрева $\Delta f^- \approx 10\dots 40$ кГц;
- широкополосное увеличение интенсивности спектральных составляющих в области положительных отстроек от частоты нагрева $\Delta f^+ \approx 10\dots 40$ кГц.

Одной из характерных особенностей поведения искусственного радиоизлучения в полярном спорадическом слое E_s является непостоянство во времени частоты и ширины дополнительных максимумов в спектре излучения как при отрицательных, так и положительных отстройках от f_H .

В обсерватории Горьковская, расположенной вблизи Санкт-Петербурга и удаленной на расстояние 2000 км от нагревного комплекса SPEAR, осуществлялся приём диагностических сигналов, рассеянных на МИИН методом ракурсного рассеяния. Результаты наблюдений свидетельствуют о возбуждении МИИН в спорадическом слое E_s полярной ионосферы.

Как известно, воздействие мощных КВ радиоволн на слой $F2$ ионосферы приводит к генерации таких тепловых компонентов ИРИ, как DM и BC, вследствие переиз-

лучения электростатических плазменных колебаний во вторичные электромагнитные волны в процессе развития резонансной неустойчивости в области верхнегибридного (ВГ) резонанса (Гуревич, 2007; Грач и др., 2016; Leyser, 2001; Фролов и др., 1999 и цитируемая литература). Процессу переизлучения препятствует сбой фаз, возникающий из-за соударений электронов. Частота соударений электронов e в F -области мала ($v_e < 10^2 \text{ c}^{-1}$), и сбой фаз преодолевается при достижении достаточно большой амплитуды основной ВГ-волны (резонанс). При возникновении ИРИ в F -области ионосферы сдвиг частоты максимума DM -компонента в отрицательную сторону от частоты возмущающей станции составляет $f_{DM}^- \approx 8 \dots 15 \text{ кГц}$ и определяется частотой нижнегибридных (НГ) волн $f_{\text{НГ}}$.

Если пренебречь частотой соударения электронов v_e , величину $f_{\text{НГ}}$ в слое F2 можно описать выражением (Гинзбург, 1967)

$$f_{\text{НГ}} = \sqrt{\frac{f_0^2 f_{ge} f_{gi}}{f_0^2 + f_{ge}^2} \left(1 + \frac{v_i^2 + v_i v_e}{4\pi^2 f_{gi} f_{ge}} \right)}, \quad (4.2.1)$$

где f_0 — плазменная частота; f_{ge} и f_{gi} — гирочастота для электронов и ионов соответственно.

В слое F2 ионосферы положительные ионы представлены в основном ионами атомного кислорода O^+ . Численное значение минимальной частоты НГ волн (частоты «отсечки») $f_{\text{НГ}}$ для F2-слоя, полученное с использованием формулы (4.2.1), составляет: $f_{\text{НГ}} \approx 8 \text{ кГц}$.

На высотах E -области ионосферы положительные ионы преимущественно представлены ионами молекул O_2^+ и NO^+ . Значения, полученные в результате расчёта $f_{\text{НГ}}$ для слоя E по формуле (4.2.1) с учётом молекулярной массы ионов, составляют примерно 5,5—6 кГц. При модификации полярного слоя E_s экспериментально измеренные значения смещения дополнительных максимумов радиоизлучения составляли $f^- \approx 9 \dots 25 \text{ кГц}$, что сравнимо или превышает значения f_{DM}^- компонента ИРИ при модификации слоя F2 ионосферы.

Отметим, что на высотах E -слоя ионосферы частота соударений электронов $v_e > 10^4 \text{ c}^{-1}$, поэтому определение $f_{\text{НГ}}$ необходимо проводить с учётом влияния частоты соударений электронов v_e и ионов v_i . В этом случае выражение для $f_{\text{НГ}}$ принимает вид

$$f_{\text{НГ}} = \sqrt{\frac{f_0^2 f_{ge} f_{gi}}{f_0^2 + f_{ge}^2}} \approx \sqrt{f_{ge} f_{gi}}. \quad (4.2.2)$$

Оценки $f_{\text{НГ}}$, выполненные по формуле (4.2.2) для слоя E_s полярной ионосферы с плазменной частотой $f_0 \approx 4,5 \text{ МГц}$ с учетом положительных ионов молекул O_2^+ и NO^+ дают значения $f_{\text{НГ}} \approx 11 \dots 15 \text{ кГц}$. При выполнении расчётов использовались модельные значения частоты соударений электронов и ионов: $v_e \approx 5 \dots 7 \cdot 10^5 \text{ c}^{-1}$ (Nicolet, 1953), $v_i \approx 1 \dots 1,2 \cdot 10^4 \text{ c}^{-1}$ (Shunk and Nagy, 2000). В этих условиях измеренные значения смещения частоты дополнительного максимума наблюдаемого радиоизлучения находятся в приемлемом соответствии со значениями $f_{\text{НГ}}$, рассчитанными по формуле (4.2.2) с учётом v_e и v_i для слоя E_s полярной ионосферы.

Выполненные оценки позволяют сделать предположение о том, что, несмотря на высокие значения частоты соударений электронов на высотах E -области ио-

носферы ($v_e \approx 10^4 \dots 7 \cdot 10^5 \text{ c}^{-1}$), реализуется возможность развития неустойчивости резонансного типа, так как выполняется необходимое условие «замагниченности» плазмы: $2\pi f_{ge} > v_e$, $v_e / 2\pi f_{ge} \approx 10^{-1} \dots 10^{-3}$ (Vas'kov and Gurevich, 1976). Таким образом, формально в ионосферной плазме полярного слоя E_s создаётся ситуация для генерации ИРИ и МИИН, аналогичная условиям в слое $F2$ в области ВГ резонанса. Принципиальным отличием является необходимость учёта влияния частоты соударения электронов v_e . Более высокое (на два порядка) значение отношения $v_e / 2\pi f_{ge}$ в полярном слое E_s по сравнению с условиями в слое $F2$ не позволяет сформироваться стабильным дополнительным максимумам. Дальнейшее изучение свойств искусственного радиоизлучения в полярном слое E_s позволит ответить на вопрос о том, что является причиной преодоления сбоя фаз при перекачке резонансной плазменной ВГ волны в слое E_s : более низкие значения v_e или формирование большой амплитуды резонансной плазменной ВГ волны.

ВЫВОДЫ

Выполнено обобщение результатов экспериментальных исследований ААНИИ по воздействию мощных КВ радиоволн, излучаемых нагревным комплексом SPEAR (пос. Лонггир, арх. Шпицберген), на полярную ионосферу. Результаты выполненных экспериментов свидетельствуют о том, что SPEAR, не имеющий в мире аналогов по своему географическому расположению, эффективно модифицирует полярную ионосферу, вызывая генерацию мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей (МИИН) и искусственного радиоизлучения ионосферы (ИРИ). Все рассмотренные эксперименты выполнялись при излучении мощной КВ радиоволны в направлении магнитного зенита (диаграмма направленности антенны была наклонена к югу на 8°). Наблюдения проводились одновременно в двух пространственно разнесённых пунктах: в пос. Баренцбург (арх. Шпицберген, на удалении примерно 40 км от комплекса SPEAR) и в обсерватории Горьковская вблизи Санкт-Петербурга, расположенной на расстоянии около 2000 км от SPEAR.

Анализ экспериментальных данных показал, что МИИН в полярной ионосфере возбуждаются при различных фоновых геофизических условиях (сезон, время суток, наличие спорадических слоев в E -области). Частота излучения диагностических передатчиков находилась в диапазоне 10—20 МГц, что соответствует минимальному поперечному масштабу неоднородностей, ответственных за ракурсное рассеяние, равному примерно 7,5—15 м. Продольные масштабы МИИН, вытянутых вдоль направления магнитного поля, составляют несколько десятков километров. Показано, что при воздействии мощной КВ радиоволны обыкновенной поляризации (O -мода) на полярную ионосферу МИИН могут возбуждаться не только в F -области ионосферы, но и в «толстых» спорадических слоях E_s .

Необходимо отметить, что в некоторых циклах нагрева генерация МИИН наблюдалась, когда частота нагрева превышала критическую частоту на 0,3—0,5 МГц. Предполагается, что в этих условиях при наличии градиентов электронной концентрации, типичных для полярной ионосферы, частота нагрева, хотя и превышала критическую частоту, была сравнима с максимальной верхнегибридной частотой. Механизм генерации МИИН при O -нагреве объясняется в рамках теории тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости.

При возбуждении МИИН в спорадическом слое E_s обнаружено наличие двух различных компонентов в спектре рассеянного сигнала: узкополосного, с шириной

доплеровского спектра до 2 Гц, и широкополосного, наблюдавшегося в полосе до 20 Гц. Отметим, что на стенде SPEAR на высотах E -области ионосферы частота нагрева 4450 кГц близка к третьей гирогармонике электронов. Возможным механизмом генерации широкополосного компонента может быть рассеяние на сверхмелкомасштабных вытянутых неоднородностях. При этом узкополосный компонент определяется рассеянием на стационарных МИИН.

Анализ результатов экспериментальных измерений показал, что генерация МИИН в F -области полярной ионосферы возможна также и в периоды излучения мощных КВ радиоволн необыкновенной поляризации (X -мода). В этом случае возбуждение МИИН происходит на частотах X -нагрева как выше, так и ниже критической частоты слоя F_2 . Сделано предположение, что возбуждение МИИН при X -нагреве связано с генерацией крупномасштабных неоднородностей вследствие самофокусирующей неустойчивости мощного КВ пучка с последующей реализацией механизма мелко-масштабной стратификации крупномасштабных плазменных образований.

Для геофизических условий, соответствующих условиям проведения экспериментов на стенде SPEAR, было выполнено моделирование траекторий распространения диагностических КВ сигналов при их рассеянии на МИИН. Результаты моделирования показали, что сигналы, рассеянные на МИИН в F - или E -области ионосферы в искусственно возмущенной области ионосферы над SPEAR, могут попадать в приёмный пункт, расположенный вблизи Санкт-Петербурга.

Результаты экспериментов по регистрации спектров нагревного сигнала в пос. Баренцбург, арх. Шпицберген, свидетельствуют о возбуждении DM -компонента в спектре искусственного радиоизлучения ионосферы (ИРИ) в F -области полярной ионосферы. Генерация DM -компонента, являющегося наиболее типичной структурой ИРИ, сопровождалась возбуждением МИИН. В целом отмечался довольно нерегулярный характер появления DM -компонента, обусловленный, по всей видимости, значительными вариациями критических частот слоя F_2 (от 3,5 до 4,6 МГц). Интересно отметить, что генерация DM -компонента наблюдалась аналогично возбуждению МИИН при нагреве на частотах выше критической частоты на величину до 0,5 МГц.

Впервые обнаружено искусственное радиоизлучение ионосферы в слое E_s , сопровождаемое генерацией МИИН. По результатам анализа экспериментальных данных, полученных в Баренцбурге, обнаружены возникновение широкополосного «шумоподобного» компонента и появление дополнительных максимумов в спектре нагревного сигнала. Дополнительные максимумы формировались как при положительных ($f^+ \approx 8 \dots 30$ кГц), так и при отрицательных ($f^- \approx 9 \dots 25$ кГц) отстройках по частоте относительно частоты нагревного сигнала f_H . Одной из характерных особенностей поведения наблюдаемого радиоизлучения является непостоянство во времени частоты и ширины дополнительных максимумов в спектре излучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Корниенко В.А. и др. Явления в полярной ионосфере, инициированные воздействием мощных КВ радиоволн комплекса SPEAR // Изв. вузов. Радиофизика. 2008. Т. 51, № 11. С. 939—950.

Борисова Т.Д., Благовещенская Н.Ф., Корниенко В.А. и др. Особенности искусственного радиоизлучения ионосферы при воздействии мощных КВ радиоволн стенда SPEAR на спорадический E слой полярной ионосферы // Геомагнетизм и Аэрономия. 2009. Т. 49, № 5. С. 683—694.

Борисова Т.Д., Благовецкая Н.Ф., Калишин А.С. и др. Эффекты модификации полярной ионосферы мощным коротковолновым радиоизлучением необыкновенной поляризации нагретого комплекса SPEAR // Изв. вузов. Радиофизика. 2012. Т. 55. № 1—2. С. 140—157.

Борисова Т.Д. Программное обеспечение для модернизации параметров КВ радиоканала, учитывающее эффекты модификации высокоширотной ионосферы при воздействии мощных КВ радиоволн, представляющее модель КВ радиоканала (CHATRASCA: TRASSA и CHANNEL) / Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ №2014618249. 13 августа 2014.

Гинзбург В.Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. М.: Наука, 1967. 684 с.

Гуревич А.В., Шварцбург А.Б. Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973. 272 с.

Гуревич А.В. Нелинейные явления в ионосфере // Успехи физических наук. 2007. Т. 177 (11). С. 1145—1177.

Грач С.М., Сергеев Е.Н., Мишин Е.В., Шиндин А.В. Динамические характеристики плазменной турбулентности ионосферы, инициированной воздействием мощного коротковолнового радиоизлучения // Успехи физических наук. 2016. Т. 186. № 11. С. 1189—1228.

Фролов В.Л., Каган Л.М., Сергеев Е.Н. Обзор свойств ИРИ: Новые результаты, полученные с использованием комплекса Сура // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 42, № 7. С. 635—639.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kornienko V.A. et al. Probing of medium-scale traveling ionospheric disturbances using HF-induced scatter targets // Ann. Geophys. 2006a. V. 24. P. 2333—2345.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kornienko V.A. et al. Artificial field-aligned irregularities in the night-side auroral ionosphere // Adv. Space Res. 2006b. V. 38 (11). P. 2503—2510.

Blagoveshchenskaya, N.F., Borisova, T.D., Kornirko V.A. et al. SPEAR-induced field-aligned irregularities observed from bi-static HF radio scattering in the polar ionosphere // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2009. V. 71. P. 11—20.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K. et al. Artificial field-aligned irregularities in the high-latitude F region of the ionosphere induced by an X-mode HF heater wave // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. doi: 10.1029/2011GL046724.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K. et al. Plasma modifications induced by an X-mode HF heater wave in the high latitude F region of the ionosphere // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2013. V. 105—106. P. 231—244.

Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K. et al. Modification of the high latitude ionosphere F region by X-mode powerful HF radio waves: Experimental results from multi-instrument diagnostics // J. Atmos. Sol.—Terr. Phys. 2015. V. 135. P. 50—63.

Blagoveshchenskaya N.F., Kornienko V.A., Petlenko A.V. et al. Geophysical phenomena during an ionospheric modification experiment at Tromso // Ann. Geophys. 1998. V. 16. P. 1212—1225.

Borisova T.D., Blagoveshchenskaya N.F., Moskvina I.V. et al. Doppler shift simulation of scattered HF signals during the Tromsø HF pumping experiment on 16 February 1996 // Ann. Geophys. 2002. V. 20. P. 1479—1486.

Djuth F.T., Jost R.J., Noble S.T. et al. Observations of E region irregularities generated at auroral latitudes by a high power radio wave // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 12 293—12 306.

Grach S.M., Trakhtengerts V.Y. Parametric excitation of ionospheric irregularities extended along the magnetic field // Radiophys. Quant. Electron. 1975. V. 18. P. 951—957.

Gurevich A.V. Nonlinear Phenomena in the Ionosphere. New York: Springer—Verlag, 1978. 380 p.

Gurevich A.V., Zybin K.P. Strong field-aligned scattering of UHF radio waves in ionospheric modification // Phys. Lett. A. 2006. V. 358. P. 159—165.

- Guzdar P., Chaturvedi P., Papadopoulos K., Ossakow S.* The thermal self-focusing instability near the critical surface in the high-latitude ionosphere // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 2231—2237.
- Kagan L.M., Nicolls M.J., Kelley M.C.* et al. Optical and radio frequency diagnostics of the ionosphere over the Sura facility: Review of results // *Radiophys. & Radio Astronomy*. 2006. V. 11 (3). P. 221—241.
- Lester M.* et al. Stereo CUTLASS: A new capability for the SuperDARN radars // *Ann. Geophys.* 2004. V. 22. P. 459—473.
- Leyser T.B.* Stimulated electromagnetic emissions by high-frequency electromagnetic pumping of the ionospheric plasma // *Space Sci. Rev.* 2001. V. 98. P. 223—328.
- Mishin E.V., Burke W.J., Pedersen T.* HF-induced airglow at magnetic zenith: theoretical considerations // *Ann. Geophys.* 2005. V. 23. P. 47—53.
- Nicolet M.* The collision frequency of electrons in the ionosphere // *J. Terrest. Phys.* 1953. V. 3. P. 200—201.
- Ponomarenko P.V., Leyser T.B., Thidé B.* New electron gyroharmonic effects in HF scatter from pump-excited magnetic field-aligned ionospheric irregularities // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 10 081—10 087.
- Rietveld M.T., Kosch M.J., Blagoveshchenskaya N.F.* et al. Ionospheric electron heating, aurora and striations induced by powerful HF radio waves at high latitudes: aspect angle dependence // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (A4). 1141. doi:10.1029/2002JA009543.
- Rietveld M.T., Senior A., Markkanen J., Westman A.* New capabilities of the upgraded EISCAT high-power HF facility // *Radio Sci.* 2016. V. 51 (9). P. 1533—1546.
- Robinson T.R.* The heating of the high latitude ionosphere by high power radio waves // *Physics Reports*. 1989. V. 179. P. 79—209.
- Robinson T.R., Yeoman T.K., Dhillon R.S.* et al. First observations of SPEAR-induced artificial backscatter from CUTLASS and EISCAT Svalbard radars // *Ann. Geophys.* 2006. V. 24. P. 291—309.
- Schunk R.W., Nagy A.F.* *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry.* Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press., N.Y., 2000. 570 p.
- Sheerin J.P., Cohen M.B.* Nonlinear plasma experiments in geospace with gigawatts of RF power at HAARP / AIP Conf. Proc., 2015. doi: 10.1063/1.4936465.
- Thidé B., Kopka H., Stubbe P.* Observations of stimulated scattering of a strong high-frequency radio wave in the ionosphere // *Phys. Rev. Lett.* 1982. V. 49. P. 1561—1564.
- Vas'kov V.V., Gurevich A.V.* Nonlinear resonant instability of a plasma in the field of an ordinary electromagnetic wave // *Sov. Phys. JETP*. 1976. V. 42. P. 91—97.
- Yeoman T.K., Blagoveshchenskaya N.F., Kornienko V.A.* et al. SPEAR: Early results from a very high latitude ionospheric heating facility // *Adv. Space Res.* 2007. V. 40. P. 384—389.

4.3. СОСТОЯНИЕ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ НА ШПИЦБЕРГЕНЕ

Р.Ю. Лукьянова

Верхняя атмосфера представляет собой внешнюю часть газовой оболочки Земли и простирается по высоте примерно от уровня 50 км до нескольких сотен километров, где она постепенно переходит в околоземное космическое пространство, которое ограничивается магнитным полем Земли. Основную роль во всех процессах, развивающихся в верхних слоях атмосферы — ионосфере, играют ионизированные частицы, образующиеся под действием солнечного УФ излучения. Кроме того, в высоких широтах существует дополнительный источник ионизации в виде спорадических потоков энергичных заряженных частиц магнитосферного происхождения, выпадающих в ионосферу.

На высоте >100 км поведение ионизированной компоненты в основном определяется свойствами нейтральной атмосферы. Выше ~600 км движение заряженных частиц контролируется только магнитным полем Земли и быстро меняющимся межпланетным магнитным полем (ММП), которое связано с постоянно исходящим из солнечной короны сверхзвуковым потоком солнечной плазмы — солнечным ветром (СВ). На высоте ~120 км (Е-слой ионосферы) имеющиеся там ионы эффективно увлекаются нейтралами, двигаясь относительно электронов. Здесь развиваются электрические токи, которые даже во время умеренных возмущений достигают нескольких миллионов ампер. Максимум электронной плотности находится несколько выше, в среднем на высоте ~250 км (F-слой).

При взаимодействии СВ и ММП с магнитосферой Земли в околоземное пространство поступает около 10¹² Вт энергии. Поступление этой энергии в околоземное пространство и её перераспределение в ионосфере происходят в значительной степени именно в высокоширотных областях Земли. В полярной ионосфере основную роль играют электродинамические процессы, и в первую

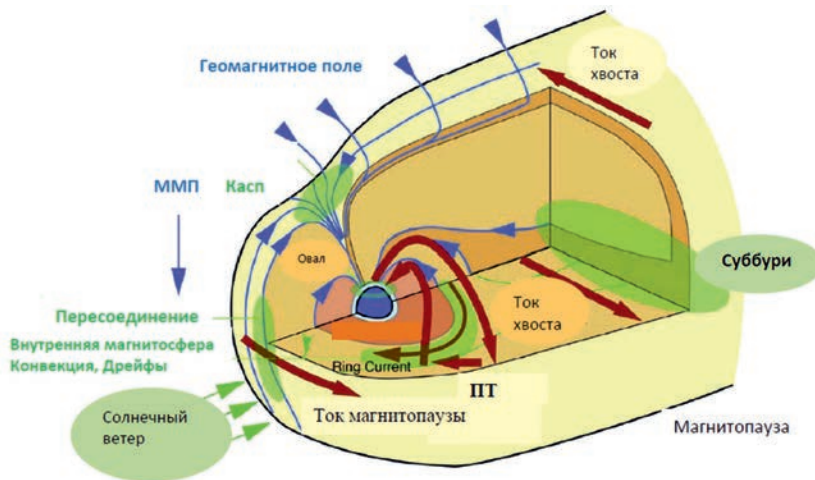


Рис. 4.3.1. Магнитосфера: основные плазменные домены (области коричневого цвета) и физические процессы (области зеленого цвета), системы электрических токов (коричневые стрелки), линии геомагнитного поля и ММП (синие стрелки) (Hunsucker, 1991).

очередь горизонтальный перенос (конвекция) ионосферной плазмы под действием электрических полей солнечного ветра и полей, генерируемых при движении плазмы в магнитосфере. Высокоширотная ионосфера связана с пограничными слоями магнитосферы посредством электрических токов, текущих вдоль силовых линий геомагнитного поля.

На рис. 4.3.1 представлены схема взаимодействия СВ с земной магнитосферой и структура электрических токов в магнитосферно-ионосферной системе. ММП как бы «вморожено» в плазму СВ и перемещается вместе с потоком. Электродинамическое взаимодействие между энергией СВ и магнитным полем Земли происходит главным образом в пограничных слоях и хвосте магнитосферы, которые являются сопряженными по силовым линиям геомагнитного поля с высокоширотными областями — авроральным овалом и полярной шапкой. Силовые линии магнитного поля, сопряженные с полярной шапкой, вытянуты далеко в хвост магнитосферы и непосредственно открыты для проникновения плазмы СВ и ММП. Силовые линии магнитного поля, выходящие из аврорального овала, проецируются в центральный плазменный слой магнитосферы, населенный энергичными частицами.

В этом слое при определенных условиях развиваются спорадические электродинамические и плазменные процессы — магнитосферные бури и суббури. Эти возмущения сопровождаются резким усилением конвекции плазмы, интенсификацией электрических полей и токов в трёхмерной магнитосферно-ионосферной системе, образованием суббурового электроджета в ночной ионосфере, потоками энергичных частиц из хвоста магнитосферы. Высыпания энергичных частиц (в основном электронов), которые ионизуют молекулы воздуха и вызывают свечение атмосферных газов — полярные сияния, локализованы в авроральном овале (рис. 4.3.2). Географическая проекция зоны сияний в Северном полушарии представлена на рис. 4.3.2 справа, и можно видеть, что при повышенной магнитной активности арх. Шпицберген попадает в приполюсную часть авроральной зоны.

Уровень солнечной активности, параметры солнечного ветра, состояние магнитосферы, ионосферы и термосферы — то, что в целом называют космической погодой, — оказывают существенное влияние на условия функционирования и надежность современных космических и наземных технологических систем.



Рис. 4.3.2. Полярные сияния и географическая проекция зоны сияний в Северном полушарии.

Зеленым цветом показан статистический авроральный овал для спокойных геомагнитных условий, а красными линиями — полярная и экваториальная границы овала во время магнитной бури средней интенсивности.

Фото: http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2015/03/Aurora_over_Icelandic_lake.

Рисунок: <https://www.gi.alaska.edu/monitors/aurora-forecast>

ИОНОСФЕРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Архипелаг Шпицберген расположен в приполюсной части аврорального овала. В период минимума одиннадцатилетнего цикла солнечной активности зона полярных сияний сжимается в сторону полярной шапки и в ионосфере над Шпицбергенем можно наблюдать проявления практически всех электродинамических процессов, происходящих в полярной ионосфере при взаимодействии солнечного ветра с магнитосферой Земли. Вследствие несовпадения двух полюсов, — географического и геомагнитного — Шпицберген является уникальным местом, которое в течение суток может находиться внутри аврорального овала, вне овала и непосредственно в области полярных сияний. Кроме того, здесь можно наблюдать процессы, происходящие в ионосфере вследствие возмущений нижележащей нейтральной атмосферы, в частности высотные проявления атмосферных волн и внезапных стратосферных потеплений.

Считается, что начало российским авроральным исследованиям в Арктике положила российско-шведская экспедиция на Шпицберген в 1899—1900 гг., во время которой проводились систематические визуальные наблюдения полярных сияний. Сама концепция аврорального овала, впервые сформулированная именно российскими учеными (Feldstein, Starkov, 1967), в значительной степени основана на фотометрических наблюдениях на Шпицбергене.

В настоящее время на архипелаге производится ряд совместных радарных, оптических и магнитных наблюдений, которые обеспечивают комплексный подход к изучению ионосферы, ионосферно-магнитосферного взаимодействия и космической погоды. Надо отметить, что, несмотря на интенсивное вовлечение спутниковых измерений в решение задач космической погоды, анализ данных наземных наблюдений остаётся не менее эффективным (особенно с точки зрения баланса между стоимостью и продуктивностью) способом экспериментального изучения процессов, происходящих в верхней атмосфере.

Совокупность факторов, перечисленных выше, определяет повышенный интерес мирового геофизического сообщества к исследованиям на Шпицбергене, который в настоящее время реализовался в создании на архипелаге одного из лучших и наиболее удобных международных полигонов в Арктике с развитой инфраструктурой и устойчивыми международными связями. С российской стороны наряду с Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) регулярные наблюдения с помощью оптической, радиофизической и магнитометрической аппаратуры проводит Полярный геофизический институт (ПГИ) Российской академии наук. В частности, осуществляется приём радиосигналов сверхдлинноволнового диапазона, что является важным источником информации о структуре самой нижней части ионосферы на высоте менее 50—90 км, где электронная плотность очень мала.

В рамках международной кооперации открыты возможности для проведения исследований с помощью уникальной европейской радарной установки EISCAT (European Incoherent Scatter Radar System) для изучения характеристик полярной ионосферы. Ежегодно проводится открытый конкурс проектов, в основе которых лежат новые идеи использования данных радарных наблюдений; при этом радарное время предоставляется бесплатно. Кроме того, радарные данные, полученные в ходе стандартной программы наблюдений, находятся в свободном доступе и могут быть использованы при проведении оригинальных исследований верхней атмосферы

и ионосферы в Арктическом регионе. В следующих разделах приведены электродинамические характеристики верхней атмосферы, полученные с помощью анализа радарных наблюдений и регионального моделирования ионосферных параметров.

РАДАР НЕКОГЕРЕНТНОГО РАССЕЙЯНИЯ EISCAT НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Среди радиофизических методов исследования ионосферы одним из наиболее информативных является метод некогерентного рассеяния (НР) радиоволн. В данном методе для получения информации о вертикальной структуре ионосферы и её динамике используются мощные УКВ или СВЧ радиолокаторы. Метод НР позволяет получать информацию о распределении таких параметров ионосферной плазмы, как электронная концентрация, электронная и ионная температура, скорость дрейфа плазмы вдоль направления зондирования, а также ионный состав. В отличие от наземных КВ ионозондов, которые могут давать информацию только о концентрации электронов ниже главного ионосферного максимума, основная мощность при измерении сигналов НР проходит сквозь всю ионосферу. Назад возвращается довольно слабый сигнал, который может быть зарегистрирован и выделен с использованием специальной обработки и статистического усреднения (Hunsucker, 1991). Большое число параметров плазмы, измеряемых одновременно на большом интервале высоты, делает данные радаров НР весьма ценным инструментом в исследовании ионосферы, ионосферно-магнитосферного взаимодействия и изучении связи ионосферы и нейтральной атмосферы.

В 1996 г. была введена в строй одна из наиболее высокоширотных установок европейской системы НР радаров EISCAT — радар ESR (European Svalbard Radar), расположенный вблизи пос. Лонгьер на Шпицбергене (географические координаты: 78,15° с.ш., 16,03° в.д.; геомагнитная широта 75,3°). Радар состоит из двух параболических антенн, работающих на частоте 500 МГц, с максимальной излучающей мощностью 1 МВт. Одна антенна диаметром 42 м фиксирована в направлении силовой линии геомагнитного поля, а вторая антенна, диаметр которой составляет 32 м, может менять направление луча в широких пределах, что позволяет радару работать в различных модах и зондировать ионосферу не только непосредственно над установкой, но и в окрестностях (рис. 4.3.3).



Рис. 4.3.3. Радар некогерентного рассеяния ESR на Шпицбергене.

Фото: https://www.esa.int/spaceinimages/Images/2013/04/EISCAT_Svalbard_radar

Стандартное пространственное разрешение составляет несколько километров, а временное разрешение варьирует от долей секунды до нескольких минут в зависимости от режима работы. Характеристики ионосферной плазмы в направлении луча определяются по спектру отраженного сигнала с помощью стандартного пакета программ GUISDAP (Lehtinen, Huuskonen, 1996).

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКЦИИ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ ПО ДАННЫМ РАДАРА НЕКОГЕРЕНТНОГО РАССЕЯНИЯ EISCAT НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Основное влияние на электродинамику полярной ионосферы оказывают параметры солнечного ветра, и в первую очередь вертикальный (B_z) компонент ММП. От его направления и величины зависят скорость конвекции плазмы, величина электрического поля и размер полярной шапки. Когда ММП направлено к югу ($B_z < 0$), т. е. противоположно направлению магнитного поля земного диполя, происходит пересоединение магнитных силовых линий на дневной магнитопаузе и активный перенос (конвекция) магнитосферных плазменных трубок с дневной стороны в хвост магнитосферы (рис. 4.3.4).

Ионосферная плазма также вовлечена в конвективный дрейф, когда она дрейфует вдоль линий равного электрического потенциала, проецируемого из магнитосферы. Если $B_z < 0$, на ионосферных высотах развивается двухвихревая, почти симметричная относительно полуденно-полуночного меридиана система конвекции. В приполюсной области ионосферная плазма движется в антисолнечном направлении, а возвратное движение происходит в более низких, авроральных широтах. При северном ММП ($B_z > 0$) область пересоединения магнитных силовых линий смещается к ночной стороне и конвекция плазмы ослаблена. На уровне ионосферы картина конвекции имеет вид двух сравнительно слабых вихрей вблизи полюса, и в приполюсной области плазма движется в направлении к Солнцу.

Азимутальный (B_y) компонент ММП искажает эту относительно симметричную картину. Асимметрия определяется знаком B_y , поскольку область пересоединения магнитных силовых линий смещается либо на утренний, либо на вечерний фланг магнитосферы. Так, в северной полярной шапке при $B_y < 0$ плазма более интенсивно движется против часовой стрелки, а при $B_y > 0$ — по часовой стрелке.

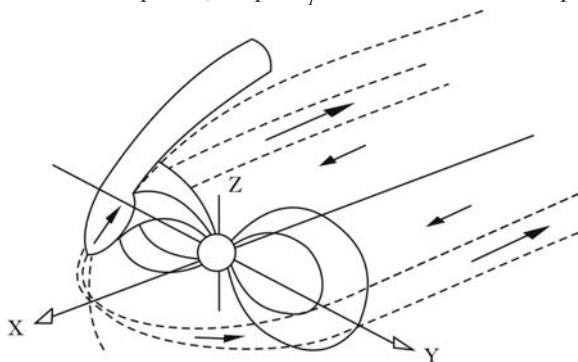


Рис. 4.3.4. Перенос плазменных трубок с дневной стороны в хвост магнитосферы вследствие взаимодействия потока солнечного ветра с магнитосферой.

В солнечно-геомагнитной системе координат ось X направлена на Солнце, ось Y — с утренней стороны на вечернюю; чёрными стрелками показано направление конвективного дрейфа трубок.

Таким образом, в зависимости от ориентации вектора и величины модуля ММП, а также дополнительных параметров, таких как солнечный зенитный угол, уровень солнечной и геомагнитной активности, в высокоширотной ионосфере реализуются специфические структуры конвективного дрейфа ионосферной плазмы и формируются крупно- и мелкомасштабные неоднородности электронной плотности, которые оказывают непосредственное воздействие на условия распространения радиоволн.

Главным фактором, контролирующим распределение электрического поля и движение ионосферной плазмы на широте Шпицбергена, является ориентация вектора ММП. При $B_z < 0$ максимальное (минимальное) значение E_N приурочено приблизительно к 5 (18) часам MLT и равно 20 (–13) мВ/м для B_{T1} , а для B_{T5} напряженность поля возрастает примерно в 1,5 раза. Максимальное (минимальное) значение E_E находится на полуденном (полуночном) меридиане и равно 5 (–12) мВ/м для B_{T1} и 15 (–17) мВ/м для B_{T5} . При $B_z > 0$ MLT профили E_N зависят, главным образом, от направления B_y ММП. Радарные измерения и моделирование в условиях $B_y > 0$ ($B_y < 0$) дают среднесуточные значения $E_N = 24$ (–22) мВ/м на широте $78,5^\circ$ и $E_N = 12$ (–8) мВ/м на широте $75,3^\circ$. Величина E_E примерно в три раза меньше, чем E_N .

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕЧЕНИЯ ПЛАЗМЫ ВБЛИЗИ ГРАНИЦЫ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ ПО ДАННЫМ РАДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Граница полярной шапки (ГПШ) отделяет область замкнутых силовых линий геомагнитного поля, опирающихся на сопряжённые точки в противоположных полушариях, от области силовых линий, открытых в межпланетное пространство и пересекающихся с силовыми линиями ММП. В условиях южного ММП полярная шапка расширяется, а при его повороте к северу площадь шапки уменьшается. Под влиянием B_y -компонента ММП происходит смещение ГПШ на утреннюю или вечернюю сторону. Асимметричная часть контролируемого B_y ММП электрического поля проявляет себя, главным образом, в высоких геомагнитных широтах, т.е. в областях, где до сих пор количество и плотность измерений сравнительно невелики, и задача получения точных количественных оценок остается весьма актуальной. В этой связи интерпретация данных измерений радара, установленного на Шпицбергене и в силу своего расположения находящегося постоянно вблизи границы полярной шапки,

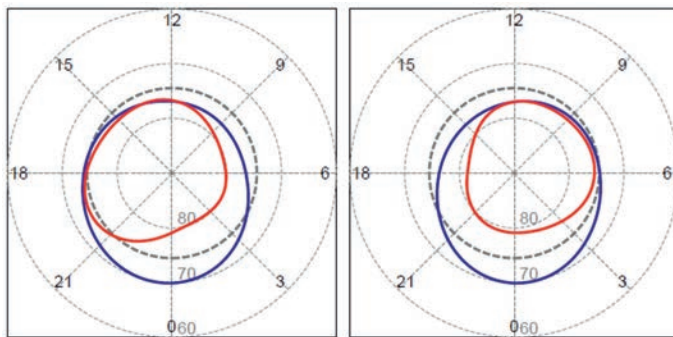


Рис. 4.3.5. Модельное положение ГПШ на высоте 200—300 км при $B_z < 0$ (слева) и $B_z > 0$ (справа).

Синей кривой обозначена ГПШ при $B_z < 0$, красной — при $B_z > 0$; чёрной штриховой кривой показана траектория, по которой движется радар в течение суток.

представляет особый интерес и позволяет собрать большую статистику экспериментальных данных для исследования траекторий и скорости течения плазмы, а также оценить степень смещения границ шапки при изменении направления вектора ММП.

Приблизительное положение ГПШ на высоте 200—300 км можно определить по топологической модели магнитосферы. На рис. 4.3.5 показано положение ГПШ, рассчитанное по модели Tsyanenko, Sitnov (2005) с помощью пакета программ GEOPACK-2008 при средних за период наблюдений значениях ММП, а также траектория, по которой движется точка наблюдения (т. е. радар ESR) в течение суток. Исходя из модели магнитосферы можно видеть, что радар может находиться как в области открытых, так и в области замкнутых силовых линий в зависимости от времени суток и параметров ММП.

На основе анализа измерений ESR получены:

- статистическая зависимость меридиональной и зональной скорости дрейфа плазмы в районе Шпицбергена от параметров ММП;
- оценка смещения ГПШ в зависимости от величины и знака V_y ММП и степень влияния этого смещения на зональный дрейф плазмы.

Расположение радара и направление лучей в эксперименте CP2 (Common Program 2), данные которого использовались для определения характеристик течения плазмы вблизи ГПШ, представлены на рис. 4.3.6. Луч 32-метровой антенны периодически сканировал между тремя позициями (одна вертикальная и две наклонных к горизонту на 63 или 66° с азимутальными углами 172 и 144° соответственно). Сканирующий цикл составлял около 6 минут. Измерения проводились с простран-

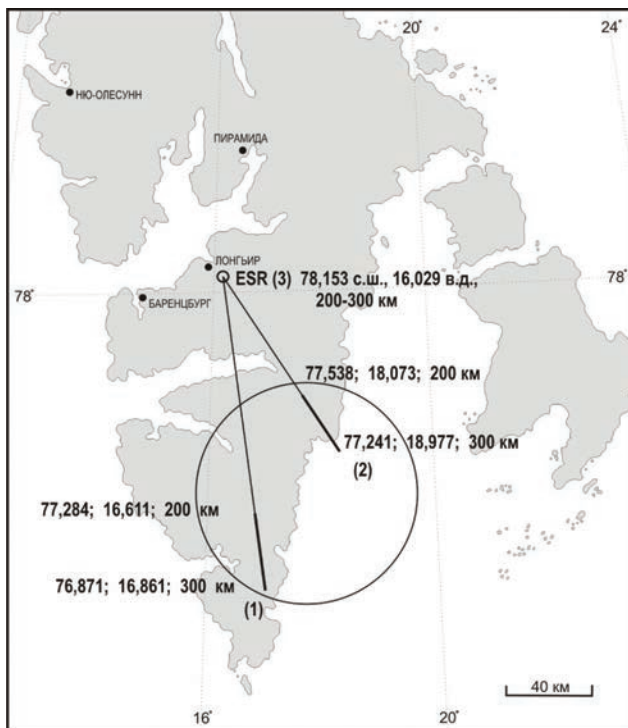


Рис. 4.3.6. Расположение радара и направление лучей в эксперименте CP2.

ственным разрешением в горизонтальной плоскости порядка 100 км и относились к высоте 200—300 км (F -область ионосферы). Конфигурация позволила получить данные, относящиеся к геомагнитной широте $\sim 74,5^\circ$. Вектор скорости крупномасштабного потока плазмы рассчитывался в предположении пространственно однородного потока в области измерений и его неизменности за время цикла сканирования, а вектор электрического поля определялся в предположении, что плазма движется со скоростью дрейфа $E \times B$. В период 2000—2007 гг. радар работал в режиме CP2 около 1700 часов. Весь массив данных, относящихся к эксперименту CP2, был отобран из базы данных MADRIGAL (<http://madrigal.haystack.mit.edu/>).

ОЦЕНКА ЗАВИСИМОСТИ СКОРОСТИ КОНВЕКЦИИ И СМЕЩЕНИЯ ГРАНИЦЫ ПОЛЯРНОЙ ШАПКИ ОТ КОМПОНЕНТОВ B_z И B_y ММП

Предметом анализа являлось соотношение между компонентами скорости конвекции ионосферной плазмы, измеренной радаром, и параметрами ММП. Эти зависимости характеризуются в первую очередь коэффициентом корреляции C_{corr} и коэффициентом линейной регрессии параметров V_E и B_y ММП. Коэффициент линейной регрессии K_R рассчитывался по методу наименьших квадратов:

$$V_E = V_{E0} + K_R B_y, \quad (4.3.1)$$

где V_{E0} — течение, обусловленное пересоединением в подсолнечной точке и квазивязким взаимодействием и не зависящее от знака B_y .

Доверительный интервал C_{corr} рассчитывался по формуле

$$\delta C_{corr} = t_\gamma \frac{1 - C_{corr}^2}{\sqrt{n}}, \quad (4.3.2)$$

где n — число точек, t_γ — стандартное нормальное распределение (для 95 %-ного доверительного интервала $t_\gamma = 1,96$).

Во все часы MLT наблюдается связь между V_E и B_y ММП, которую можно аппроксимировать линейной функцией с регрессионным коэффициентом K_R . Ко-

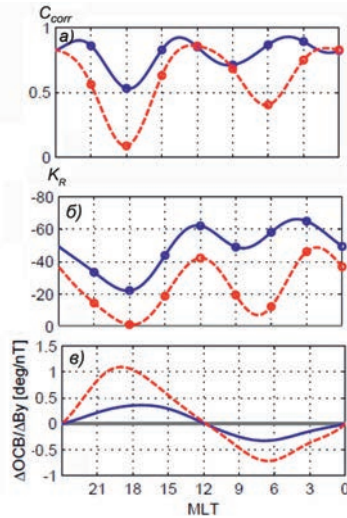


Рис. 4.3.7. Суточное изменение коэффициента корреляции C_{corr} между B_y ММП и V_E (а), коэффициента линейной регрессии K_R между B_y ММП и V_E (б) и скорость смещения ГПШ при изменении B_y ММП (в) при $B_z < 0$ (синяя кривая) и $B_z > 0$ (красная кривая).

эффицент корреляции C_{corr} между параметрами V_E и B_Y ММП отражает текущее расположение радара относительно ГПШ и степень влияния B_Y ММП на структуру траекторий конвекции ионосферной плазмы.

Из рис. 4.3.7 видно, как изменяются в течение суток C_{corr} , K_R и величина смещения ГПШ (в градусах магнитной широты) при изменении направления B_Y ММП. Для каждого параметра представлены две кривые: при $B_Z < 0$ и $B_Z > 0$. Кривые для C_{corr} и K_R имеют два явно выраженных минимума — в утренние и вечерние часы MLT, и два максимума — в полуденные и ночные часы.

Наличие минимумов, приуроченных к меридиану 06—18 MLT, отражает сдвиг ГПШ под действием B_Y ММП. Действительно, если считать, что круговое движение плазмы вокруг полюса происходит на открытых силовых линиях, то, когда точка наблюдения уходит из этой области, зональная компонента скорости быстро затухает. Это выражается в резком уменьшении C_{corr} . Из рисунка видно, что вечерний минимум значительно более глубокий, чем утренний, что соответствует большему смещению ГПШ в это время. В изменении параметра K_R также проявляются минимумы на 06—18 MLT и максимумы на 00—12 MLT. Полуденный максимум находится точно на 12 MLT, а ночной смещён на ранние утренние часы. Смещение ГПШ вдоль меридиана 06—18 MLT при изменении B_Y в рассматриваемом диапазоне составляет примерно 3° при $B_Z > 0$ и 7° при $B_Z < 0$. Если разделить полные сутки по полуночно-полуденной оси MLT и сравнить ход кривых для диапазонов 0—12 и 12—24 MLT, то обнаруживается асимметрия в отклике конвекции, которая состоит в том, что действие B_Y оказывается в полтора раза более эффективным для утренних часов MLT, по сравнению с вечерними. В терминах коэффициента K_R разница составляет приблизительно 20 м/с на единицу интенсивности B_Y (нТл).

Таким образом, данные измерений радара ESR в эксперименте CP2 позволили получить статистические характеристики зональной (V_E) и меридиональной (V_N) скорости конвекции ионосферной плазмы, обусловленные компонентами B_Z и B_Y ММП. Измерения показали, что в положении ГПШ присутствует явно выраженная асимметрия между утренним и вечерним секторами MLT. Полученные соотношения между скоростью дрейфа плазмы и параметрами ММП находятся в согласии с базовой физической концепцией, которая состоит в том, что полную картину траекторий конвекции даёт суперпозиция элементов, зависящих от компонентов B_Z и B_Y ММП, а также с механизмом, при котором компонент электрического поля солнечного ветра, обусловленный B_Y , создаёт радиальное электрическое поле в полярной шапке.

ВЫВОДЫ

Данные европейского радара HP ESR, полученные как в ходе стандартной программы наблюдений, так и при экспериментах со специальной ориентацией антенны, являются важной составляющей исследований электродинамики высокоширотной ионосферы.

Физическая интерпретация результатов экспериментов по измерению электрического поля и скорости конвективного дрейфа ионосферной плазмы позволила выявить эффекты асимметрии картины конвекции и положения границы полярной шапки, получить статистические характеристики скорости дрейфа ионосферной плазмы над районом Шпицбергена и использовать их в региональной модели конвекции.

По результатам исследований, выполненных в рамках международной кооперации, были опубликованы несколько статей в рейтинговых международных жур-

налах (Lukianova, Christiansen, 2006; Lukianova, Christiansen et al., 2011; Kozlovsky et al., 2014; Lukianova, Kozlovsky, 2011). За последние годы радарные измерения на Шпицбергене активно развивались, и был накоплен значительный объём нового материала. В частности, большой интерес представляет анализ одновременных измерений параметров высокоширотной ионосферы с помощью радара ESR и аппаратуры, установленной на борту спутников Swarm (Friis-Christensen et al., 2008). Все эти данные являются открытыми, доступны через Интернет на соответствующих порталах, и основной задачей является их оригинальная интерпретация и использование для создания нового интеллектуального продукта.

Перспективы геофизических исследований на Шпицбергене связаны как с развитием национальной базы, так и с усилением международной кооперации. Координированные наблюдения и комплексный подход, при котором задействованы сразу несколько инструментов, значительно повышают эффективность работы систем диагностики состояния ионосферы в арктической зоне. Система радаров будет продолжать проводить постоянный мониторинг областей формирования крупно- и мелкомасштабных неоднородностей электронной плотности и систем ионосферных токов, так как эти характеристики наряду с областями выпадения частиц оказывают основное влияние на процессы формирования помеховой обстановки и качества приёма радиосигналов.

Верхняя атмосфера, которая расположена на высотах 80—1500 км и составляет одну из важнейших частей единой системы Солнце — Земля, играет ключевую роль в процессах взаимодействия ионизированной и нейтральной газовых оболочек Земли. В то же время влияние метеорологических процессов, происходящих в высокоширотной верхней атмосфере, на состояние средней и нижней атмосферы изучено недостаточно. В этой связи представляется перспективным дополнить существующую на Шпицбергене систему радаров системой мезосферно-стратосферно-тропосферных радаров, которые предназначены для круглосуточного определения до высоты 100 км основных термодинамических параметров атмосферы, таких как температура воздуха, скорость и направление ветра, а также содержания примесей: озона, водяного пара, аэрозоля.

Поля температуры и ветра в верхней атмосфере являются важным звеном крупномасштабной атмосферной циркуляции, в том числе межполушарного переноса. Они также оказывают влияние на условия полётов высотной авиации и уровень загрязнения при сгорании космического мусора и других антропогенных воздействиях (Kozlovsky et al., 2014). Значительные возмущения в мезосфере и верхней атмосфере могут наблюдаться во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП) (Lukianova et al., 2015). Определить скорость и направление высотных ветров, температуру воздуха, а также уровень атмосферной турбулентности на высотах 80—100 км можно по трансформации метеорных следов, радиотражения от которых детектируется метеорными радарными. Комбинация данных ионосферного радара, ионозонда и метеорного радара позволяет оценить вариации амплитуды атмосферных гравитационных волн (АГВ), которые возбуждаются непосредственно в полярной ионосфере, а также распространяются из нижележащих слоёв атмосферы вверх.

В 2013 г. на Шпицбергене на норвежской станции Нью-Олесунн был введён в строй современный интерферометрический метеорный радар австралийского производства SKiYMET. Это компактная и простая в обслуживании серийная установка

поставляется вместе с программным обеспечением и графическим интерфейсом. Уже первые работы, опубликованные по данным радиозондирования, полученным на широте выше 75° с., т.е. во внутренней области зимнего полярного вихря, позволили дать оценки потоков энергии, переносимой АГВ (DeWit et al., 2014). Однако доступ к данным норвежского радара ограничен. В случае же установки аналогичной аппаратуры на российской станции можно будет проводить исследования метеорологических событий и отслеживать долговременные климатические изменения в верхней атмосфере на основе собственных данных измерений.

Сравнительно недавно в НПО «Тайфун» (Росгидромет) была разработана новая метеорная радиолокационная станция (РЛС). Она позволяет регистрировать координаты отражающих точек метеорных следов, скорость их дрейфа под влиянием ветров в верхней атмосфере, длительность отражения, скорость и радианты метеоров. На территории РФ такие станции уже установлены в Ангарске (52° с.ш., 103° в.д.), Петропавловске-Камчатском (53° с.ш., 159° в.д.), Обнинске (55° с.ш., 37° в.д.), Анадыре (65° с.ш., 178° в.д.), Кандалакше (67° с.ш., 33° в.д.), Норильске (69° с.ш., 88° в.д.), Тикси (72° с.ш., 129° в.д.). Аналогичная станция может быть установлена и на Шпицбергене в районе пос. Баренцбург — в зоне действия консорциума «Российский научный центр на архипелаге Шпицберген».

Что же касается проведения полномасштабного мониторинга атмосферы на разных высотных уровнях, то систему радиозондирования следует дополнить оптическим лазерным локатором-лидаром, с помощью которого можно следить за состоянием атмосферы до высоты 80 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лукьянова Р.Ю., Самокиш Б.А., Уваров В.М. Численная модель глобального распределения электрического потенциала в ионосфере Земли // Журн. выч. мат. и мат. физики. 1997. Т. 37 (7). С. 862—868.
- Уваров В.М., Лукьянова Р.Ю. Численное моделирование глобального распределения электрического потенциала, возбуждаемого DPU и MTS системами продольных токов для условий равноденствия и солнцестояния // Геомагнетизм и аэронавигация. 1999. Т. 39 (3). С. 62—68.
- DeWit R.J., Hibbins R.E., Espy P.J., Orsolini Y.J., Limpasuvan V. and Kinnison D.E. Observations of gravitywave forcing of the mesopause region during the January 2013 major sudden stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41, P. 4745—4752. doi:10.1002/2014GL060501.
- Feldstein Ya.I., Starkov G.V. Dynamics of Auroral Belt and Polar Geomagnetic Disturbances // Planet. Space Sci. 1967. V. 15 (2). P. 209—229.
- Frey H.U. Localized aurora beyond the auroral oval // Rev. Geophys. 2007. V. 45. RG1003. doi:10.1029/2005RG000174.
- Friis-Christensen E., Lühr H., Knudsen D. and Haagmans R. Swarm-An Earth Observation Mission investigating Geospace // Adv. Space Res. 2008. V. 41. P. 210—216.
- Hunsucker R.D. Methods of Measuring Ionospheric Absorption and Other D-Region Parameters. In: Radio Techniques for Probing the Terrestrial Ionosphere. Physics and Chemistry in Space (Planetology). Springer, Berlin, Heidelberg. 1991. V. 22. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-642-76257-4_7.
- Kozlovsky A., Shalimov S., Koustov A.V., Lukianova R. and Turunen T. Dependence of spectral width of ionospheric F region HF echoes on electric field // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. A07302. doi: 10.1029/2011JA016804.

- Kozlovsky A., Shalimov S., Lukianova R., and Lester M.* Ionospheric effects of the missile destruction on 9 December 2009 // *J. Geophys. Res. Space Physics*. 2014. V. 119. P. 3873—3882. doi: 10.1002/2013JA019531.
- Lehtinen M.S., Huuskonen A.* General incoherent scatter analysis and GUIDAP // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1996. V. 58. P. 435—452.
- Lukianova R., Christiansen F.* Modeling of the global distribution of ionospheric electric fields based on realistic maps of field-aligned currents // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111 (A 03213), doi: 10.1029/2005JA011465.
- Lukianova R., Kozlovsky A.* IMF By effects in the plasma flow at the polar cap boundary // *Ann. Geophys.* 2011. V. 29. P. 1305—1315.
- Lukianova R., Kozlovsky A. and Turunen T.* Comparison and validation studies related to the modeling ionospheric convection and the European incoherent scatter observations in the polar cap // *Int. J. Geomag. Aeron.* 2008. V. 7(GI3005). doi: 10.1029/2007GI000169.
- Lukianova R., Kozlovsky A., Shalimov S., Ulich T., and Lester M.* Thermal and dynamical perturbations in the winter polar mesosphere-lower thermosphere region associated with sudden stratospheric warmings under conditions of low solar activity // *J. Geophys. Res. Space Physics*. 2015. V. 120. doi: 10.1002/2015JA021269.
- Papitashvili V.O., Christiansen F. and Neubert T.* A new model of field-aligned currents derived from high-precision satellite magnetic field data // *Geophys. Res. Lett.*, 2002. V. 29 (14). 1683. doi: 10.1029/2001GL014207.
- Papitashvili V.O., Rich F.J.* High-latitude ionospheric convection models derived from Defense Meteorological Satellite Program ion drift observations and parameterized by the interplanetary magnetic field strength and direction // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107 (A 8). 1198. doi: 10.1029/2001JA000264.
- Ruohoniemi J.M., Greenwald R.A.* Dependencies of high-latitude plasma convection: Consideration of IMF, seasonal, and UT factors in statistical patterns // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110 (A 09204). doi: 10.1029/2004JA010815.
- Tsyganenko N.A., Sitnov M.I.* Modeling the dynamics of the inner magnetosphere during strong geomagnetic storms // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110 (A03208). doi: 10.1029/2004JA010798.
- Weimer D.R.* Models of high-latitude electric potentials derived with a least error fit of spherical harmonic functions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 (A 10). P. 19595—19607.
- Zhang Y., Paxton L.J.* An empirical Kp-dependent global auroral model based on TIME/GUVI FUV data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2008. V. 79. P. 1231—1242.

Глава 5

Экологическое состояние природной среды

5.1. ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В РАЙОНЕ ПОСЁЛКА БАРЕНЦБУРГ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Б.Н. Дёмин, А.С. Демешкин, С.В. Власов, К.А. Бажуков

В настоящем разделе приводятся результаты исследования загрязнения природных сред в районе действующего российского угледобывающего предприятия в пос. Баренцбург на архипелаге Шпицберген за период 2002—2015 гг. Исследования в этом направлении проводились Северо-Западным филиалом ФГБУ НПО «Тайфун». Была поставлена задача получить комплексную информацию об уровнях загрязнения компонентов природной среды в объёме, необходимом для ежегодной оценки существующей экологической обстановки, а также для изучения межгодового тренда. Результаты первого этапа работ (2002—2010 гг.) вошли в монографию «Состояние и тенденции изменения загрязнения окружающей среды в местах хозяйственной деятельности российских предприятий на архипелаге Шпицберген (пос. Баренцбург и сопредельные территории) за период 2002—2010 гг.», подготовленную коллективом авторов Северо-Западного филиала ФГБУ «НПО «Тайфун».

В процессе реализации программы в период 2002—2015 гг. в районе пос. Баренцбург и на прилегающих фоновых участках выполнялся периодический отбор проб атмосферного воздуха, снежного покрова, морских и пресных поверхностных вод, морских и пресноводных донных отложений, почв, почвенных вод и растительного покрова. Собранный аналитический материал позволил получить объективную оценку существующего уровня загрязнения компонентов природной среды обследованной территории, а также проследить межгодовую тенденцию их изменения.

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Основными веществами, загрязняющими атмосферу в районе добычи, переработки или иного использования каменного угля, являются диоксид серы, оксид и диоксид углерода, оксид и диоксид азота, сероводород, полициклические ароматические углеводороды (ПАУ), летучие ароматические углеводороды (ЛАУ) и тяжёлые металлы (ТМ). Исследования атмосферного воздуха в период 2002—2015 гг. выполнялись в шести точках фонового полигона и трёх точках локального полигона. В приземном слое атмосферы определялась концентрация пыли, газовых примесей и легколетучих органических соединений (ЛОС), а также производился отбор проб атмосферного аэрозоля для определения содержания тяжёлых металлов (Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Cd, Cu, Pb, Cr, Sn, Hg) и мышьяка, хлорорганических соединений (ХОС), включая полихлорбифенилы (ПХБ), и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ). Пробы атмосферного аэрозоля и воздуха анализировались на содержание 79 показателей. Всего в период 2002—2015 гг. было проанализировано 205 проб атмосферного воздуха и 199 проб аэрозоля.

По материалам многолетних наблюдений, выполненных в весенний и летне-осенний период 2002—2015 гг., были получены материалы, отражающие многолетнюю и сезонную изменчивость показателей состояния приземного слоя атмосферы. Для оценки этой изменчивости были использованы материалы наблюдений, проведённых на территории Баренцбурга — в районе ЗГМО; на противоположной от посёлка стороне залива Грён-фьорд — в районе оз. Стемме; южнее посёлка — в устье р. Грён; в районе мыса Дрессельхус — к северо-востоку от посёлка.

Качество атмосферного воздуха в пос. Баренцбург, оценивалось в соответствии с российскими гигиеническими нормативами для населённых пунктов (ГН 2.1.6.1338—03..., ГН 2.1.6.2309—07...), а также требованиям «Директивы Совета Европейского Союза 1999/34/ЕС от 22.04.1999 г. по стандартам загрязнения атмосферного воздуха» (Директива Совета Европейского Союза 1999/30/ЕС от 22.04.1999...).

По результатам проведённых наблюдений в период 2002—2015 гг., концентрации всех нормируемых в атмосферном воздухе химических соединений в районе расположения пос. Баренцбург не превышали ПДК. Максимальные значения концентрации парниковых газов в приземном слое атмосферы, зафиксированные вблизи центральной электростанции посёлка (ЦЭС), не превышали:

- по содержанию диоксида серы 0,11 среднесуточной ПДК,
- по содержанию диоксида азота 0,62 среднесуточной ПДК,
- по содержанию оксида углерода 0,21 среднесуточной ПДК,
- по содержанию пыли 0,28 среднесуточной ПДК.

Уровни содержания сероводорода, аммиака, фенола, формальдегида, бензола, толуола, ксилола и этилбензола были ниже пределов определения, что не позволяло их надёжно идентифицировать.

В то же время следует отметить, что по результатам непрерывных автоматических измерений содержания газовых примесей, проводимых с сентября 2009 г. на ЗГМО Баренцбург, в холодное время года отмечалось увеличение разовых концентраций диоксида серы в атмосферном воздухе с превышением ПДК в 2,6 раза. Максимальная разовая концентрация диоксида азота, по данным наблюдений ЗГМО в 2009—2010 гг., достигала 0,5 ПДК (Анциферова и др., 2010). Измеренные значения концентрации нормируемых органических соединений группы ПАУ и группы ХОС, а также тяжёлых металлов были значительно ниже действующих ПДК и ОБУВ.

В период с 2006 по 2010 г. на территории пос. Баренцбург отмечались случаи долговременного горения отвалов горной породы, возгорания угля в шахте, утилизации бытовых отходов путём их сжигания открытым способом. Это приводило к значительному увеличению содержания в атмосферном воздухе продуктов горения не только на территории самого посёлка, но и на значительном расстоянии от него. Следует отметить, что максимальные значения всех хлорорганических соединений — ГХЦГ, полихлорбензолов, ДДТ и ПХБ — были зафиксированы в атмосфере пос. Баренцбург именно в период 2006—2015 гг.

Оценивая в целом характер загрязнения атмосферы в Баренцбурге за период с 2002 по 2015 г., следует отметить, что содержание загрязняющих веществ в атмосферном воздухе соответствует действующим российским и европейским гигиеническим нормативам и не превышают значений нормативов (ПДК и ОБУВ), утверждённых директивой № 1999/30/ЕС от 22.04.1999 г. (Директива Совета Европейского Союза 1999/30/ЕС от 22.04.1999...).

Сравнительная оценка полученных значений концентрации наиболее токсичных органических загрязняющих веществ (пестицидов групп ГХЦГ и ДДТ, гексахлорбензола, ПХБ, хлордана, ПАУ и ТМ) в приземном слое атмосферы с доступными данными норвежских, североамериканских и канадских исследований в контролируемом районе Арктики свидетельствует о фоновом характере наблюдаемых уровней содержания ряда групп соединений, таких как ГХЦГ, соединения ПАУ, цинк, свинец, мышьяк. В то же время по ряду показателей (концентрации полихлорбензолов, ДДТ,

ПХБ, никеля, меди), отмечены случаи превышения фоновых уровней, установленных зарубежными исследованиями в Арктике, что указывает на наличие локальных источников загрязнения в районе пос. Баренцбург.

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Изучение снежного покрова на территории пос. Баренцбург и окрестностей производилось в зимне-весенние периоды 2003—2004 и 2007—2015 гг. В образцах снежного покрова идентифицированы компоненты минерального состава (хлориды, сульфаты, щелочные и щёлочно-земельные металлы (Na, K, Ca, Mg), соединения азота (нитриты, нитраты, аммоний), нефтяные углеводороды, фенолы, ПАУ, ХОС и ТМ.

Поскольку основным источником пополнения водных запасов в водоёмах питьевого назначения является таяние снежного покрова, накопленные в нём загрязняющие вещества (ЗВ) попадают в системы питьевого водоснабжения. Поэтому уровень содержания ЗВ в снежном покрове оценивался на основании соответствия установленным гигиеническим нормативам содержания вредных веществ в питьевой воде (СанПиН 2.1.3.559—96) и ПДК вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-бытового водопользования (СанПиН 2.1.5.980—00) (ГН 2.1.5.1315—03 ..., ГН 2.1.5.2280—07 ...).

В снежном покрове обследованных территорий за весь период наблюдения концентрации ЗВ, превышающие ПДК для питьевой воды, отмечались для нефтяных углеводородов (НУ) (до 2,9 ПДК), для фенола (до 1,3 ПДК), для бенз(а)пирена (до 3,4 ПДК в 3 % проб), для свинца (до 1,29 ПДК) и кадмия (до 2,03 ПДК). Эти превышения носили нерегулярный характер и были связаны, скорее всего, с аварийными возгораниями отвалов и свалок.

Снежный покров на территории пос. Баренцбург и его окрестностей характеризуется относительно повышенной концентрацией пестицидов группы ГХЦГ, ДДТ и ПХБ.

Наиболее значительное загрязнение снега пестицидами группы ГХЦГ наблюдалось в весенние периоды 2003 и 2004 гг. В этот период средние уровни содержания ГХЦГ в снеге посёлка и его окрестностей составляли 8,01 и 5,75 нг/л соответственно, а на фоновом полигоне — 10,8 нг/л, что было в 1—2 раза выше содержания ГХЦГ в снежном покрове российской и канадской Арктики (АМАР Assessment Report... , 1998, Canadian Arctic Contaminants Assessment Report, 1997). В 2003 г. суммы ГХЦГ достигали максимальных за весь период наблюдений значений — до 23,9 нг/л у оз. Стемме.

Оценка загрязнения снежного покрова полихлорбифенилами выявила значительную пространственную неоднородность содержания ПХБ на рассматриваемой территории. Существенно более высокие уровни загрязнения снежного покрова отмечены в самом посёлке и его окрестностях, более низкие — в фоновых точках. Это указывает на значительное воздействие местных источников загрязнения. Так, концентрация суммы ПХБ в снежном покрове в районе вертолётной площадки в 4—6 раз выше содержания ПХБ в снежном покрове на территории посёлка и мест расположения складов и свалок. Содержание суммы ПХБ в фоновых точках пробоотбора в среднем за период наблюдений изменялось от 0 до 19,8 нг/л (среднее — 2,9 нг/л), что близко к значениям, отмеченным в снежном покрове в фоновых районах Арктики (Алерт, Канада, 1992—1994 гг. — от 1 до 8 нг/л) (АМАР Assessment..., 2005).

Анализ загрязнения снежного покрова тяжёлыми металлами (ТМ) выявил превышение предельно допустимой концентрации только для свинца (до 1,29 ПДК) и кадмия (до 2,03 ПДК). Концентрация остальных нормируемых ТМ была ниже ПДК и составляла для никеля, хрома и железа 0,9; 0,66 и 0,32 ПДК соответственно.

Концентрация марганца и цинка достигала десятых долей ПДК, меди, кобальта, ртути и мышьяка — тысячных долей ПДК, принятых согласно СанПиН 2.15.980—00 в воде водных объектов хозяйственно-бытового и питьевого водопользования.

Изучение многолетнего распределения концентрации тяжёлых металлов в снежном покрове в районе пос. Баренцбург показало, что повышенное содержание большинства металлов приурочено к районам, расположенным вблизи источников их поступления в атмосферу (ТЭЦ, вертолётная площадка, отвалы пород, свалки). По мере удаления от посёлка отмечается значительное уменьшение концентрации большинства металлов. Так, вблизи ТЭЦ в снежном покрове отмечены максимальные значения концентрации цинка, меди, свинца, никеля, марганца и кобальта. В районе склада стройматериалов и горношахтного оборудования в снеге зафиксированы максимальные значения концентрации кадмия и хрома.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОРСКИХ ВОД

Оценка качества морских вод на акватории залива Грэн-фьорд в районе пос. Баренцбург выполнялась на основе соответствия значений основных гидрохимических показателей и концентрации определявшихся ЗВ требованиям действующих нормативных документов, установленных Роскомводом и Роскомэкологии (Нормативы качества воды..., 2010, РД 52.43.2—94).

Таблица 5.1.1

Сравнительная характеристика устойчивости и уровня загрязнения морских вод акватории залива Грэн-фьорд

Параметр	Поверхностный горизонт		Придонный горизонт	
	Повторяемость (%) случаев превышения ПДК	Максимальная кратность превышения ПДК	Повторяемость (%) случаев превышения ПДК	Максимальная кратность превышения ПДК
<i>Весенний период</i>				
БПК ₅	9,5	4,2	8	3,9
Фосфор фосфатный	0,73	6,4	0,73	7,0
Суммарные НУ	3,6	1,4	—	—
Фенол	3,6	2,5	0,73	1,4
Сумма ГХЦГ	0,73	1,9	0,73	1,5
Сумма ДДТ	11,7	4,6	10,2	4,6
Железо	0,73	2,6	0,73	2,2
Марганец	0,73	2,0	0,73	1,7
Медь	0,73	1,3	0,73	1,1
Никель	2,2	2,1	1,5	1,8
ПХБ	3,6	8,3	3,6	8,2
Бенз/а/пирен	—	—	0,73	1,0
<i>Летне-осенний период</i>				
БПК ₅	0,6	1,5	—	—
Азот нитритный	1,8	1,7	—	—
Фосфор фосфатный	0,6	1,4	0,6	1,6
Суммарные НУ	6,4	7,6	3,5	1,5
Фенол	—	—	0,6	1,3
Сумма ГХЦГ	0,6	1,5	—	—
ДДТ	0,6	1,0	—	—
Никель	—	—	1,8	1,6
Бенз/а/пирен	1,8	13,8	—	—

В пробах морской воды выполнялось определение основных гидрохимических показателей — водородного показателя (рН), электропроводности, окислительно-восстановительного потенциала (Eh), общей щёлочности, растворенного кислорода, БПК₅, содержания в воде биогенных элементов (нитритов, нитратов, аммония, общего азота, фосфатов, общего фосфора, кремнекислоты) и концентрации взвеси, а также загрязняющих веществ — тяжёлых металлов и мышьяка, ХОС, включая ПХБ, ПАУ, НУ, НАУ, ЛАУ, индивидуальных фенолов (алкилфенолов, хлорфенолов и нитрофенолов), синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ). Всего за период наблюдений с 2002 по 2015 г. было отобрано более пятисот проб морских вод, каждая из которых анализировалась на содержание примерно ста показателей.

Оценки устойчивости и уровня загрязнения морских вод контролируемой акватории залива выполнялись на основе повторяемости (%) и кратности превышения ПДК нормируемых показателей загрязнения (табл. 5.1.1).

Сравнительный анализ полученной информации согласно РД 52.23.643—2002 /36/ показал, что в морских водах залива за весь период исследования наблюдались преимущественно единичные случаи загрязнения низкого (до 2,0 ПДК) и среднего уровня (от 2,0 до 10,0 ПДК), и один случай высокого загрязнения бенз/а/пиреном (свыше 10 ПДК). Наименее загрязнению были подвержены придонные горизонты. Для весеннего периода было характерно неустойчивое загрязнение среднего уровня по БПК₅, ДДТ и ПХБ, отмеченное на всех горизонтах, а также по содержанию фенола в поверхностном слое вод.

В целом из всего списка нормируемых загрязняющих веществ наибольшее число показателей, превысивших ПДК, было отмечено в весенний период наблюдений.

Переходя к пространственно-временному анализу распределения загрязнений, следует отметить, что за весь период исследований выявлены наиболее подверженные загрязнению участки акватории — это район впадения ручья Гладдален и район порта. Наибольшая повторяемость превышения ПДК отмечалась в районе впадения ручья Гладдален. Также стоит отметить, что из всего периода наблюдений наиболее неблагоприятным по загрязнению морских вод стал 2004 г. (в особенности его весенний период), когда наблюдалось максимальное число превышения ПДК на всех горизонтах для величины БПК₅, сумма ДДТ, суммарных НУ, фенола, сумм ГХЦГ, суммы ПХБ, а также ионов тяжёлых металлов (железа, марганца, меди и никеля). Большинство перечисленных случаев превышения относятся к району впадения ручья Гладдален, что может свидетельствовать о поступлении данных загрязняющих веществ с тальми водами и коммунально-бытовыми стоками пос. Баренцбург.

Для оценки степени загрязнения и динамики качественного состояния вод районов акватории применялся индекс загрязнения вод (ИЗВ) (Методические рекомендации ..., 1988). В расчётах ИЗВ для морских вод использовались значения концентрации растворённого кислорода, значения БПК₅, а также два имеющих наибольшие значения и превышающих ПДК показателя из общего списка нормируемых гидрохимических показателей. Так, для весеннего периода исследований такими показателями были выбраны концентрации суммы ДДТ и ПХБ, для летне-осеннего периода — суммарное содержание ПХБ и общее содержание нефтяных углеводородов. Многолетняя изменчивость значений ИЗВ представлена в виде гистограмм на рис. 5.1.1 и 5.1.2.

Сравнительный анализ полученных результатов относительно средних многолетних значений ИЗВ позволяет сделать заключение о состоянии загрязнения

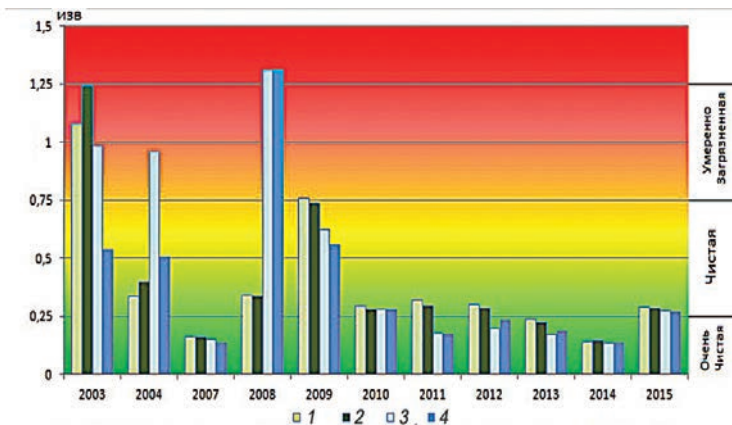


Рис. 5.1.1. Многолетняя изменчивость индекса загрязненности вод (ИЗВ) районов залива Грён-фьорд вблизи пос. Баренцбург в весенний период наблюдений 2003—2015 гг. 1 — прибрежный, поверхность; 2 — прибрежный, дно; 3 — мористый, поверхность; 4 — мористый, дно.

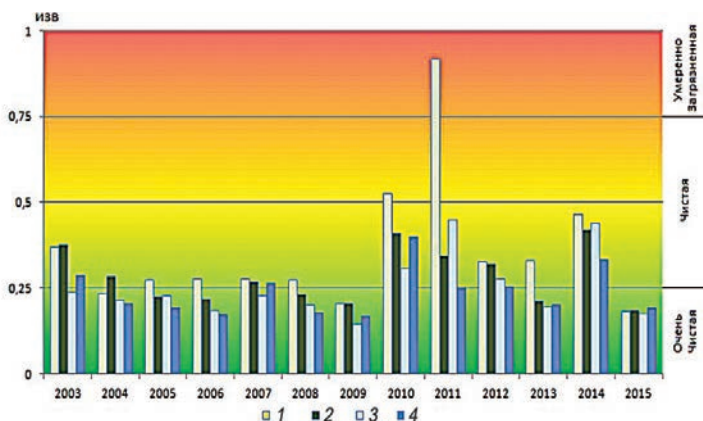


Рис. 5.1.2. Многолетняя изменчивость индекса загрязненности вод (ИЗВ) районов залива Грён-фьорд вблизи пос. Баренцбург в летне-осенний период наблюдений в 2003—2015 гг. Усл. обозначения см. рис. 5.1.1.

морских вод вблизи пос. Баренцбург. На большей части обследованной акватории, особенно в прибрежном районе, в весенний период наблюдений преобладали воды II класса качества — «чистые». Одновременно с этим наблюдалась тенденция улучшения качества вод по мере увеличения глубины и удаления от берега.

Следует отметить, что в 2007—2008 гг. в мористом районе Грён-фьорда качество воды было на уровне I класса — «очень чистые». В 2003 и 2009 гг. качество морских вод не соответствовало среднесезонной динамике, отличаясь в худшую сторону. Так, весной 2003 г. практически по всей акватории за исключением придонных горизонтов её мористой части наблюдались умеренно загрязнённые воды. Здесь основной вклад в величину ИЗВ вносили отмеченные повсеместно случаи превышения ПДК для БПК₅. Умеренное загрязнение воды от поверхности до дна, зафиксированное весной 2009 г. в прибрежной части Грён-фьорда, характеризовалось наибольшим вкладом содержания пестицидов группы ДДТ в значения ИЗВ.

В летне-осенний период наблюдений воды прибрежной части относились ко II классу качества («чистые») и в 40 % случаев значение ИЗВ составляло от 0,25 до 0,75. Исключение составляет поверхностный слой в районе впадения ручья, где в 2003 г. наблюдались умеренно загрязнённые воды по большей части из-за содержания нитритного азота с превышением ПДК до 6,75. Отмечены также несколько повышенные на общем фоне значения ИЗВ поверхностных горизонтов прибрежных областей акватории в 2004, 2006 и 2010 гг. (0,74, 0,74 и 0,69 соответственно) вследствие превышения ПДК по нитритному азоту (2004, 2006 гг.) и суммарному содержанию нефтепродуктов (2010 г.). В мористом районе обследованной акватории преобладали воды класса I — «очень чистые» (31 % случаев) и класса II — «чистые» (22 % случаев).

Сравнение полученных данных об уровне содержания ЗВ в водах залива Грён-фьорд с доступными зарубежными данными (АМАР Assessment Report ..., 1998) позволяет подтвердить приведенную выше оценку качества морских вод.

Измеренные в период обследования 2002—2015 гг. концентрации большинства групп загрязняющих веществ имеют значения, характерные для прибрежных районов Норвежского и Северного морей со средним или незначительным уровнем воздействия на морскую акваторию береговых источников загрязнения (Arctic Pollution..., 2009).

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В районе пос. Баренцбург проводилась оценка степени загрязнения донных отложений залива Грён-фьорд, оз. Стемме и р. Грён. Содержание загрязняющих веществ в донных отложениях российскими нормативными документами не регламентируется. Поэтому оценка степени загрязнённости донных отложений выполнялась в соответствии с рекомендациями СП 11—102—97 (Инженерно-экологические изыскания ..., 1997), на основе соответствия уровней содержания загрязняющих веществ критериям экологической оценки загрязнённости грунтов, согласно международным нормативам «Голландские листы» (“Neue Niederlandische Liste”). Для оценки степени загрязнения донных отложений бенз(а)пиреном использовались рекомендации Р 52.24.581—97 «Организация и функционирование системы специальных наблюдений за состоянием природной среды в районах развития угледобывающей промышленности и сопутствующих производств» (Р 52.23.581—97).

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКИХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

В период с 2002 по 2015 г. на акватории залива Грён-фьорд было отобрано 158 проб донных отложений для исследований на содержание биогенных элементов, тяжёлых металлов и мышьяка, ХОС, включая ПХБ, ПАУ, НУ, НАУ, индивидуальных фенолов и СПАВ. Пробы отбирались из верхнего (0—5 см) слоя донных отложений; в образцах определялось более ста показателей.

В донных отложениях залива Грён-фьорд максимальные превышения ДК для суммы НУ регулярно фиксировалось в центральной части залива, абсолютный максимум наблюдался в 2011 г. и составил 4,7 ДК. В прибрежной части залива также регулярно наблюдалось повышенное содержание нефтепродуктов (до 4,6 ДК в 2009 г.). Всего за период наблюдений зафиксированы 45 случаев превышения ДК для НУ в прибрежной части акватории и 71 случай в мористой части (80 и 71 % общего числа проб соответственно).

Наибольшие значения общего содержания ПАУ составили 4,9 ДК в 2013 г. С 2004 г. содержание суммы ПАУ снижалось и к 2011 г. составило десятые доли ДК, а с 2012 г. содержание суммы ПАУ стало возрастать, достигнув 2—4 ДК. За период наблюдений до 2012 г. зафиксировано пять случаев превышения ДК, и все они отмечены только в прибрежной части. Начиная с 2012 г. содержание ПАУ превышает ПДК в 1,5—4 раза во всех районах залива. Увеличение доли ПАУ с четырьмя и более ароматическими кольцами свидетельствует о локальности антропогенной нагрузки на прибрежную часть залива, связанной с добычей и переработкой угля. Согласно Р 52.24.581—97, донные отложения залива Грэн-фьорд характеризуются «умеренной» степенью загрязнения бенз(а)пиреном за период наблюдения с 2003 до 2013 г. и «значительной» с 2013 по 2015 г.

Из хлороорганических соединений превышения ДК в донных отложениях залива Грэн-фьорд наблюдались только для группы ДДТ (до 13 ДК в 2012 г.). До 2011 г. отмечены всего три случая превышения ДК соединений группы ДДТ, а с 2011 г. содержание ДДТ превышает ДК в два раза и более.

Донные отложения залива Грэн-фьорд, и в первую очередь прибрежных районов акватории, характеризуются повышенным содержанием ПХБ по сравнению с региональным фоном (до 9 ДК). Максимальные концентрации ПХБ наблюдались в 2011 г., когда содержание ПХБ возросло в несколько раз (и даже в несколько десятков раз) по сравнению с предыдущими годами. Норвежские исследования, проведённые в посёлках архипелага, также подтверждают повышенное содержание ПХБ в донных отложениях залива и связывают его с наличием местных источников (Демешкин, 2011; ПХБ на Шпицбергене..., 2008; Jartun et al., 2008). Таким источником, кроме масла трансформаторов и гидравлических механизмов, могут быть, в частности, краски, применявшиеся в 1970—1980-е годы как в норвежских посёлках, так и в российских. Существенное повышение концентрации ПХБ в донных отложениях в 2011 г. может быть связано с проведением строительных работ и сжиганием строительного мусора с лакокрасочным покрытием.

Содержание веществ группы тяжёлых металлов не превышало ДК. Исключение составил единичный случай в 2004 г., когда содержание никеля в донных отложениях достигло ДК.

В целом морские донные отложения залива Грэн-фьорд за период с 2002 по 2015 г. характеризуются умеренным уровнем загрязнения. Основной вклад в загрязнение донных отложений вносят нефтепродукты; превышения ДК остальными загрязняющими веществами носят эпизодический характер. За весь период наблюдений не отмечено ни одного случая превышения уровня вмешательства для всех определяемых ЗВ, что свидетельствует о незначительном влиянии на экосистему залива угледобывающего комплекса и связанной с ним инфраструктуры.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ РЕЧНЫХ И ОЗЁРНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В период с 2002 по 2015 г. на акватории оз. Стемме из верхнего (0—5 см) слоя донных отложений было отобрано для исследований 40 образцов, из реки Грэн — 24 пробы донных отложений. Во всех образцах определялось более ста показателей.

В речных донных отложениях за период наблюдений было зафиксировано 12 случаев превышения допустимой концентрации нефтепродуктов (50 % общего числа проб), максимальные значения отмечены в 2010 г. (2,7 ДК). В озёрных отложениях два-

ды за весь период наблюдений зафиксированы три случая превышения ДК суммарного содержания нефтепродуктов: в 2004 г. (1,1 ДК), в 2008 г. (1,5 ДК) и в 2011 г. (1,1 ДК), причём на одной и той же станции, расположенной южнее истока р. Блендадален. Содержание ПАУ в речных отложениях превышало ДК в четыре раза, максимальное значение отмечено в 2012 г. (2,5 ДК). В озёрных донных отложениях превышений ДК для суммы ПАУ не зафиксировано за весь период наблюдения. Источником загрязнения ПАУ донных отложений устья р. Грён, по-видимому, является ветровой перенос пыли от выходов на поверхность горных выработок рудника «Баренцбург» и отвалов породы, расположенных на террасе правого склона долины Грёндаален.

Содержание соединений группы ДДТ в донных отложениях р. Грён не превышало ДК в течение всего периода наблюдений. Содержание ДДТ в донных отложениях озера Стемме до 2012 г., как правило, не превышало значений установленных ДК за исключением одного случая в 2002 г., когда в озёрных донных отложениях было отмечено превышение (в 2,8 раза) ДК общего содержания пестицидов группы ДДТ. В 2012 г. концентрация увеличилась в десятки раз по сравнению с предшествующими годами, максимальное значение составляло 19 ДК, затем содержание ДДТ понизилось до 3—4 ДК.

Донные отложения р. Грён характеризуются повышенным содержанием никеля (до 1,4 ДК, четыре случая за период наблюдения), и в 2006 г. зафиксирован единственный случай, когда содержание кобальта превышало ДК (в 1,1 раза). В оз. Стемме за весь период наблюдения отмечено 22 случая, когда содержание тяжёлых металлов превышало ДК: для цинка пять случаев (все после 2013 г., максимум в 2013 г. — 1,7 ДК); для меди семь случаев (из них пять после 2012 г., максимум в 2012 г. — 4,7 ДК); для никеля восемь случаев (из них пять после 2012 г., максимум в 2004 г. — 2,1 ДК); однократно для кобальта (1,6 ДК в 2004 г.) и хрома (1,1 ДК в 2002 г.). Содержание остальных тяжёлых металлов в донных отложениях не превышало ДК.

Как речные, так и озёрные донные отложения в 2002—2015 гг. в соответствии с рекомендациями Р 52.24.581—97 характеризуются «умеренной» степенью загрязнения бенз(а)пиреном.

В целом вклад техногенной составляющей в формирование уровней концентрации загрязняющих веществ в донных отложениях залива Грён-фьорд и поверхностных вод суши в районе пос. Баренцбург незначителен. Уровни концентрации ЗВ характеризуются значениями, близкими к региональному фону. Все отмеченные превышения ДК в донных отложениях водоёмов суши были значительно ниже уровня вмешательства за весь период наблюдения. Опубликованные данные зарубежных исследований о содержании загрязняющих веществ в донных отложениях пресноводных водоёмов рассматриваемого района и сопоставимых районах Арктики в целом подтверждают приведенную выше оценку.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД СУШИ

Основными источниками загрязнений, поступающих в поверхностные воды суши в районе пос. Баренцбург, являются добыча, переработка и иное использование каменного угля, опосредствованно и/или прямо влияющие на качество пресной воды. Изучение состава поверхностных вод оз. Стемме, используемого для питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения посёлка, проводилось начиная с 2002 г. в зимне-весенний (при наличии ледяного покрова) и летне-осенний периоды. Вода р. Грён изучалась в летне-осенний период начиная с 2003 г.

Для поверхностных вод выполнялись определения основных гидрохимических характеристик: окислительно-восстановительного потенциала (Eh); водородного показателя (рН); щёлочности; содержания биогенных элементов (кремниевые кислоты, минеральных форм азота и фосфора и их общего количества) и загрязняющих веществ (тяжёлых металлов и мышьяка; ПАУ; НУ; НАУ; ЛАУ; индивидуальных фенолов (алкилфенолов, хлорфенолов и нитрофенолов); синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ); ХОС, включая хлорорганические пестициды и ПХБ).

Качество поверхностных вод при различных видах хозяйственной деятельности, регламентируется гигиеническими требованиями и нормативами, содержащимися в Санитарных правилах и нормах (СанПиН) (ГН 2.1.5.1315—03; ГН 2.1.5.2280—07).

Дополнительно к вышеперечисленным документам для оценки использовались нормативы качества воды, установленные «Директивой Совета Европейского Союза 98/83/ЕС от 3.11.98 по качеству воды, предназначенной для потребления человеком» (Директива Совета Европейского ..., 1198).

Для оценки уровня антропогенной нагрузки на водные биоценозы, связанного с этим рыбохозяйственного ущерба и степени деградации водоёмов как рыбохозяйственных водных объектов, использовались действующие нормативные документы Роскомвода и Роскомэкологии (Гохман, 1988; Методические рекомендации ..., 1988; РД 52.23.643—2002).

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОДЫ ПО ГИГИЕНИЧЕСКИМ НОРМАТИВАМ И НОРМАТИВАМ ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО И КУЛЬТУРНО-БЫТОВОГО ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Качество питьевой воды и воды хозяйственно-бытового водопользования регламентируется нормативными документами, рассматривающими ПДК для 54 соединений. Оценка качества воды по гигиеническим нормативам и нормативам питьевого и хозяйственно-бытового водопользования проводилась для вод оз. Стемме, основного источника централизованного водоснабжения пос. Баренцбург. Качество поверхностных вод озера за весенний и летне-осенний периоды 2002—2013 гг. полностью соответствовало установленным российским гигиеническим нормативам и ПДК, а также нормативам качества воды, установленным в странах Европейского Союза. В период с 2014 по 2015 г. ПДК были превышены для нефтяных углеводородов, бенз(а)пирена и марганца (до 1,6; 6,5 и 2,5 ПДК соответственно).

За весь период наблюдений (2002—2015 гг.) максимальное содержание нафталина составляло сотые доли установленных ПДК (до 0,064 ПДК); содержание нормируемых ХОС: сумма ГХЦГ составляла 0,001 ПДК, сумма ДДТ — до 0,061 ПДК, сумма ПХБ — до 0,0052 ПДК. Из анализируемого списка тяжёлых металлов значения концентрации железа (0,2 ПДК), никеля (0,6 ПДК), свинца (0,2 ПДК), кадмия (0,5 ПДК), кобальта (0,03 ПДК), цинка (0,01 ПДК) составляли десятые и сотые доли ПДК; меди — 0,003 ПДК; ртути, мышьяка — тысячные доли ПДК.

Таким образом, вода оз. Стемме может использоваться для целей питьевого и хозяйственно-бытового водопользования без дополнительной водоподготовки.

Для оценки уровня антропогенной нагрузки на водные биоценозы и связанного с этим рыбохозяйственного ущерба и степени деградации водоёма как рыбохозяйственного водного объекта использовался «Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимые концентрации (ПДК) и ориентировочно безопасные уровни воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное назначение».

Оценка уровня содержания загрязняющих веществ (ЗВ) и качества поверхностных вод изучаемых акваторий выполнялась на основе соответствия значений гидрохимических показателей установленным ПДК для вод рыбохозяйственных водоёмов с учетом требований действующих нормативных документов Роскомвода и Росгидромета. Оценка качества воды по рыбохозяйственным нормативам (Нормативы качества воды ..., 2010) проводилась для вод оз. Стемме в оба сезона и р. Грён в летне-осенний период.

За период наблюдений с 2002 по 2011 г. в водах оз. Стемме превышение ПДК для вод рыбохозяйственных водоёмов в весенний период зафиксировано в единичных случаях по содержанию нитритного азота (до 1,5 ПДК), аммонийного азота (до 2,0 ПДК), НУ (до 2,4 ПДК), меди (до 1,3 ПДК). В летне-осенний период с 2002 по 2011 г. превышение ПДК отмечалось по содержанию нитритного азота (до 1,1 ПДК), железа (до 1,4 ПДК), меди (до 3,0 ПДК), никеля (до 1,2 ПДК), суммы ГХЦГ (до 2,3 ПДК). После 2012 г. увеличилось как число случаев превышения ПДК, так и значения превышения. Осенью 2014 г. и весной 2015 г. превышение ПДК для нефтяных углеводородов наблюдается в 100 % проб и достигает 3,2 ПДК. Превышение ПДК для марганца наблюдается в 100 % проб, отобранных в осенний период наблюдений 2014 и 2015 гг., и достигает 25 ПДК. Содержание суммы конгенов ПХБ превышало ПДК в 71 % проб, отобранных в весенний период с 2012 по 2015 г., и достигало 10 ПДК. Также в период с 2013 по 2015 г. наблюдалось превышение ПДК для бенз(а)пирена (до 13 ПДК) и суммы ДДТ (до 12 ПДК).

В воде р. Грён за весь период наблюдений отмечалось превышение ПДК по содержанию следующих загрязняющих веществ: нитритного азота до 14 ПДК, аммонийного азота до 1,3 ПДК, бенз(а)пирена до 5,4 ПДК, марганца до 410 ПДК, цинка до 40 ПДК, меди до 5,8 ПДК, никеля до 54 ПДК, кобальта до 21 ПДК. Для нитритного азота, меди и кобальта превышение ПДК фиксировалось только после 2013 г. Для марганца, цинка и никеля превышения ПДК отмечались в отдельные годы на протяжении всего периода наблюдений с 2002 по 2015 г., однако значения превышения увеличивались со временем, достигнув максимума в 2014 г.

Оценка устойчивости и уровня загрязнения поверхностных вод выполнялась на основе расчёта повторяемости и кратности превышения ПДК для водного объекта в целом или его части. Характеристикой устойчивости загрязнения вод является доля проб (в процентах), в которых обнаружено достижение или превышение ПДК, в общем числе проб (повторяемость случаев превышения ПДК). Оценка устойчивости определяется с использованием следующей шкалы: отсутствие загрязнения (значения концентрации ЗВ не достигают ПДК), единичное загрязнение (загрязнение наблюдается в отдельных пробах, повторяемость превышения ПДК меньше 10 %), неустойчивое загрязнение (повторяемость превышения ПДК от 10 до 30 %), устойчивое загрязнение (повторяемость превышения ПДК от 30 до 50 %), характерное загрязнение (повторяемость превышения ПДК от 50 до 100 %).

Уровень загрязнения вод по конкретному ингредиенту характеризуется кратностью превышения ПДК, при этом степень загрязнения определяется по следующей шкале: отсутствие загрязнения (значения концентрации ЗВ не достигают ПДК), загрязнение низкого уровня (кратность превышения норматива менее двух), загрязнение среднего уровня (кратность превышения от двух до десяти), загрязнение высокого уровня (кратность превышения от десяти до 50), загрязнение очень высокого уровня (кратность превышения от 50 до 100).

Сравнительная характеристика устойчивости и уровней загрязнения воды оз. Стемме за период 2002—2015 гг. по нормируемым гидрохимическим показателям

Показатель	Повторяемость превышения ПДК, %		Кратность превышения ПДК	
	Зима — весна	Лето — осень	Зима — весна	Лето —осень
Азот нитритный	2,8	3,4	1,5	1,7
Азот аммонийный	5,6	—	2,0	—
НУ	8,3	6,8	2,4	3,2
Бенз(а)пирен	8,3	4,6	1,7	13,1
Железо	—	1,1	—	1,4
Марганец	—	11,5	—	25,0
Медь	11,1	22,7	1,26	3,00
Никель	—	1,1	—	1,2
Σ ГХЦГ	—	2,3	—	2,3
Σ ДДТ	13,9	2,3	4,4	12,1
Σ ПХБ	27,8	1,1	10,4	1,6

Оценка устойчивости и уровня загрязнения воды оз. Стемме выполнялась на основе значений повторяемости случаев и кратности превышения ПДК (табл. 5.1.2).

Анализ полученной информации с точки зрения устойчивости и уровня загрязнения показал, что в оз. Стемме в весенний период отмечалось неустойчивое загрязнение высокого уровня по содержанию ПХБ и неустойчивое загрязнение среднего уровня по содержанию ДДТ; единичные случаи загрязнения среднего уровня отмечались по содержанию аммонийного азота и НУ, низкого уровня — по нитритному азоту и бенз(а)-пирену. В летне-осенний период отмечалось неустойчивое загрязнение высокого уровня по содержанию марганца; единичные случаи загрязнения высокого уровня отмечались по содержанию бенз(а)пирена и суммы ДДТ, среднего уровня — по содержанию НУ и ГХЦГ, низкого уровня — по содержанию нитритного азота, железа, никеля и ПХБ.

Расчёты ИЗВ для поверхностных вод пресных водоёмов суши в районе Баренцбурга за весь период наблюдений выполнены с использованием значений содержания растворённого кислорода, БПК₅, азота аммонийного, азота нитритного, меди и цинка.

Значения ИЗВ, полученные для оз. Стемме весной изменялись от 0,13 до 0,52, составив в среднем многолетнем 0,29. В летне-осенний период значение ИЗВ изменялись от 0,11 до 0,84, составив в среднем многолетнем 0,36.

Таким образом, в соответствии с принятой классификацией вод по индексу ИЗВ (табл. 5.1.3) вода озера за весь период проведения наблюдений классифицируется как «чистая» и «очень чистая». Характер ежегодной изменчивости ИЗВ в водах

Таблица 5.1.3

Классификация поверхностных вод по индексу загрязнения вод (ИЗВ)

Класс качества вод	Характеристика	ИЗВ
I	Очень чистая	< 0,3
II	Чистая	> [0,3—1]
III	Умеренно загрязненная	> [1—2,5]
IV	Загрязненная	> [2,5—4]
V	Грязная	> [4—6]
VI	Очень грязная	> [6—10]
VII	Чрезвычайно грязная	> 10

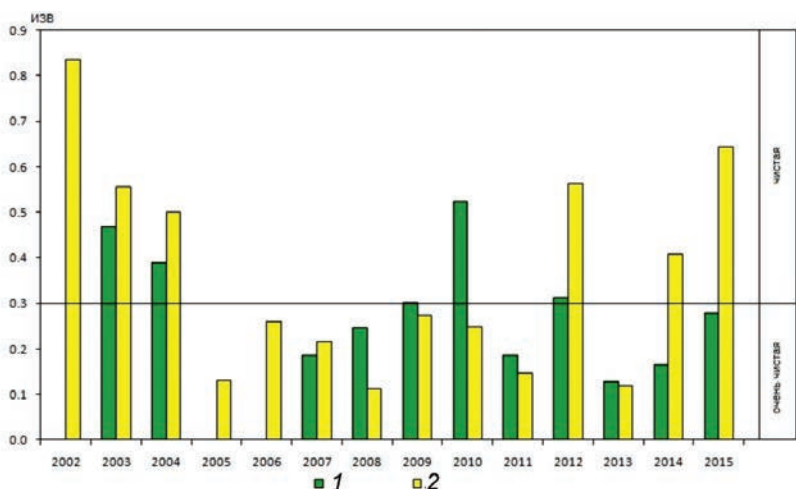


Рис. 5.1.3. Многолетняя изменчивость индекса загрязненности вод (ИЗВ) оз. Стемме в весенний и летне-осенний периоды.

озера представлен на рис. 5.1.3. Из рисунка видно, что с 2005 по 2008 г., а также в 2011 и 2013 гг. загрязненность воды озера была наименьшей (ИЗВ меньше 0,3), что, согласно классификации вод, позволяет отнести её к I классу качества — «очень чистая». В другие годы воды озера относятся ко II классу качества — «чистые».

Оценка устойчивости и уровня загрязнения вод р. Грён на основе повторяемости случаев и кратности превышения ПДК представлена в табл. 5.1.4.

Анализ полученной информации показал, что в реке отмечалось характерное загрязнение очень высокого уровня марганцем; неустойчивые загрязнения отмечались: очень высокого уровня — никелем, высокого уровня — нитритным азотом, цинком и кобальтом, среднего уровня — медью; единичные загрязнения среднего уровня — азотом аммонийным и бенз(а)пиреном. Рассчитанные значения ИЗВ в летне-осенний период имели существенную межгодовую изменчивость и различались в зависимости от места расположения створов наблюдений. Для створа, расположенного непосредственно в устье реки (створ 6), рассчитанное значение ИЗВ за период наблюдений изменялось от 0,09 в 2005 г. до 17,8 в 2014 г., составив в среднем 4,4.

Таблица 5.1. 4

Сравнительная характеристика устойчивости и уровней загрязнения воды р. Грён за период 2003—2015 гг. по нормируемым гидрохимическим показателям

Показатель	Повторяемость превышения ПДК, %	Кратность превышения ПДК
Нитритный азот	16,7	13,75
Аммонийный азот	8,3	1,25
Бенз(а)пирен	8,3	5,4
Марганец	66,7	410
Цинк	22,9	40
Медь	29,2	5,8
Никель	20,8	54
Кобальт	16,7	42

Для створа, расположенного вверх по течению реки на расстоянии 3 км от устья, значение индекса ИЗВ за период наблюдений изменялось от 0,23 в 2005 и 2012 гг. до 75,2 в 2014 г., составив в среднем 10,7.

В соответствии с принятой классификацией вод по ИЗВ (см. табл. 5.1.3) вода р. Грён за весь период наблюдений в устьевом створе (створ 6) может быть отнесена к V классу качества «Грязная», вода в створе, расположенном выше, — к VII классу качества «Чрезвычайно грязная».

Таким образом, обобщая выполненную оценку качества поверхностных вод суши в районе пос. Баренцбург, можно отметить следующее:

— воды оз. Стемме за весь период наблюдений характеризуются незначительной загрязненностью, соответствуют санитарно-гигиеническим нормам предъявляемым к водоёмам питьевого и хозяйственно-бытового водопользования, относятся ко II классу качества («чистые») и выраженного тренда к ухудшению качества воды не имеют;

— качество воды р. Грён характеризуется наличием ярко выраженного тренда ухудшения состояния водного объекта, отмечаемого с 2007 г. по настоящее время. Наибольшую долю в общую оценку степени загрязненности воды р. Грён вносят тяжёлые металлы, в особенности марганец, для которого отмечается характерное загрязнение очень высокого уровня, а также цинк, медь, никель и кобальт.

Проведёнными исследованиями состояния почвенных вод, отобранных в долине р. Грён, установлено значительное превышение ДК и ПДК по содержанию железа (до 35 ПДК), марганца (до 232 ПДК), никеля (до 23 ПДК). Учитывая то, что, помимо ледников, источниками питания реки в летне-осенний период являются подземные и почвенные воды, отмеченное выше значительное ухудшение качества объясняется, видимо, изменением гидрогеологических условий и особенностью разгрузки подземных вод в районе долины и русла р. Грён.

Таблица 5.1.5

Сравнительная характеристика содержания ТМ в водах озёр Лапландии в 1993 г. и озера Стемме в 2002—2015 гг.

Металл	Содержание ТМ, мкг/л	
	Озёра Лапландии	Озеро Стемме
Кадмий	0,02	0,08
Хром	0,24	0,45
Никель	0,25	2,05
Свинец	0,25	0,66
Медь	0,28	0,52
Цинк	1,84	2,20

Полученные в ходе исследований уровни содержания тяжёлых металлов в оз. Стемме хорошо согласуются с материалами регулярных наблюдений, выполненных Мурманским ЗГМО на озёрах Стемме и Копань в аналогичные периоды (Анциферова и др., 2010). Фоновый уровень содержания ТМ в водоёмах о-ва Зап. Шпицберген значительно превосходит фоновые уровни содержания металлов, характерные для водоёмов, расположенных на севере Европы (табл. 5.1.5) (Отчёт о научно-исследовательской ..., 2001, 2002; Mannion et al., 1995), что связано с геологическими особенностями, характерными для о-ва Зап. Шпицберген, где в ходе проводимых в предыдущие годы геологоразведочных работ были обнаружены проявления железа, цинка, свинца, меди и других металлов (Российские геологические исследования..., 1998).

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВ

Рудник Баренцбург является единственным действующим в настоящее время российским угледобывающим предприятием на арх. Шпицберген. Как известно, угледобывающая промышленность относится к числу таких отраслей хозяйственной деятельности, развитие которых сопровождается значительным негативным воздействием на здоровье человека и нарушением экологического состояния природной среды. Основными источниками загрязнения при добыче и переработке каменного угля являются шахтные воды, отвалы горных пород, пылевые выбросы и выбросы работающих на угле теплоэлектростанций.

Непосредственным источником загрязнения почв в районах угледобычи являются газовые и пылевые выбросы в атмосферу, содержащие в своем составе осаждающиеся на почвенный покров взвешенные пылевые частицы, на которых сорбируется большинство токсичных соединений (тяжёлые металлы, нефтепродукты, ХОС, ПАУ, в том числе бенз(а)пирен и др.), а также ветровой раздув золоотвалов. Кроме того, почвы загрязняются шахтными водами при сбросе их на ландшафты и при инфильтрации сточных вод из золоотвалов электростанций. В целом уровень загрязнения почв зависит от многих факторов, и в частности от их типа, миграционных способностей токсикантов, рельефа местности, розы ветров, мощности и характера источников загрязнения и т.д. В соответствии с характером распространения атмосферных выбросов загрязнение почв может иметь локальный или региональный характер. Большая часть загрязняющих веществ оседает в радиусе 10—15 км от места выброса. Весьма информативными являются данные о распределении концентрации некоторых тяжёлых металлов, а также ПАУ, в частности бенз(а)пирена, которые служат наиболее специфическим индикатором при оценке зон распространения негативного влияния угледобывающей промышленности и углепотребляющих производств.

Помимо местных источников, на загрязнение почвенного покрова могут оказывать воздействие посредством трансграничного переноса и удаленные источники. Как известно, загрязняющие вещества, попадающие в атмосферу в регионах промышленной активности, могут сорбироваться на поверхности атмосферных аэрозолей, образовывать собственные твёрдые микроконгломераты или находиться в толще атмосферного воздуха в газообразном состоянии.

В зависимости от удаления от посёлка и рудника, от высотного положения пробных площадок и наличия локальных источников загрязнения было выделено восемь районов, в пределах каждого из которых проводилось обобщение данных, полученных в результате исследований проб почвенного покрова. Четыре участка выделены как районы локального мониторинга:

- пос. Баренцбург (две пробные площадки в южном и в северном районе посёлка);
- окрестности пос. Баренцбург (три пробные площадки в районе свалки бытовых отходов, склада горношахтного оборудования и склада стройматериалов);
- район расположения вертолётной площадки;
- район расположения отвалов горных пород и шлака от ТЭЦ.

Один участок выделен как промежуточный район, включающий две пробные площадки, расположенные к востоку от пос. Баренцбург, почвы которых не испытывают прямого антропогенного воздействия, однако подвергаются загрязнению при соответствующих метеорологических условиях.

Три участка выделены в качестве районов фонового мониторинга:

- р. Грён (две пробные площадки в долине и в дельте реки);
- оз. Стемме (две пробные площадки в долине озера);
- северо-восточные фоновые территории (две пробные площадки в долине Сахариассендален и на южном побережье залива Ис-фьорд).

На 16 пробных площадках в пределах указанных районов в летне-осенний период экспедиционных исследований с 2002 по 2015 г. были отобраны 191 образец верхнего (0—5 см) слоя почвенного покрова и 191 проба нижележащего (5—20 см) слоя. В образцах почв проводилось определение концентрации нефтяных углеводородов (НУ), неполярных алифатических углеводородов (НАУ), летучих ароматических углеводородов (ЛАУ), полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), тяжёлых металлов и хлорорганических соединений (ХОС). Уровни загрязнения почв оценивались в соответствии с нормативными документами (ГН 2.1.7.2041-06..., ГН 2.1.7.2042-06..., ГН 1.2.1323-03..., ГОСТ 17.3.1.02-83..., МУ 2.1.7.730-99..., РД 52.43.2-94..., СП 11-102-97..., Neue Niederlandische Liste).

Из всего списка показателей качества, контролируемых в почвах района работ, российскими нормативными документами установлены ПДК 28 различных загрязняющих веществ (по индивидуальному значению или по сумме соединений конкретной группы). В Своде правил (Инженерно-экологические изыскания..., 1997) приведены зарубежные нормативы содержания ЗВ в почве (Neue Niederlandische Liste), которыми установлены допустимые концентрации (ДК) и концентрации уровней вмешательства (УВ) для 62 веществ и соединений.

Наряду с установленными нормативами допустимыми концентрациями для оценки загрязнения почв также использовались и опубликованные в различных литературных источниках фоновые значения, полученные в результате зарубежных исследований в других районах Арктики. Расчётные осреднённые фоновые значения концентрации основных загрязняющих веществ приведены в табл. 5.1.6. Источниками данных послужили отчёты международной организации по мониторингу и оценке АМАР (Arctic Monitoring & Assessment Program) за 1998—2002 гг. (АМАР Assessment ..., 1998; АМАР Assessment ..., 2004; АМАР Assessment ..., 2005).

За весь период исследований 2002—2015 гг. в почвенном покрове изучаемого района было отмечено следующее число случаев превышения ПДК/ДК: по содержанию мышьяка 371, по суммарному содержанию нефтяных углеводородов 230, по суммарному содержанию ПАУ 76, по суммарному содержанию ПХБ 59, по со-

Таблица 5.1.6

Фоновые концентрации загрязняющих веществ в почве

Загрязняющее вещество	Концентрация
Хлорбензолы	0,64 нг/г
Сумма ГХЦГ	0,59 нг/г
Сумма ДДТ и его метаболитов	0,90 нг/г
Сумма ПХБ	11,23 нг/г
Свинец	3,33 мкг/г
Кадмий	0,15 мкг/г
Ртуть	0,075 мкг/г
Нефтяные углеводороды	42,7 мкг/г

держанию бенз(а)пирена 50, по содержанию марганца восемь, по содержанию меди 19, по содержанию никеля девять, по содержанию свинца четыре, по содержанию этилбензола два. Отмечены также единичные случаи превышения содержания цинка, кобальта, хрома, суммы ДДТ и толуола.

Значительные превышения допустимого содержания нефтепродуктов в почвенном покрове были отмечены как в поверхностном слое почвы (до 31,8 ДК), так и в нижележащем (до 24,7 ДК). Наибольшие концентрации НУ в почве были характерны для территорий посёлка, его окрестностей и для территории вертолётной площадки. Это говорит о том, что основным источником поступления нефтяных углеводородов в почву является эксплуатация автомобильного и воздушного транспорта, в особенности места их технического обслуживания.

Наименьшие концентрации НУ были отмечены в почвах долины оз. Стемме: 0,67—0,97 ДК.

Сравнивая уровни содержания нефтяных углеводородов в исследованных образцах почвы с фоновыми значениями, следует отметить, что только почвы долины оз. Стемме и переходного района к востоку от посёлка в среднем соотносятся с фоновыми.

Содержание нормируемых летучих ароматических углеводородов в пробах поверхностного слоя почвы составляло от 0,07 до 0,88 ПДК/ДК. Однако в нижележащем слое почвенного покрова были зафиксированы превышения ПДК для толуола (до 1,48 ПДК) и этилбензола (до 1,64 ДК). Оба эти превышения были отмечены в пробах, отобранных в районе расположения отвалов горных пород и шлака от ТЭЦ, что свидетельствует о сугубо локальном характере данного загрязнения. Почвы, отобранные на данной пробной площадке, отличались также и повышенной по сравнению с другими районами мониторинга концентрацией ЛАУ. Например, содержание ЛАУ в почвах посёлка и его окрестностей меньше в 5—10 раз. Здесь же было отмечено максимальное за весь период наблюдений суммарное содержание ЛАУ в почвах — 1,02 мкг/г.

Из приоритетных ПАУ в Российской Федерации по содержанию в почве нормируется только бенз(а)пирен — одно из наиболее токсичных веществ, поступающих

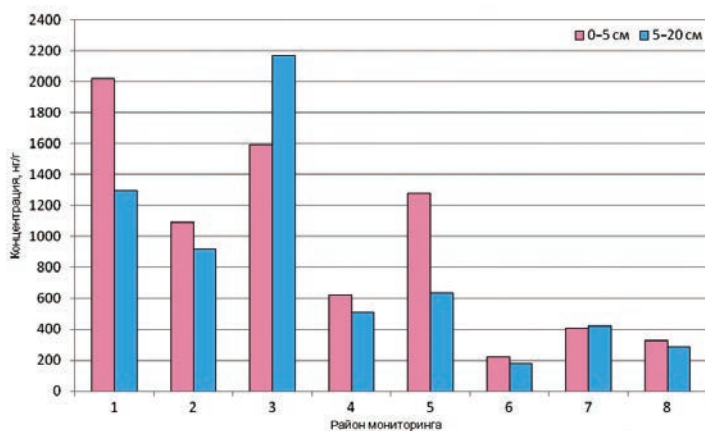


Рис. 5.1.4. Средние многолетние суммарные значения концентрации ПАУ в почве.

Районы мониторинга: 1 — пос. Баренцбург; 2 — окрестности пос. Баренцбург; 3 — вертолётная площадка; 4 — отвалы горных пород и шлака от ТЭЦ; 5 — переходный район; 6 — оз. Стемме; 7 — р. Грён; 8 — северо-восточные фоновые территории.

в окружающую среду при добыче и переработке каменного угля. Максимальные за весь период наблюдений значения концентрации бенз(а)пирена в пробах верхнего и нижележащего слоя почв превышали ПДК в 49 и 46 раз соответственно. Наиболее загрязненными бенз(а)пиреном были почвы на территории посёлка и в его ближайших окрестностях, а также в районе вертолётной площадки, что лишнее подтверждает предположение о том, что основными источниками поступления данного вещества в окружающую среду в исследуемом районе являются техногенные объекты (рудник «Баренцбург», ТЭЦ, места стоянки и обслуживания транспорта).

Суммарное содержание полициклических ароматических углеводородов в пробах почв достигало значений, превышающих ДК в 18,3 (0—5 см) и в 12,5 раза (5—20 см). Из всех районов мониторинга можно выделить четыре, почвы которых в наибольшей степени подвержены загрязнению ПАУ. Это собственно территория посёлка, его окрестности, район вертолётной площадки и район, расположенный к востоку от Баренцбурга, обозначенный выше как переходный. Особенностью последнего района является то, что он находится на небольшом удалении от посёлка, но при этом значительно выше (перепад высот составляет примерно 100 м).

На рис. 5.1.4 приведено распределение средних многолетних суммарных значений концентрации ПАУ в почвах изучаемого района. Как видно из приведенной гистограммы, ПАУ в почвах окрестностей посёлка и района отвалов горных пород равномерно распределены по почвенному профилю, тогда как в почвах посёлка и переходного района большая часть этих ЗВ сконцентрирована в верхнем слое. В районе вертолётной площадки, наоборот, концентрация ПАУ в нижних слоях превышает концентрацию в верхних. В целом в фоновых районах как в поверхностном, так и в подстилающем слое почвы концентрация Σ ПАУ составляла 0,18—0,43 ПДК. Минимальные значения концентрации ПАУ были характерны для почв долины оз. Стемме.

Содержание основных групп хлорорганических пестицидов (ХОП) в почвах пос. Баренцбург и его окрестностей за весь период наблюдений не превышало допустимых значений и составляло десятые доли ПДК:

- суммарное содержание изомеров ГХЦГ — до 0,08 ПДК,
- суммарное содержание полихлорбензолов — до 0,45 ПДК,
- суммарное содержание метаболитов ДДТ — до 0,93 ПДК.

Сравнивая полученные данные с фоновыми значениями, следует отметить, что наиболее загрязнённой является территория района вертолётной площадки: концентрация полихлорбензолов, Σ ДДТ и Σ ГХЦГ в поверхностном слое почвы посёлка превышала фоновые значения, характерные для других районов Арктики, в четыре, тридцать и два раза соответственно. Содержание ХОП в пробах, отобранных на территории фонового мониторинга, в целом сопоставимо с фоновыми значениями в Арктическом регионе.

Максимальные суммарные значения концентрации полихлорбифенилов (ПХБ) в почвах посёлка превышали ПДК в 21,6 раза в поверхностном слое и в 2,5 раза в нижележащем. Наиболее высокие средние многолетние значения концентрации ПХБ в почве отмечены для района вертолётной площадки (до 5,9 ПДК), а также для территории пос. Баренцбург (до 3,5 ПДК). Такое загрязнение может быть связано с активным использованием в указанных районах гидравлических жидкостей, трансформаторных масел и прочих технических материалов, содержащих ПХБ. По

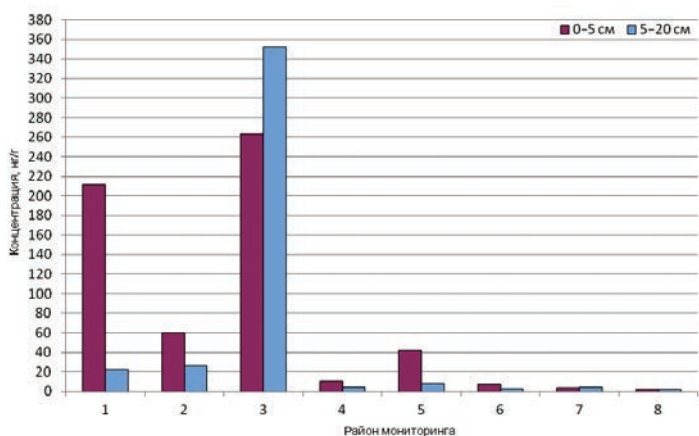


Рис. 5.1.5. Средние многолетние суммарные концентрации ПХБ в почве.

Районы мониторинга: 1 — пос. Баренцбург; 2 — окрестности пос. Баренцбург; 3 — вертолётная площадка; 4 — отвалы горных пород и шлака от ТЭЦ; 5 — переходный район; 6 — оз. Стемме; 7 — р. Грён; 8 — северо-восточные фоновые территории.

данным норвежских исследований, подтверждённым результатами исследований авторов, на арх. Шпицберген активным источником поступления полихлорбифенилов в почвенный покров может являться осыпь краски со стен строений посёлка, которая, разрушаясь под действием атмосферных осадков и ветра, в виде мелких частиц поступает на поверхность почвы и разносится водотоками (Evenset, Ottesen, 2009; Evenset, 2010).

Почвы в районах фоновое мониторинга, отличаются пониженным содержанием ПХБ: диапазон значений концентрации составляет от 0,03 до 0,69 ПДК. Суммарное содержание ПХБ в почвах в окрестностях пос. Баренцбург находится на уровне, сравнимом с ПДК. На рис. 5.1.5 представлены средние многолетние суммарные значения концентрации ПХБ в почвах исследуемого района. Как видно из приведенной диаграммы, наибольшее количество загрязняющих веществ аккумулировано в верхнем слое почвы повсюду за исключением района вертолётной площадки. Это свидетельствует о том, что ПХБ поступают в почву преимущественно в составе твёрдых загрязнённых частиц, осаждающихся на поверхности. Повышенные значения концентрации ПХБ в нижележащем слое почвы в районе вертолётной площадки говорят о том, что в этом районе загрязняющие вещества поступают в почвенный покров в составе материалов, способных проникать в толщу почвы, либо переносятся туда вместе с хорошо растворяющимися их нефтепродуктами — маслами, топливом и другими техническими жидкостями).

Тяжёлые металлы распределены по территории изучаемого района более равномерно, чем органические загрязнители. Наибольшие средние многолетние значения концентрации тяжёлых металлов превышали соответствующие наименьшие значения в различных районах мониторинга в 1,4—2,1 раза, что лишний раз свидетельствует о весьма равномерном распределении тяжёлых металлов в почвенном покрове территории пос. Баренцбург и его окрестностей.

Максимальные значения концентрации отдельных тяжёлых металлов были зафиксированы в следующих районах: железа — на северо-западном склоне г. Грёнфьордфеллет, к востоку от пос. Баренцбург; марганца — в районе склада стройма-

териалов (2,4 ПДК); цинка, хрома и ртути — на территории пос. Баренцбург (2,1 ДК, 1,9 ДК и 0,1 ПДК соответственно); меди и никеля — в районе склада горношахтного оборудования (15,0 и 1,5 ДК соответственно); кобальта и кадмия — в долине оз. Стемме (1,75 ДК и 0,6 ДК соответственно); свинца и мышьяка — в районе вертолётной площадки (2,0 ПДК); мышьяка — в районе р. Грён (16 ПДК).

Концентрация многих тяжёлых металлов в нижележащем слое почвы в большинстве случаев превышала их концентрацию в поверхностном слое. Это является следствием того, что большинство соединений, в состав которых входят ТМ, достаточно хорошо растворимы в воде в отличие от органических ЗВ и поэтому способны проникать в толщу почвы с талыми водами и поверхностным стоком. Содержание отдельных тяжёлых металлов в верхнем и нижнем слое почвы различалось в разных районах мониторинга всего в 0,70—1,29 раза. Таким образом, можно утверждать, что тяжёлые металлы содержатся в одинаковом количестве как в поверхностном, так и в подстилающем почвенном слое.

Поскольку основным видом хозяйственной деятельности в изучаемом районе является добыча угля, большая часть поступающих в почву загрязняющих веществ так или иначе связана с угледобычей. Основными веществами, содержание которых подлежит контролю в почвах таких районов, в соответствии с приложением Е Рекомендаций «Организация и функционирование системы специальных наблюдений за состоянием природной среды в районах развития угледобывающей промышленности и сопутствующих производств» Р52.23.581—97 являются ПАУ, в том числе бенз(а)пирен, нефтяные углеводороды, железо, марганец, кадмий, медь, мышьяк, никель, ртуть, свинец, цинк и т.д.

Комплексная оценка степени загрязнённости почв, согласно (МУ 2.1.7.730—99), была проведена по суммарному показателю химического загрязнения (Z_c). Показатель Z_c определяется как сумма коэффициентов концентрации отдельных компонентов загрязнения по формуле

$$Z_c = K_{c_1} + \dots + K_{c_i} + \dots + K_{c_n} \quad (n - 1), \quad (5.1.1)$$

где n — число определяемых компонентов; K_{c_i} — коэффициент концентрации i -го компонента, равный кратности превышения содержания данного компонента над фоновым содержанием.

Если значение показателя Z_c меньше 16, это свидетельствует о допустимой степени загрязнения почв, при значениях Z_c в интервале от 16 до 32 степень загрязнения считается умеренно опасной, при значениях Z_c от 32 до 128 — опасной, а при Z_c больше 128 — чрезвычайно опасной. Для отобранных проб почвы были рассчитаны суммарные показатели химического загрязнения Z_c по тем загрязняющим веществам, концентрации которых превышали установленные ПДК/ДК. В поверхностном слое почв опасная степень загрязнения ($Z_c > 32$) была зафиксирована в четырёх пробах, отобранных на склоне ручья, протекающего по территории пос. Баренцбург в районе расположения консульства, в районе склада стройматериалов и возле вертолётной площадки. Максимальное значение Z_c составило 93,7 (район расположения консульства). В остальных обработанных пробах значение суммарного показателя загрязнения почв не превышало 28,1, в среднем составляя 7,52.

В пробах слоя почвы 5—20 см опасная степень загрязнения наблюдалась в четырёх пробах, отобранных в районе вертолётной площадки и возле склада стройматериалов. Максимальное значение Z_c составило 79,5 (вертолётная площадка).

Характеристика степени загрязненности почв бенз(а)пиреном

Объект	Единица измерения	ПДК	Степень загрязненности		
			Умеренная	Значительная	Высокая
Почва	мкг/кг	20	20—30 и менее	31—100	Более 100

В остальных обработанных пробах значение суммарного показателя загрязнения почв не превышало 25,5, в среднем составляя 6,15. По результатам расчётов была установлена умеренно опасная степень загрязнения: в 15 случаях поверхностного слоя почвы и в девяти случаях нижележащего слоя. Наибольшие средние многолетние значения Z_c были отмечены для почвенного покрова пос. Баренцбург (14,0), его ближайших окрестностей (9,6) и вертолётной площадки (19,9). Значения суммарного показателя химического загрязнения почв фоновых районов в среднем составляли: для долины оз. Стемме 2,47, для долины р. Грён 3,76, для северо-восточных фоновых территорий 5,13.

Степень загрязненности почв бенз(а)пиреном оценивается по шкале, приведённой в табл. 5.1.7, в соответствии с Рекомендациями (Р 52.23.581—97).

По результатам расчётов было установлено 13 случаев высокой загрязненности почв и 22 случая значительной загрязненности почв бенз(а)пиреном. Следует отметить, что большинство зафиксированных случаев приурочены к почвам районов локального мониторинга (в первую очередь территории пос. Баренцбург и его ближайших окрестностей).

Подводя итог, можно сказать, что в целом загрязнение почв изучаемого района крайне неоднородно, сильно изменяется от года к году и выделить устойчивые изменения уровней содержания различных групп загрязняющих веществ пока не представляется возможным.

Характеристикой, наиболее показательной отражающей неоднородность межгодового распределения содержания загрязняющих веществ в почвенном покрове исследуемого района, является суммарный показатель химического загрязнения Z_c . Значения Z_c , рассчитанные для периода с 2002 по 2015 г. для верхнего (0—5 см) слоя почв, приведены на рис. 5.1.6.

Как видно из приведённой гистограммы, наиболее загрязненным районом является территория локального мониторинга, причём в ней в разные года выделяются разные по загрязненности районы. В целом динамику пространственного распределения загрязняющих веществ в почвенном покрове можно охарактеризовать следующим образом:

— наблюдается уменьшение антропогенной нагрузки на почвы пос. Баренцбург с одновременным увеличением нагрузки на почвы окрестных территорий;

— прослеживается увеличение загрязненности почвенного покрова в районе вертолётной площадки;

— наблюдается увеличение загрязненности почв районов фонового мониторинга;

— прослеживается увеличение загрязненности северо-восточных фоновых территорий в 2009—2015 гг. после относительного понижения уровней содержания ЗВ в 2006—2008 гг.;

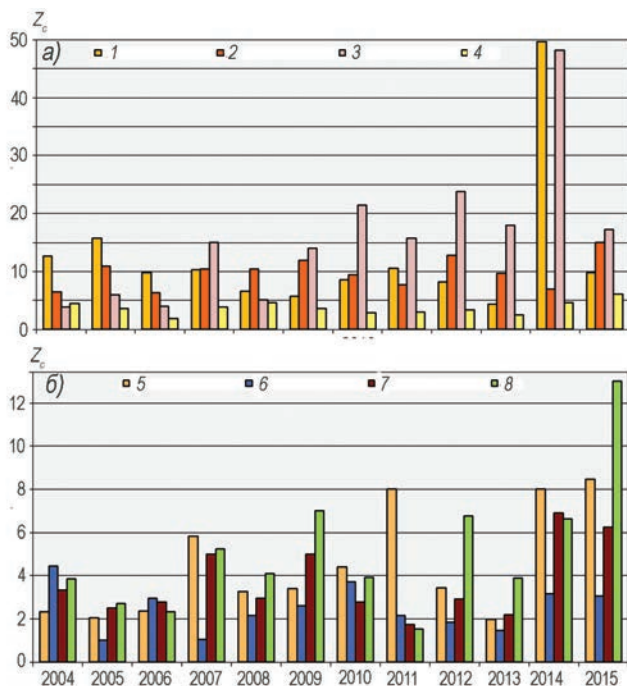


Рис. 5.1.6. Суммарный показатель химического загрязнения Z_c , рассчитанный за период с 2004 по 2015 г. для проб верхнего (0—5 см) слоя почвенного покрова.

Районы мониторинга: а) 1 — пос. Баренцбург; 2 — окрестности пос. Баренцбург; 3 — вертолётная площадка; 4 — отвалы горных пород и шлака от ТЭЦ; б) 5 — переходный район; 6 — оз. Стемме; 7 — р. Грэн; 8 — северо-восточные фоновые территории.

— наблюдаемые изменения можно связать с уменьшением промышленной нагрузки на экосистему района пос. Баренцбург, рекультивацией старых отвалов и свалок, а также с увеличением влияния на неё бурно развивающегося туризма.

Сравнивая данные, полученные в ходе проведенных в 2002—2015 гг. исследований загрязнения почвенного покрова в районе пос. Баренцбург, с материалами российских исследований (Добровольский, 1990; Кашулина, 2006; Кашулина, Кашулин, 2005), следует отметить схожесть некоторых из полученных результатов как в качественном, так и количественном отношении. Определенные трудности при сопоставлении результатов обусловлены разницей в методиках химико-аналитических исследований проб почв, а также несовпадением точек отбора проб, что позволяет только условно соотносить литературные данные по различным районам мониторинга с полученными нами результатами.

Из упомянутых работ следует, прежде всего, отметить исследование Г.М. Кашулиной (Кашулина, 2006). Из представленных в работе данных о концентрации тяжёлых металлов в пробах почв, отобранных в 2004 г., с результатами, полученными в ходе экспедиций СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун», согласуются далеко не все. На рис. 5.1.7 представлено сопоставление результатов по исследованию загрязнения почв тяжёлыми металлами, проведённое на основании данных ПАБСИ (Кашулина, 2006) и СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун».

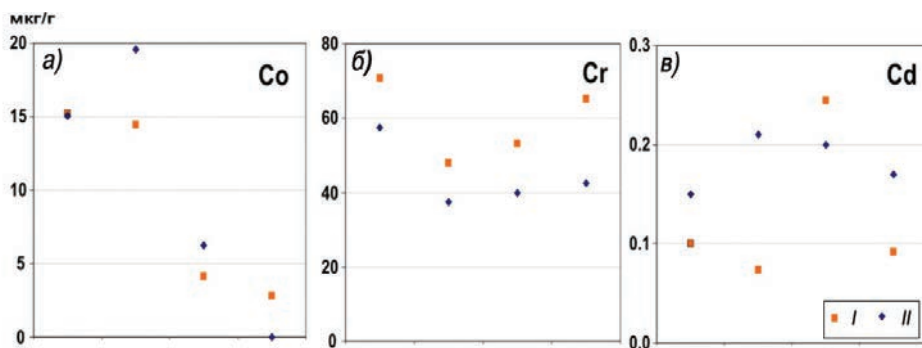


Рис. 5.1.7. Сопоставление данных о загрязнении почв исследуемого района тяжёлыми металлами: кобальтом (Co), хромом (Cr) и кадмием (Cd) по четырём наиболее репрезентативным точкам отбора проб.

Районы мониторинга: долина р. Грён в районе устья, район отвалов горных пород и шлака от ТЭЦ, побережье залива Ис-фьорд в районе Селисбухты, горный массив к северо-востоку от пос. Баренцбург.

I — данные СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун», II — Кашулина, 2006.

Многие зарубежные исследования (в первую очередь норвежские) посвящены загрязнению почв исследуемого района полихлорбифенилами. Так, в работе Jartun et al. (2008) приведены данные аналитических исследований почв на территории пос. Баренцбург на содержание ПХБ. В табл. 5.1.8 приведены данные норвежских исследователей (Jartun et al., 2008) в сопоставлении с данными мониторинга, проводимого Северо-Западным филиалом ФГБУ «НПО «Тайфун». Очевидно, что значения концентрации Σ ПХБ7, зафиксированные в пробах поверхностного слоя почв, отобранных в ходе экспедиций СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун», наиболее близки к значениям концентрации Σ ПХБ7 в почвах пос. Лонггир. Следует отметить значительную разницу в данных о загрязнении почв пос. Баренцбург, что может быть объяснено, прежде всего, различиями в методиках выбора мест отбора проб почв.

Норвежские исследователи отбирали пробы в специально выбранных местах (hotspot), где наиболее вероятны высокие значения концентрации ПХБ (места, где концентрировалась осыпающаяся со стен зданий старая краска, складировались разобранные строительные конструкции). При этом в отдельных пробах вполне ожидаемо были выявлены аномально высокие значения концентрации. Значительное расхождение медианы и среднего в норвежских данных указывает на существенную неравномерность распределения концентрации ПХБ по пробам.

Места отбора проб при исследованиях СЗФ ФГБУ «НПО «Тайфун» выбирались так, чтобы получать интегральную оценку загрязнения почв посёлка. В этом случае,

Таблица 5.1.8

Сравнение данных о загрязнении поверхностного слоя почв Σ ПХБ7

Источник	Район отбора проб	Концентрация, нг/г		
		Медиана	Среднее	Максимум
Jartun et al., 2008	Баренцбург	268,0	2960	28700
	Пирамида	172,0	1140	13900
	Лонггир	< 3,0	10,0	131,0
СЗФ ГУ «НПО «Тайфун», 2008	Баренцбург	40,6	52,0	120,5

как мы видим, медиана и среднее различаются незначительно, то есть распределение концентрации ПХБ в образцах более равномерное.

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВЕННЫХ ВОД

В настоящее время предельно допустимые концентрации загрязняющих веществ для почвенных вод в российских нормативных документах не разработаны. Согласно рекомендациям (СП 11—102—97), оценка уровня загрязнения почвенных вод проводилась с использованием «Критериев оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия», утверждённых Минприроды России 30 ноября 1992 г., которые устанавливают критерии оценки подземных вод в зонах влияния хозяйственных объектов. В качестве нормативных величин использовались ПДК и ОДК химических веществ в воде водных объектов питьевого и хозяйственно-бытового водопользования, установленные санитарными правилами (ГН 2.1.5.1315—03; ГН 2.1.5.2280—07). Дополнительно в соответствии с рекомендациями (СП 11—102—97) оценка загрязнения вод выполнялась согласно критериям, приведённым в работе *Neue Niederlandische Liste*.

Почвенные воды исследовались по 118 показателям; при этом гигиеническими нормативами нормируются 45 показателей (по индивидуальному значению или по сумме концентраций группы соединений), *Neue Niederlandische Liste* — 41.

Для почвенных вод района расположения пос. Баренцбург превышение ДК, установленных в соответствии с зарубежными нормами (*Neue Niederlandische Liste*), отмечено для соединений группы ЛАУ (бензол до 14,9 ДК, толуол 5,0 ДК, орто-ксилол 2,5 ДК); для группы ПАУ (нафталин до 9,2 ДК, фенантрен 4,9 ДК, флуорантен 10,9 ДК, бенз(а)пирен 25,0 ДК, бенз(а)антрацен 6,5 ДК, хризен 13,0 ДК, бенз(ghi)перилен 15,0 ДК, бенз(к)флуорантен 42,0 ДК, индено(1.2.3-cd)пирен 135 ДК и 2,7 УВ); для тяжёлых металлов (цинк 5,5 ДК, никель 30,7 ДК и 6,1 УВ, кобальт до 16,5 ДК или 3,3 УВ, кадмий до 2,8 ДК, хром до 1,7 ДК и сумма ПХБ до 2,3 ДК). По остальным нормируемым показателям превышений ДК в почвенных водах обследованного района за период 2002—2015 гг. не обнаружено.

В почвенных водах рассматриваемого района максимальные превышения ПДК и ОДК по гигиеническим нормативам содержания вредных веществ (ГН 2.1.5.1315—03; ГН 2.1.5.2280—07) зафиксированы в долине р. Грён в 2010 г. для тяжёлых металлов, включая содержание железа (до 35 ПДК), марганца (до 232 ПДК), никеля (до 31,4 ПДК) и кадмия (до 1,4 ПДК). Такие значительные концентрации металлов в почвенных водах в этом районе обусловлены, скорее всего, выщелачиванием этих элементов из эрозированных горных пород и, возможно, из отвалов заброшенных шахт, расположенных в районе среднего течения р. Грён. По другим нормируемым показателям превышений не обнаружено.

Согласно критериям санитарно-гигиенической оценки опасности загрязнения питьевой воды и источников водоснабжения химическими веществами, состояние почвенных вод рассматриваемого района соответствует «относительно удовлетворительной ситуации».

Анализируя пространственно-временную изменчивость содержания основных ЗВ в почвенных водах, следует иметь в виду, что уровень загрязнения зависит в значительной степени от местных физико-географических условий, формирующих особенности проникновения поверхностных и сточных вод в почву. Они определяются своеобразным рельефом местности, арктическим типом почв, наличием источников

загрязнения в водосборном бассейне, миграционными особенностями токсикантов, а также интенсивностью антропогенной нагрузки, связанной с хозяйственной деятельностью, осуществляемой на руднике Баренцбург. В период проведения наблюдений активность хозяйственной деятельности, осуществляемой на руднике, существенно изменялась из-за экономических условий, неоднократно наблюдались возгорание отвалов горных пород, пожары на шахте и затопление горных выработок. Всё это сказывалось на временной изменчивости содержания приоритетных ЗВ в почвенных водах характерных районов Баренцбурга. Общей тенденцией за период наблюдений являлось снижение объёмов добычи угля и сокращение численности населения посёлка. При этом в 2008—2015 гг. были выполнены значительные объёмы рекультивационных работ, проведено переоборудование ТЭЦ и обновление магистральных коммуникаций.

В пробах почвенной воды прослеживается снижение содержания НУ в почвенных водах северной части посёлка в период с 2002 по 2007 г., незначительный рост концентрации НУ в 2005 г. и существенный ее рост в 2011 и 2014 гг.

Повышение уровня содержания нефтепродуктов в 2011 г. отчетливо просматривается в почвенных водах, отобранных в районе свалки бытовых отходов и в районе склада горношахтного оборудования.

Повышение уровня содержания нефтепродуктов, зафиксированное в 2010 г. и, особенно, в 2011 г., отмечено практически на всех точках отбора почвенных вод, включая и точки фонового полигона. Наибольший рост концентрации НУ в почвенных водах отмечен в северной части посёлка и северо-восточной части фонового полигона, где содержание нефтепродуктов в почвенных водах было значительно выше по сравнению с 2008 г. В точках фонового полигона, расположенных к югу и западу от посёлка, концентрация НУ в 2011 г. также увеличилась. Все эти особенности связаны с характером хозяйственной деятельности в посёлке и степенью её интенсивности.

Рассматривая в целом состояние загрязнения почвенных вод района, можно выделить следующие характерные особенности:

— содержание основных групп загрязняющих веществ (НУ, ПАУ, ХОС и ряд ТМ, таких как цинк, марганец, кадмий) в почвенных водах посёлка и его окрестностей значительно выше содержания ЗВ в почвенных водах фонового полигона, что указывает на локальный характер их загрязнения, связанный с производственной деятельностью, осуществляемой в пос. Баренцбург;

— межгодная изменчивость содержания ряда определяемых ЗВ, включая ПАУ, ПХБ, цинк, медь и кадмий, характеризуется устойчивым снижением уровня их концентрации в почвенных водах локального и фонового полигонов до значений, близких к фоновым, начиная с 2005 г. и до настоящего времени;

— содержание ряда приоритетных ЗВ (НУ, ГХЦГ, ЛАУ, ДДТ, свинец, никель и марганец) в период с 2002 по 2015 г. не имеет выраженной тенденции к снижению, причем наблюдается разнонаправленное изменение уровня их содержания в почвенных водах в рассматриваемый период;

— перемещение свалок в рамках программы рекультивации вносит значительный вклад в загрязнение почвенных вод, приводя к увеличению содержания одних ЗВ и уменьшению содержания других в зависимости от природы самих ЗВ, в частности их способности к транслокации, однако этот вклад носит разовый характер и проведённая в дальнейшем рекультивация позволит понизить уровень загрязнения почвенных вод.

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Растительность на территории посёлка и его окрестностей представлена мхами (*Aulacomnium turgidum*, *Racomitrium lanuginosum*, *Sphagnum lindbergii*, *Polytrichum commune* и др.), лишайниками (*Cetraria ericetorum*, *Cetraria islandica*, *Flavocetraria nivalis* и т.д.) и сосудистыми растениями — осоками (*Carex rotundata*, *C. rariflora*, *C. aquatilis*), пушицей (*Eriophorum russeolum*, *E. scheuchzeri*, *E. polystachion*), горцем змеиным (*Poligonum bistorta*), дудником дягилевым (*Archangelica norvegica*), лабазником вязолистным (*Filipendula ulmaria*), золотарником лапландским (*Solidago lapponica*), карликовой стелющейся ивой (*Salix polaris*, *Salix reticulata*) и др.

В пробах растительного покрова, отобранных на территории посёлка и его окрестностей в 2002—2015 гг., проводилось определение концентрации ПАУ, хлорорганических соединений (включая ПХБ) и тяжёлых металлов (всего 63 показателя). Всего с 2002 по 2015 г. было отобрано 135 образцов сосудистых растений и 133 образца мхов на 16 пробных площадках исследуемого района. С учетом того что наиболее представительными видами растительности, встречающимися на всех выбранных площадках, являются мхи и сосудистые растения, были исследованы уровни содержания ЗВ именно в этих группах растительности.

Уровень содержания загрязняющих веществ в растительном покрове изучаемого региона изменяется в зависимости от видовой принадлежности растений и обусловлен несколькими факторами. Содержание ЗВ во мхах вследствие отсутствия у них развитой корневой системы в значительной степени зависит от химического состава атмосферных осадков. Помимо этого, мхи в силу своего приземного расположения, а также благодаря большей по сравнению с сосудистыми растениями поверхности способны аккумулировать большое количество пыли и атмосферных аэрозолей, состав которых также влияет на уровень их загрязнения. Кроме того, концентрация некоторых соединений может также зависеть и от морфологических особенностей отдельных видов мхов (от площади поверхности листьев и их шероховатости). Таким образом, загрязнение мхов в большей степени зависит от загрязнения атмосферного воздуха.

Концентрация загрязняющих веществ в сосудистых растениях, имеющих корневую систему и более гладкую по сравнению со мхами поверхность листьев, меньше зависит от загрязнения атмосферного воздуха и осадков. Большее влияние на загрязнение сосудистых растений оказывает загрязнённость почв, на которых они произрастают, и питающих их почвенных вод. На рис. 5.1.8 представлена корреляция содержания Σ ПХБ в пробах сосудистых растений с их концентрацией в почве.

По данным российских исследований (Кашулина и др., 2007), химический состав как мхов, так и сосудистых растений обусловлен сильным влиянием пыли. Высокая запыленность атмосферного воздуха на архипелаге Шпицберген в летний период объясняется тем обстоятельством, что большая часть поверхности архипелага представлена грунтами с редкой растительностью или полным ее отсутствием. Кроме того, увеличению запылённости способствуют сильный ветер и сложный горный рельеф.

Как и в случае районирования территорий для мониторинга загрязнения почвенного покрова, для отбора проб растительности было выделено семь районов в зависимости от удаления от посёлка и рудника Баренцбург, от высотного положения пробных площадок и наличия локальных источников загрязнения, в пределах каждого из которых проводилось обобщение данных, полученных в результате ис-

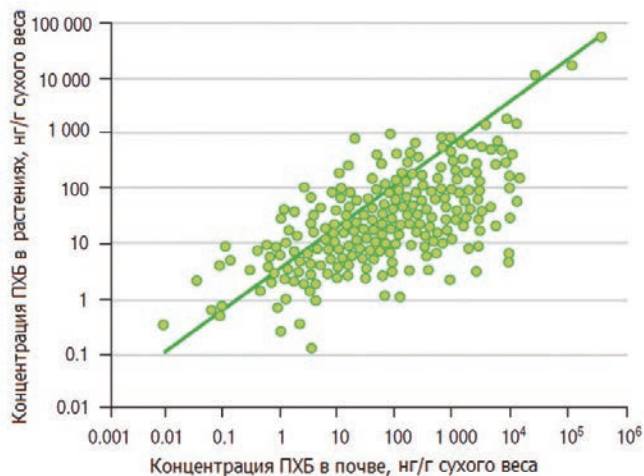


Рис. 5.1.8. Зависимость содержания ПХБ в сосудистых растениях от содержания в почве (Gubala et al., 1995).

следований проб. При изучении загрязнения растительного покрова, помимо прочего, необходимо учитывать и удалённость пробной площадки от побережья, так как данный микроклиматический фактор существенно влияет на повторяемость и объём выпадающих атмосферных осадков, являющихся одним из определяющих факторов при формировании уровня загрязнения растительного покрова (в первую очередь мхов). Таким образом, было выделено четыре района локального мониторинга:

- пос. Баренцбург и его ближайшие восточные и северо-восточные окраины (две пробные площадки в южном и в северном районе посёлка, а также две пробные площадки, расположенные к востоку от посёлка, удаленные от побережья зал. Грён-фьорд, где растительность не испытывает прямого антропогенного воздействия, однако подвергается загрязнению при соответствующих метеорологических условиях);

- окрестности пос. Баренцбург (три пробные площадки в районе свалки бытовых отходов, склада горношахтного оборудования и склада стройматериалов);

- район расположения вертолётной площадки;

- район расположения отвалов горных пород и шлака от ТЭЦ.

Также были выделены три района фонового мониторинга:

- долина р. Грён (две пробные площадки в долине и в дельте реки);

- долина оз. Стемме (две пробные площадки в долине озера);

- северо-восточные фоновые территории (две пробные площадки в долине Сахариассендален и на южном побережье залива Ис-фьорд).

К сожалению, ряды наблюдений по разным площадкам заметно различаются, вследствие чего рассмотрение загрязнённости растительного покрова на отдельных участках невозможно во временном аспекте. Также проблематично полное сравнение данных загрязнения растительности и почв в районах локального мониторинга, что, однако, компенсируется, большим объёмом данных о загрязнении фоновых территорий.

С 2002 по 2015 г. были изучены 135 образцов сосудистых растений и 133 образца мхов, отобранных на 16 пробных площадках в пределах указанных районов мониторинга в летне-осенний период. Основными объектами исследования являлись мхи (*Aulacomnium turgidum*, *Racomitrium lanuginosum*, *Sphagnum lindbergii*,

Фоновые значения концентрации загрязняющих веществ в растительном покрове

Загрязняющее вещество	Концентрация	
	Мхи	Сосудистые
Сумма полихлорбензолов, нг/г	0,75	0,30
Сумма ГХЦГ, нг/г	2,22	0,37
Сумма ПХЦД, нг/г*	0,35	0,25
Сумма ДДТ, нг/г	1,33	0,49
Сумма ПХБ, нг/г	7,13	3,64
Сумма ПАУ, нг/г	180	88,0
Свинец, мкг/г	3,39	0,02
Кадмий, мкг/г	0,17	0,01
Ртуть, мкг/г	0,085	0,060

* Сумма ПХЦД приведена как сумма цис- и транс-хлордана.

Polytrichum commune) и сосудистые растения (осоки (*Carex rotundata*, *C. rariflora*, *C. aquatilis*), пушица (*Eriophorum russeolum*, *E. scheuchzeri*, *E. polystachion*), горец (*Archangelica norvegica*, *Filipendula ulmaria*, *Solidago lapponica*) В образцах растительности проводилось определение концентрации полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), тяжёлых металлов и хлорорганических соединений (ХОС), включая ПХБ. Всего в ходе химико-аналитических исследований проводилось определение концентрации 63 различных соединений, а также выполнялся расчёт шести суммарных значений содержания групп загрязняющих веществ.

В российском природоохранном законодательстве концентрация загрязняющих веществ в растениях не нормируется. Поэтому для проведения количественной оценки уровня содержания основных ЗВ в объектах растительного покрова изучаемого района были использованы фоновые значения, рассчитанные на основании опубликованных данных российских и зарубежных арктических и субарктических исследований.

В табл. 5.1.9 приведены рассчитанные по материалам наблюдений, опубликованным в сборнике международной программы по мониторингу и оценке АМАР (АМАР Assessment..., 1998) фоновые концентрации загрязняющих веществ, характерные для растительного покрова Арктики. Как видно из приведённых данных, большие концентрации загрязняющих веществ характерны для низших растений.

Помимо фоновых значений, для сравнительной характеристики загрязнения растительного покрова изучаемого района были использованы расчётные комплексные показатели загрязнённости.

За весь период наблюдений (2002—2015 гг.) в сосудистых растениях было зафиксировано превышение фоновых концентраций по суммарному содержанию ПХБ 132 случая (98,0 % проб); по содержанию кадмия 124 случая (92 % проб); по содержанию свинца 119 случаев (88,1 % проб); по суммарному содержанию полихлорбензолов 114 случаев (84,4 % проб); по суммарному содержанию ДДТ и его метаболитов 113 случаев (83,7 % проб); по суммарному содержанию изомеров ГХЦГ 96 случаев (71,1 % проб); по суммарному содержанию ПАУ 81 случай (60 % проб); по суммарному содержанию ПХЦД 41 случай (30,4 % проб); по содержанию ртути 27 случаев (20 % проб).

Во мхах доля случаев превышения фоновых концентраций по сравнению с сосудистыми растениями была ниже и составляла: по содержанию свинца 118 случаев

(88,7 % проб); по суммарному содержанию ПХБ 110 случаев (82,7 % проб); по суммарному содержанию полихлорбензолов 96 случаев (72,2 % проб); по суммарному содержанию ПАУ 90 случаев (68 % проб); по суммарному содержанию ДДТ и его метаболитов 74 случая (55,6 % проб); по содержанию кадмия 58 случаев (43,6 % проб); по содержанию ртути 57 случаев (42,8 % проб); по суммарному содержанию ПХЦД 50 случаев (37,6 % проб); по суммарному содержанию изомеров ГХЦГ 17 случаев (12,7 % проб).

Для обеих исследуемых групп растительности наблюдались близкие повышенные уровни содержания свинца, полихлорбифенилов и полихлорбензолов, концентрация которых в образцах растительности превышала фоновую в 72—98 % случаев. В сосудистых растениях отметим высокую концентрацию кадмия (92 %). В отношении других загрязняющих веществ подобного явления отмечено не было. Таким образом, можно утверждать, что свинец, ПХБ и полихлорбензолы являются приоритетными загрязнителями растительного покрова исследуемой территории.

Суммарные значения концентрации полициклических ароматических углеводородов в сосудистых растениях превышали расчётные фоновые значения в среднем в 5,7 раза, а максимальные зафиксированные значения — в 11,4 раза. Кратность превышения фоновых суммарных значений концентрации ПАУ во мхах в среднем составляла 11,6, достигая в отдельных случаях 10—30. Несмотря на почти трёхкратную разницу в количественном содержании загрязняющих веществ в сосудистых растениях и во мхах, пространственное распределение полициклических ароматических углеводородов в обоих типах растительности практически идентично.

Пространственное распределение загрязняющих веществ в растительном покрове и повторяемость случаев превышения фоновой концентрации в образцах растительности приведены в табл. 5.1.10.

Таблица 5.1.10

Повторяемость (%) случаев превышения фоновой концентрации основных ЗВ в образцах растительного покрова за период наблюдений 2002—2010 гг.

Вид растительности	Район	ΣПАУ	Pb	Cd	Hg	ΣХБ	ΣГХЦГ	ΣДДТ	ΣПХЦД	ΣПХБ
Сосудистые растения	1	89,5	84,2	84,2	31,6	94,7	78,9	94,7	21	100
	2	100	66,7	33,3	33,3	100	83	100	16,6	100
	3	75	100	12,5	25	87,5	75	75	50	100
	4	75	91,6	91,6	8,3	91,6	50	83,3	33,3	100
	5	41	86,4	86,4	13,6	77,3	77,3	81,8	31,8	100
	6	50	80	100	10	85	55	80	25	95
Мхи	7	100	50	93,5	13	80,4	74	80,4	34,7	93,5
	1	94,1	64,1	70,6	76,4	82,3	64,7	29,4	76,5	100
	2	100	66,7	66,7	50	100	33,3	100	16,7	100
	3	87,5	100	75	62,5	87,5	25	50	87,5	100
	4	71,4	100	57,1	28,6	100	13,3	57,1	57,1	100
	5	71,4	100	42,9	28,6	78,6	0	13,3	42,9	71,4
	6	40	60	60	26,7	40	13,3	26,7	60	86,7
7	66,7	100	22,2	22,2	66,7	0	33,3	55,6	55,6	

Как видно из приведённой таблицы, максимальная повторяемость превышения фоновой концентрации наблюдается в растительности на территории пос. Баренцбург. Несколько реже повышенные уровни ЗВ наблюдались в окрестностях посёлка, а также в районе вертолётной площадки. Районы фоновоего мониторинга отличались низкой долей образцов растительного покрова, в которых концентрация ЗВ превышала фоновые значения. Однако следует отметить, что значения концентрации свинца, кадмия и полихлорбифенилов превышали фоновые в половине и более случаев даже на участках, считающихся фоновыми. При этом повторяемость случаев превышения фоновоего уровня ЗВ в сосудистых растениях заметно больше, чем во мхах, несмотря на то что абсолютные значения концентрации ЗВ во мхах в несколько раз больше, чем в сосудистых растениях.

Несмотря на значительную разницу в уровнях содержания основных загрязняющих веществ во мхах и в сосудистых растениях, межгодовая изменчивость их содержания в растительном покрове во многом схожа для обоих типов растительности. Это объясняется тем, что загрязнение как мхов, так и сосудистых растений происходит из одних и тех же источников, то есть те, и другие растения накапливают одни и те же загрязнители, но в разных пропорциях в зависимости от аккумулирующей способности каждого типа растительности.

Сравнительная оценка степени загрязнённости растительного покрова проводилась на основе расчёта комплексных коэффициентов загрязнённости (K_k), учитывающих степень накопления загрязняющих веществ различными видами растений и позволяющих учесть вклад контролируемых при этом групп ЗВ. Бо льшие значения K_k соответствуют бо́льшие степени загрязнённости растительного покрова. Коэффициент K_k рассчитывался по формуле

$$K_k = \left(\sum \frac{|x_i - \bar{x}|}{s} \right) / n, \quad (5.1.2)$$

где x_i — натуральный логарифм значения параметра, \bar{x} — среднее логарифмированное массива, s — стандартное отклонение логарифмированного массива, n — число параметров.

Для расчёта K_k использовались значения концентрации наиболее значимых токсикантов, а также значения суммарного содержания основных групп загрязняющих веществ (всего 15 параметров): нафталин, флуорен, антрацен, флуорантен, бенз(б)

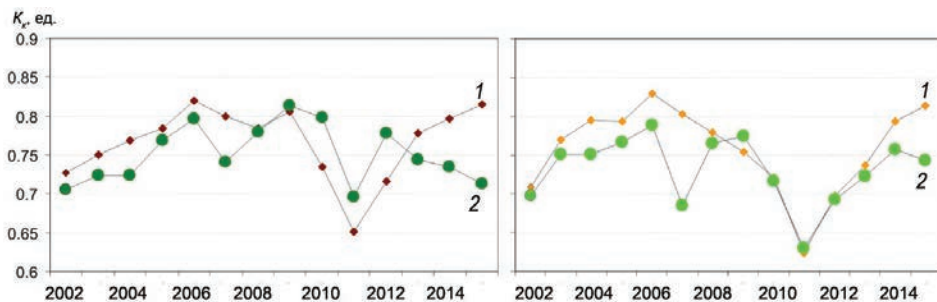


Рис. 5.1.9. Многолетняя изменчивость комплексного коэффициента загрязнённости K_k для проб растительного покрова по данным локального (слева) и фоновоего (справа) мониторинга.

1 — мхи, 2 — сосудистые растения.

флуорантен + перилен, бенз(к)флуорантен, бенз(а)пирен, Σ ПАУ, Σ ГХЦГ, Σ ДДТ, Σ ПХБ, цинк, кадмий, ртуть, мышьяк.

На рис. 5.1.9 представлена межгодовая изменчивость величины K_k для образцов растительного покрова, отобранных на территории локального и фонового мониторинга.

Из рисунка видно, что межгодовая изменчивость степени загрязненности растительного покрова в районах фонового и локального мониторинга имеет схожий характер. Наибольшие значения K_k на территории как локального, так и фонового мониторинга отмечены в 2006 и 2015 гг., общий минимум — в 2011 г. Подобный характер многолетней изменчивости загрязненности растительного покрова в целом наблюдается и для каждого отдельного поллютанта или группы загрязняющих веществ.

Кроме того, необходимо отметить следующие особенности изменения загрязненности. Для растительного покрова районов как локального, так и фонового мониторинга прослеживается тенденция к снижению уровней загрязнения вплоть до 2011 г. Это может быть обусловлено тем, что в период наблюдений (2002—2010 гг.) источники поступления загрязняющих веществ были локализованы, что сузило ареал распространения поллютантов, попадающих в растительный покров именно из местных источников.

ВЫВОДЫ

Выполнение в 2002—2015 гг. комплексной программы экологического мониторинга в районе расположения пос. Баренцбург позволило получить объективную оценку существующих уровней загрязнения природных сред на изучаемой территории и проследить межгодовые тенденции их изменений. По результатам исследований можно сделать следующие выводы.

1. Качество атмосферного воздуха в районе расположения пос. Баренцбург полностью соответствует действующим российским гигиеническим нормативам для воздуха населённых мест и директиве Совета Европейского союза 1999/30/ЕС от 22.04.1999 г. по стандартам загрязнения атмосферного воздуха.

2. Морские воды большей части залива Грён-фьорд в зимне-весенний и летне-осенний периоды с точки зрения рыбохозяйственных нормативов классифицируются как «чистые». Локальное загрязнение прибрежных вод залива Грён-фьорд связано с поступлением неочищенных хозяйственно-бытовых сточных вод в залив и не оказывает значительного влияния на качество вод залива в целом.

3. Воды оз. Стемме за весь период наблюдений характеризуются незначительной загрязненностью, соответствуют санитарно-гигиеническим нормам, предъявляемым к водоёмам питьевого и хозяйственно-бытового водопользования, относятся ко II классу качества («чистые») и выраженного тренда к ухудшению качества не имеют.

4. Качество воды р. Грён с 2007 г. по настоящее время характеризуется наличием выраженной тенденции к ухудшению состояния водного объекта. Если в 2007 г. качество воды в реке соответствовало третьему классу («умеренно загрязненная»), то в 2010 г. — уже седьмому классу («чрезвычайно грязная»). Наибольший вклад в общую оценку степени загрязнённости воды р. Грён вносят тяжёлые металлы, в особенности марганец, для которого отмечается характерное загрязнение очень высокого уровня, а также цинк, медь и никель. Для надежного выявления источников загрязнения необходимо проведение дополнительных исследований района водосбора реки.

5. Состояние почвенных вод рассматриваемого района, согласно критериям санитарно-гигиенической оценки опасности загрязнения питьевой воды и источников водоснабжения химическими веществами, соответствует «относительно удовлетворительной ситуации» и характеризуется следующими особенностями:

– содержание основных групп загрязняющих веществ (НУ, ПАУ, ХОС и ряд ТМ, таких как цинк, марганец, кадмий) в почвенных водах пос. Баренцбург и его окрестностей значительно выше уровней содержания ЗВ в почвенных водах, отобранных на фоновых точках, что указывает на локальный характер их загрязнения, связанный с хозяйственно-производственной деятельностью;

– межгодовая изменчивость содержания в почвенных водах ПАУ, ПХБ, цинка, меди, свинца и кадмия на всех точках наблюдений начиная с 2005 г. характеризуется устойчивым снижением уровня их концентрации до значений, близких к значениям в фоновых районах Арктики;

– содержание в почвенных водах НУ, ГХЦГ, ЛАУ, ДДТ, никеля и марганца за весь период наблюдений (2002—2015 гг.) характеризуются чередованием подъёмов и спадов уровня их концентрации;

– перемещение и ликвидация свалок в рамках программы рекультивации вносят неоднозначный вклад в загрязненность почвенных вод, уменьшая содержание одних ЗВ и увеличивая содержание других.

6. Снежный покров на территории пос. Баренцбург и его окрестностей в целом характеризуется относительно повышенными концентрациями хлорорганических пестицидов, ПХБ и некоторых ПАУ, ТМ по сравнению с фоновыми районами Арктики. Загрязнение снежного покрова ХОС связано в основном с глобальными источниками, ПАУ и ПХБ — с региональными и локальными.

Повышенные уровни концентрации ТМ в снежном покрове связаны с влиянием выбросов ТЭЦ, так как именно процесс сжигания угля является главным источником поступления в природную среду многих металлов. В угле и нефти присутствуют соединения практически всех металлов, значительное количество тяжёлых металлов выбрасывается в атмосферу с отходящими газами, а, кроме того, содержащиеся в золе тяжёлые металлы являются источником вторичного загрязнения при раздувании или размыве золоотвалов.

7. Загрязнение почвенного покрова изучаемого района подвержено значительной межгодовой изменчивости и крайне неоднородно, особенно на территории пос. Баренцбург и его санитарно-защитной зоны.

По суммарному содержанию НУ, ЛАУ, ХОП и ТМ почвы на территории пос. Баренцбург и его санитарно-защитной зоны характеризуются допустимой степенью загрязнения. На начальных этапах наблюдений в почвах отмечалось достаточно значительное содержание ПХБ и бенз(а)пирена. Однако начиная с 2005 г. концентрация ПХБ и бенз(а)пирена в почвенном покрове существенно снизилась и в настоящее время находятся на уровне ниже ПДК. Эта положительная динамика напрямую связана с уменьшением объёма выбросов от ТЭЦ в результате её модернизации, с сокращением добычи и транспортировки угля, с уменьшением выбросов от автомобильного и другого транспорта.

Вне пределов территории пос. Баренцбурга и его санитарно-защитной зоны загрязнение почв находится на уровне, характерном для района арктических тундр.

8. Характер загрязнённости растительного покрова районов фоновый и локальный мониторинга заметно различается. Наибольшие уровни загрязнения растительности фоновых районов были отмечены в 2003—2004 гг. В последующем наблюдалась устойчивая тенденция к уменьшению загрязнённости. Это объясняется тем, что в результате снижения интенсивности хозяйственной деятельности в районе пос. Баренцбург, локализации существующих источников загрязнения и рекультивационных работ сложились благоприятные условия для ослабления антропогенной нагрузки на растительный покров. На территории локального мониторинга существенных изменений уровня загрязнения растительного покрова не отмечается.

Полученные по результатам экологического мониторинга данные и выполненные оценки показали, что содержание основных групп загрязняющих веществ в районе пос. Баренцбург и его окрестностей является характерным для районов развития угледобывающей промышленности в Арктике. При этом в последние годы (2008—2015 гг.) в ряде объектов природной среды (атмосферный воздух, снежный покров, почвы, почвенные воды) в районе расположения пос. Баренцбурга отмечено снижение уровня содержания основных групп загрязняющих веществ, обусловленное проводимыми ФГУП ГТ «Арктикуголь» природоохранными мероприятиями, включающими реконструкцию ТЭЦ и ликвидацию ряда свалок.

Для получения более полной и достоверной информации об экологической ситуации в этом районе и других районах Шпицбергена, где велась хозяйственная деятельность российских предприятий, необходимо продолжение работ по фоновому и локальному экологическому мониторингу. При этом должен быть осуществлён переход на качественно новый уровень исследований, который может быть обеспечен ресурсами и инфраструктурой созданного в Баренцбурге Российского научного центра.

Сегодня Шпицберген фактически представляет собой международный полигон, где проводятся комплексные исследования в различных областях наук о Земле. Создание на архипелаге современной российской системы наблюдений за загрязнением природной среды обеспечит интеграцию российских исследователей в международное научное сообщество, их участие в международных научных программах и проектах. Такая система, в работе которой будет принимать участие широкий круг отечественных научных организаций, позволит разрабатывать и испытывать новейшие методики экологического контроля и готовить высококвалифицированных специалистов, способных решать как научные, так и практические задачи. Эта система должна включать в себя фоновый экологический мониторинг и локальный мониторинг во всех районах расположения действующих и законсервированных российских предприятий (посёлки Баренцбург, Пирамида, Колсбей и акватории заливов Грэн-фьорд, Ис-фьорд и Билли-фьорд). Такой подход обеспечит получение систематических оценок изменений экологической обстановки на контролируемых участках побережья и морской акватории с учётом техногенного воздействия на природу промышленных предприятий и развивающейся туристической инфраструктуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- ГН 1.2.1323-03. Гигиенические нормативы содержания пестицидов в объектах окружающей среды (с изменениями от 4, 25 февраля 2004 г., 6 марта 2006 г.).
- ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования.

ГН 2.1.5.2280-07. Ориентировочные допустимые уровни (ОДУ) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования и дополнениями к ним ГН 2.1.5.2307-07 и ГН 2.1.5.2312-08.

ГН 2.1.6.1338-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест.

ГН 2.1.6.2309-07. Ориентировочные безопасные уровни воздействия (ОБУВ) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест.

ГН 2.1.7.2041-06. Гигиенические нормативы «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве».

ГН 2.1.7.2042-06. Гигиенические нормативы «Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве».

ГОСТ 17.3.1.02-83. Охрана природы. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения.

Гохман В.В. Режим стока рек на о. Зап. Шпицберген // Материалы гляциологических исследований. 1988. № 62. С. 96—103.

Демешкин А.С. Содержание загрязняющих веществ в донных отложениях залива Грён-фьорд арх. Шпицберген // Труды института прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова. М.: ИПГ, 2011. Вып. 90. С. 260—265.

Директива Совета Европейского Союза 1999/30/ЕС от 22.04.1999 по стандартам загрязнения атмосферного воздуха.

Директива Совета Европейского Союза 98/83/ЕС от 3.11.98 по качеству воды, предназначенной для потребления человеком.

Добровольский В.В. Геохимия почв Шпицбергена // Почвоведение. 1990. № 2. 520 с.

Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР: XXX (договор № 1/23-01 от 26.05.2001 г.) раздел «Состояние водных ресурсов о. Зап. Шпицберген в современных условиях» / Рук. С.М. Прямыков. СПб: ААНИИ. 2001.

Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР: XXX (договор № 1/23-01 от 26.05.2001 г.) раздел «Результаты экспедиционного обследования состояния поверхностных вод о. Зап. Шпицберген по гидрохимическим показателям» / Рук. С.М. Прямыков. СПб: ААНИИ. 2001.

Кашулина Г.М. Геохимические особенности почв окрестностей пос. Баренцбург, Шпицберген В. сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена: сб. труды науч.-практич. конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. Вып. 6. С. 321—330

Кашулина Г.М., Кашулин Н.А. Химический состав поверхностных вод окрестностей Баренцбурга, Шпицберген. В сб.: Комплексные исследования природы Шпицбергена: труды науч.-практич. конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 308—314.

Кашулина Г.М., Баскова Л.А., Лихачев А.Ю. Химический состав растений окрестностей Баренцбурга // Ежегодник Кольской ГМК. Мурманск, 2007. № 5 (2). 234 с.

Матишов Г.Г., Савинов В.М., Далё С., Савинова Т.Н., Киллие Б. Современный уровень загрязнения хлорированными и нефтяными углеводородами донных отложений губы Печенга, Баренцево море // Докл. РАН. 1998. Т. 361 (3). С. 425—428.

Методические рекомендации по формализованной оценке качества поверхностных и морских вод по гидрохимическим показателям. Госкомгидромет СССР. 1988.

МУ 2.1.7.730-99. Методические указания «Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест».

Нормативы качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативы предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения, утв. Приказом Росрыболовства № 20 от 18.01.2010.

- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2002 г. Архипелаг Шпицберген. Мельников С.А., Граевский А.П., Мякошин О.И. М., 2003.
- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2003 г. Архипелаг Шпицберген / Мельников С.А., Клопов В.П., Граевский А.П., Даровских А.Н., Мякошин О.И. М., 2004. С. 376—381.
- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2004 г. Архипелаг Шпицберген / Мельников С.А., Кийко О.А., Даровских А.Н., Мякошин О.И., Граевский А.П. М., 2005. С. 160—163.
- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2005 г. Архипелаг Шпицберген / Мельников С.А., Клопов В.П., Граевский А.П., Мякошин О.И., Крутелев С.П. М., 2006. С. 172—185.
- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2006 г. Архипелаг Шпицберген / Мельников С.А., Клопов В.П., Граевский А.П., Мякошин О.И., Крутелев С.П. М., 2007. С. 150—156.
- Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2007 г. Архипелаг Шпицберген / Демин Б.Н., Клопов В.П., Граевский А.П., Мякошин О.И., Демешкин Д.С. М., 2008. С. 152—159.
- Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2008 г. Комплексная оценка загрязнения окружающей среды побережий арктических морей и архипелага Шпицберген / Демин Б.Н., Демешкин А.С., Граевский А.П. М., 2009. С. 161—170.
- Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2009 г. Комплексная оценка загрязнения окружающей среды побережий арктических морей и архипелага Шпицберген / Демин Б.Н., Демешкин А.С., Граевский А.П. М., 2010. С. 156—164.
- Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2010 г. Комплексная оценка загрязнения окружающей среды побережий арктических морей и архипелага Шпицберген / Демин Б.Н., Демешкин А.С., Граевский А.П. М., 2011. С. 163—174.
- ПХБ на Шпицбергене. Губернатор Свальбарда, Отдел охраны природы. Отчет №: 1/2008. С. 45. URL: www.sysselmannen.no [дата обращения 06.08.2018].
- РД 52.23.581-97. Организация и функционирование системы специальных наблюдений за состоянием природной среды в районах развития угледобывающей промышленности и сопутствующих производств.
- РД 52.23.643-2002. Методические указания. Метод комплексной оценки степени загрязненности поверхностных вод по гидрохимическим показателям.
- РД 52.43.2-94 «Охрана природы. Комплексное обследование загрязнения природных сред промышленных районов с интенсивной антропогенной нагрузкой».
- Анциферова А.Р.* Результаты комплексных гидрометеорологических наблюдений и мониторинга загрязнения окружающей среды на архипелаге Шпицберген / В сб.: Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Науч.-практич. конф. М.: Геос, 2010. Вып. 10. С. 338—345.
- Российские геологические исследования на Шпицбергене 1962—1996 гг./ Под ред. А.А. Красильщикова. СПб, 1998. 228 с.
- СП 11-102-97 Инженерно-экологические изыскания для строительства. М.: Госстрой России, 1997.
- AMAP Assessment 2002: Heavy Metals in the Arctic. © Arctic Monitoring and Assessment Programme, 2005. Published by Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2005.
- AMAP Assessment 2002: Persistent Organic Pollutants in the Arctic. Published by Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2004.

AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Published by Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 1998.

Arctic Pollution 2009. AMAP. Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo. 2009.

Canadian Arctic Contaminants Assessment Report. Ottawa, 1997.

Evenset A. Forurensning ved bosetting på Svalbard. Behov for oppfølgende undersøkelser og tiltak APN-4900.01 (Akvaplan-niva AS Report: 4900-1, 2010) URL: www.sysselmannen.no [дата обращения 06.08.2018].

Evenset A., Ottesen R.T. Norsk og russisk overvåking av PCB-forurensning ved bosettinger på Svalbard: Sammenligning av felt- og analysemetoder og resultater. Akvaplan-niva rapport 4330-1. 2009. 31 p.

Gubala C.P., Landers D.H., Monetti M., Heit M., Wade T., Lasorssa B. and Allen-Gil S. The rates of accumulation and chronologies of atmospherically derived pollutants in Arctic Alaska, USA // *The Science of Total Environment*. 1995. V. 160/161 P. 373—380.

Jartun M., Ottesen R.T., Volden T. and Lundkvist Q. Local sources of polychlorinated biphenyls (PCBs) in Russian and Norwegian settlements on Spitsbergen Island, Norway // *J. Toxicology and Environmental Health*, May 4th, 2008.

Mannion J., Jarvinen O., Tuominen R. and Verta V. Survey of trace elements in lake waters of Finnish Lapland using ICP-MS technique // *The Science of the Total Environment*. 1995. V. 160/161. P. 433—439.

Neue Niederlandische Liste. Altlasten Spektrum 3/95.

5.2. АЭРОЗОЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ АТМОСФЕРЫ В БАРЕНЦБУРГЕ

*В.Ф. Радионов, О.Р. Сидорова, Л.П. Голобокова, О.И. Хуриганова,
Т.В. Ходжер, С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, Д.Г. Чернов,
В.С. Козлов, М.В. Панченко*

В изучении атмосферного аэрозоля (частицы широкого диапазона размеров 10—10 000 нм) можно выделить три основных аспекта: влияние аэрозоля на радиационные процессы и формирование климата, роль в обменных процессах (перенос вещества в системе континент — атмосфера — океан) и антропогенное воздействие на окружающую среду. Получение исходной информации по указанным направлениям основывается на измерении концентрации аэрозольных частиц и параметров их микроструктуры, содержания поглощающего вещества («сажи»), определении характеристик аэрозольного ослабления (рассеяние, поглощение) солнечной радиации всей толщей атмосферы и химического состава частиц.

Существенная изменчивость, свойственная аэрозолю, обусловлена многообразием типов аэрозольных частиц (форма, химический состав, размеры) и процессов их трансформации в атмосфере под влиянием многочисленных факторов — метеоусловий, атмосферной циркуляции, солнечной инсоляции, а также вида подстилающей поверхности как одного из важных источников аэрозоля. Пространственные различия геофизических условий, формирующих пространственные неоднородности распределения аэрозоля, приводят к необходимости проведения натурных исследований в разных регионах планеты. Особый интерес представляют наблюдения за аэрозольной составляющей атмосферы в полярных областях Земли. Поскольку там практически отсутствуют источники антропогенного аэрозоля, то можно было надеяться на получение минимальных — фоновых для земного шара — значений, характеризующих эту составляющую атмосферы.

Самолётные измерения аэрозольных характеристик, проведённые американскими учёными во второй половине 1970-х годов, показали, что в Арктике концентрация аэрозольных частиц в зимний период более чем на порядок превышает летние значения. Концентрация частиц возрастает с высотой, достигая максимума на уровне 2—3 км, а иногда выше («арктическая дымка»). В составе частиц были обнаружены повышенные концентрации элементов и соединений, связанных с промышленными выбросами. Эти факты свидетельствуют о том, что арктическая дымка имеет в основном не природное, а антропогенное происхождение.

Первые и наиболее многочисленные экспедиционные измерения оптических и микрофизических характеристик арктического аэрозоля были выполнены российскими учеными в 1970—1980-х годах в высоких широтах на арктических островах и на дрейфующих станциях «Северный полюс». В результате проведённых исследований было установлено относительно высокое содержание аэрозоля в зимне-весенний период, которое кратно превышает летние и осенние значения. Это, на первый взгляд, неожиданно, поскольку Арктика обеднена не только антропогенными источниками аэрозоля, но и природными, так как в значительной степени (по времени и территории) покрыта снегом и льдом. Обнаруженная особенность объясняется выносом аэрозоля из промышленно развитых и плотно заселённых районов Евразии и Америки и сезонным изменением атмосферной циркуляции. Перенос загрязнённых

воздушных масс из умеренных широт в высокие наиболее интенсивно происходит в зимний период. Накоплению аэрозоля способствуют также инверсионная стратификация атмосферы, характерная для холодного периода. В результате для всех арктических станций главной особенностью является ярко выраженный весенний максимум аэрозольного загрязнения атмосферы — так называемая арктическая дымка (Кондратьев, Биненко, 1981; Маршунова, Мишин, 1988; Бартенева и др., 1991; Радионов и др., 1994; Русина, Радионов, 2002).

ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ХХ ВЕКА

Анализ результатов многолетних наблюдений прямой солнечной радиации на актинометрической сети станций в Арктике показал, что с конца 1950-х годов наблюдалась устойчивая тенденция уменьшения интегральной прозрачности, или увеличения интегральной оптической толщины атмосферы (ИОТ) (рис. 5.2.1). Этот

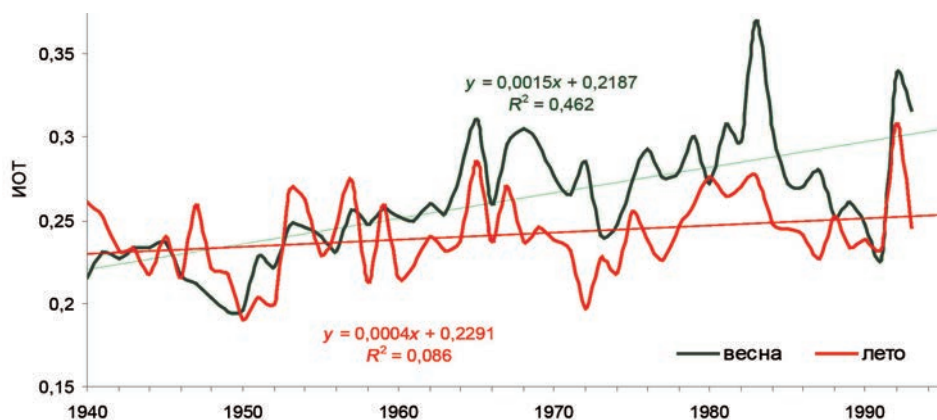


Рис. 5.2.1. Многолетняя изменчивость средних значений ИОТ в весенние (март — май) и летние (июль — август) месяцы на о-ве Диксон.

эффект, особенно ярко выраженный весной, связан в первую очередь с ростом аэрозольного замутнения атмосферы выбросами из антропогенных источников и частично с последствиями мощных вулканических извержений — Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. (Радионов и др., 1994).

Однако надёжные количественные оценки состояния и изменений аэрозольной составляющей атмосферы можно было получить только в результате прямых наблюдений. В разные годы в нескольких районах в Арктике были организованы наблюдения за аэрозольно-оптическими характеристиками атмосферы (табл. 5.2.1).

Спектральная аэрозольная оптическая толщина атмосферы позволяет по сравнению с интегральной (по спектру) получить более корректную информацию об особенностях ослабления солнечной радиации за счёт атмосферного аэрозоля в отдельных участках спектра. На рис. 5.2.2 приведены средние месячные значения спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 500 нм — АОТ (500). Они измерены в трёх пунктах российской Арктики: Купол Вавилова на о-ве Октябрьской Революции (79° 29' с.ш., 96° 50' в.д.) на архипелаге Северная Земля; о-в Диксон (73° 31' с.ш., 80° 20' в.д.); о-в Котельный (75° 27' с.ш., 140° 50' в.д.).

Наблюдения за аэрозольно-оптическими характеристиками атмосферы в Арктике

Место	Координаты	Период
Дрейфующая станция СП-22	72—76° с.ш., 135° з.д. — 160° в.д.	Май — октябрь 1979 г.
Купол Вавилова, о-в Октябрьской революции, арх. Северная Земля	79° 29' с.ш., 96° 50' в.д.	1979, 1981 — 1986, 1988
о-в Врангеля	71° 14' с.ш., 179° 24' з.д.	Апрель — июнь 1984 г., апрель — май 1985 и 1986 гг.
Дрейфующая станция СП-28	82° с.ш., 168° в.д.	Апрель — май 1987 г.
о-в Диксон	73° 31' с.ш., 80° 20' в.д.	1981, 1983—1990 гг.
о-в Котельный	75° 27' с.ш., 140° 50' в.д.	1985—1989 гг.
Экспедиция «Север-44»	69—82° с.ш., 60—118° в.д. и 68—76° с.ш., 119—191° в.д.	Апрель — май 1992 г.
Экспедиция «Север-45»	72—82° с.ш., 60—120° в.д.	Март — апрель 1993 г.
о-в Циглера, Земля Франца-Иосифа	80° 58' с.ш., 57° 25' в.д.	Март — апрель 1994 г.

Из рис. 5.2.2 отчетливо видно, что на арктических станциях аэрозольная составляющая атмосферы, максимальная в конце зимы — начале весны каждого года, резко — в несколько раз — уменьшается к лету.

Результаты измерений спектральной прозрачности атмосферы, выполненные в 1978 и 1979 гг. на дрейфующей станции СП-22, подтвердили очень малое аэрозольное ослабление солнечной радиации в Центральном Арктическом бассейне летом (Сакунов и др., 1981).

Регулярные исследования аэрозоля в приземном слое атмосферы в российской Арктике были начаты в мае — июне 1979 г. на архипелаге Северная Земля и продолжались в последующие годы (Сакунов и др., 1981; Бартенева и др., 1991).

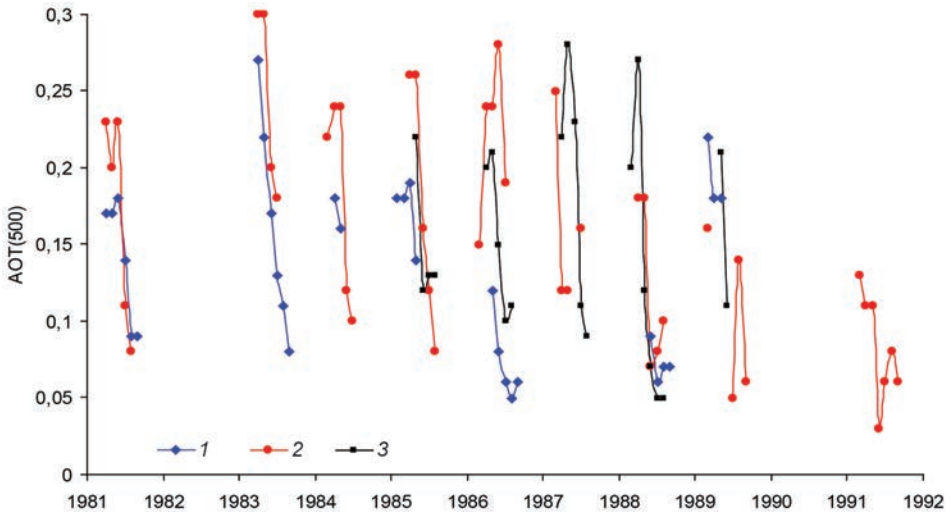


Рис. 5.2.2. Внутригодовая и многолетняя изменчивость аэрозольного ослабления солнечной радиации на станциях в Российской Арктике в 1981—1991 гг.

1 — арх. Северная Земля, 2 — о-в Диксон, 3 — о-в Котельный.

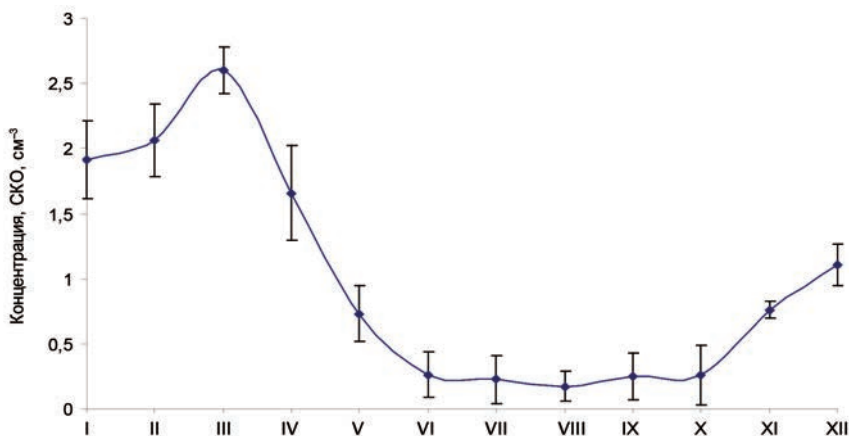


Рис. 5.2.3. Средние месячные значения счётной концентрации аэрозольных частиц размером более 0,4 мкм и их среднее квадратическое отклонение (СКО) на о-вах архипелага Северная Земля по данным наблюдений за 1979, 1981, 1983, 1984—1986 гг.

Счётная концентрация аэрозольных частиц. Было установлено наличие сезонного хода счётной концентрации аэрозольных частиц с максимумом в зимне-весенний период и минимумом в летние месяцы (рис. 5.2.3).

Из рисунка видно, что средние месячные значения счётной концентрации частиц летом (июнь — октябрь) меньше, чем зимой (январь — март), более чем на порядок. Такая же закономерность внутригодового хода концентрации аэрозоля в приземном слое воздуха наблюдалась во всех пунктах Арктики, где в разные годы выполнялись наблюдения. В этом заключается основная особенность аэрозольной составляющей атмосферы Арктики.

Анализ данных аэрозольных наблюдений показал, что внутригодовая и межгодовая изменчивость счётной концентрации частиц зависит от синоптических процессов, особенностей переносимых воздушных масс и метеорологических характеристик в период проведения наблюдений (Бартенева и др., 1991). Большое влияние на состав арктического воздуха оказывает вынос аэрозоля из промышленно развитых районов Евразии и Северной Америки. Следовательно, содержание аэрозоля в Арктике существенно образом зависит от интенсивности антропогенных эмиссий в умеренных широтах и дальнего переноса загрязнённых воздушных масс в высокие широты.

Функция распределения аэрозоля по размерам. Большая часть измерений дисперсного состава аэрозоля в Арктике выполнена фотоэлектрическими счётчиками, позволяющими восстанавливать функцию распределения частиц по размерам только для относительно крупных частиц, эффективный диаметр которых превышает 0,4 мкм. Лишь дважды — в мае 1985 г. на о-ве Врангеля и в апреле 1994 г. на о-ве Циглера, Земля Франца-Иосифа, — измерения характеристик аэрозоля охватывали диапазон размеров от 0,005 до 10 мкм.

В целом по данным всех измерений в различных пунктах Арктики, несмотря на широкие пределы изменчивости концентрации частиц, характер распределения их по размерам сохранялся в течение года и от года к году. Спектр размеров арктического аэрозоля субмикронной ($0,1 \text{ мкм} < R < 1 \text{ мкм}$) и грубодисперсной ($R \geq 1 \text{ мкм}$) фракций в первом приближении описывается законом Юнге $dN/d(\lg R) \sim R^{-n}$ (R — радиус частицы).

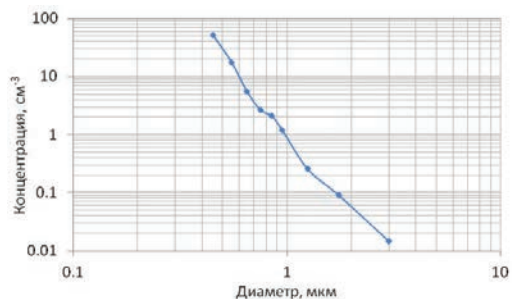


Рис. 5.2.4. Функция распределения аэрозольных частиц по размерам в апреле 1994 г. на о-ве Циглера, архипелаг Земля Франца-Иосифа.

Показатель степени n в различных пунктах Арктики изменялся в пределах от 3 до 3,5. Лишь в мае 1985 г. на о-ве Врангеля его среднее значение составляло $n = 4$.

На рис. 5.2.4 в качестве примера представлена функция распределения частиц по размерам по данным измерений на о-ве Циглера (Smirnov et al., 1998). Она хорошо описывается законом Юнге с показателем степени $n = 3$.

Сезонное различие спектров размеров аэрозоля состоит в том, что в холодный период года диапазон зарегистрированных размеров частиц шире, чем в тёплый. Летом, как правило, не регистрировались частицы размером более 4 мкм, а в отдельных случаях — 1,5 и 2 мкм. С февраля по май основной вклад в массовую концентрацию аэрозоля вносили частицы размером более 1 мкм — от 60 до 80 %.

Химический состав приземного аэрозоля. Первые представления о химическом составе атмосферного аэрозоля на архипелаге Шпицбергене, полученные в норвежском научно-исследовательском центре в Нью-Олесунне, датируются концом 1970-х годов (Larsson et al., 1979; Heintzenberg et al., 1981). В составе аэрозоля были определены концентрации главных ионов (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , Na^+ , Ca_2^+ , K^+ , Mg_2^+ , NH_4^+) и некоторых элементов (Ti, Cr, Mn, Ca, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni). Сравнение химического состава и распределения частиц по размерам с результатами, полученными в других арктических районах, подтвердило существовавшую тогда гипотезу о том, что в зимний период арктический аэрозоль испытывает большое влияние антропогенных источников, расположенных в средних широтах. Позднее было установлено, что воздушные потоки переносят в Арктику широкий спектр загрязняющих веществ, включая соединения серы и азота (Fenger et al., 2013). Значимый вклад в загрязнение атмосферы архипелага вносят круизные суда. Как показано в работе Zhan et al. (2014), в атмосфере пос. Нью-Олесунн во время захода судов концентрация ионов Ca_2^+ в аэрозоле возрастала в среднем в десять раз, ионов K^+ — в пять раз, ионов SO_4^{2-} — в три раза.

Вышеперечисленные (преимущественно эпизодические) наблюдения в арктических широтах дали возможность получить оценки основных характеристик аэрозольной составляющей атмосферы и их внутригодовой изменчивости: спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы, счётной и массовой концентрации аэрозольных частиц, параметров распределения частиц по размерам. Было установлено, что они формируются под влиянием дальнего переноса загрязнённых воздушных масс из умеренных широт в высокие.

В последующие годы расширился список измеряемых параметров и начался их мониторинг — регулярные многолетние наблюдения на стационарных станциях

(АМАР, 2011). В 2011 г. такие наблюдения были начаты и в Российском научном центре на Шпицбергене (РНЦШ) в пос. Баренцбург.

**АЭРОЗОЛЬНО-ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ
И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ
ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА АРХ. ШПИЦБЕРГЕН В ПОС. БАРЕНЦБУРГ
В 2011—2016 гг.**

На станции Баренцбург, где расположен Российский научный центр на Шпицбергене (РНЦШ) (Саватюгин, Соловьянова, 2011), в 2011 г. сотрудниками ААНИИ, ИОА СО РАН и ЛИИ СО РАН были начаты ежегодные наблюдения за характеристиками арктического аэрозоля. Исследования выполнялись и продолжают выполняться в рамках Межведомственной программы научных исследований и наблюдений на архипелаге Шпицберген при финансовой поддержке проектов АААА-А17-117021310142-5 и АААА-А16-116122110065-4, финансируемых Минобрнаукой России.

Измерения оптических, микрофизических характеристик и химического состава аэрозольных частиц в атмосферном воздухе направлены на выявление особенностей их изменчивости для различных временных масштабов (сутки, месяц, сезон, год) в западном секторе российской Арктики. При накоплении достаточного объёма данных они дадут возможность разработать эмпирические оптические и микрофизические модели аэрозоля в Арктическом регионе, необходимые для радиационных и климатических моделей.

Лаборатория, в которой размещена аппаратура, расположена в здании на юго-западной окраине посёлка. С восточной стороны станция ограничена возвышенностью высотой около 250 м, с западной стороны находится залив Грэн-фьорд. На состояние окружающей среды пос. Баренцбург немаловажную роль оказывает промышленная деятельность. Шламоотвалы угледобывающей промышленности приводят к деградации растительного покрова и геологических формаций, которые впоследствии создают условия для эрозии поверхности (Tomczyk, Ewertowski, 2010). Кроме того, необходимо учитывать выбросы в атмосферу от теплоэлектростанции, расположенной на удалении около 0,5 км в юго-юго-западном направлении от места расположения лаборатории. Источником пылевых и сажевых частиц при соответствующих направлении и скорости ветра становится также не покрытая снегом подстилающая поверхность. В последнее время увеличилась нагрузка на экосистему за счёт туристической индустрии и строительства новой инфраструктуры.

Начиная с весны 2011 г. на территории РНЦШ в пос. Баренцбург (78,06' с.ш., 14,22' в.д.) в течение полярного дня (апрель — сентябрь) ежегодно выполнялись измерения следующих характеристик: аэрозольной оптической толщи атмосферы (АОТ) в диапазоне спектра 0,34—2,14 мкм; общего влагосодержание атмосферы; счётной концентрация частиц, N_d диаметром более 0,3 мкм; распределения частиц по размерам dN/dR , где R — радиус частиц; массовой концентрации сажи МВС.

Измерения АОТ выполнялись с помощью солнечных фотометров SPM и SP-9 (Сакерин и др., 2012а). По полученным данным рассчитываются спектральные АОТ τ_λ^a и параметры α , β формулы Ангстрема:

$$\tau^a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} . \quad (5.2.1)$$

Кроме того, по данным измерений в ИК диапазоне спектра ($\lambda > 1$ мкм) определялись две составляющие АОТ, обусловленные ослаблением радиации грубо- и мелкодисперсным аэрозолем:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f = \tau^c + m \cdot \lambda^{-n}, \quad (5.2.2)$$

где m и n — параметры аппроксимации спектрального хода τ_λ^f . Грубодисперсный компонент находился по минимальным значениям АОТ в диапазоне 1,24 — 2,14 мкм, а мелкодисперсный оценивался для длины волны 0,5 мкм как остаточная толща: $\tau_{0,5}^f = \tau_{0,5}^a - \tau^c$ (Сакерин и др., 2014).

Измерения микрофизических параметров аэрозольных частиц и массовой концентрации сажи в их составе выполнялись комплексом аппаратуры (мобильная аэрозольная станция) в приземном слое воздуха в режиме круглосуточного почасового мониторинга. Комплекс содержал оптические счётчики частиц фирмы Grimm и АЗ-10, а также четырёхволновый двухканальный аэталометр МДА-02 (Козлов и др., 2008). Счётчики частиц использовались для измерений полной счётной концентрации N_A (см⁻³) и распределения частиц по размерам dN/dR (см⁻³ · мкм⁻¹), где R — радиус частиц, в диапазоне $R = 0,15 \dots 5$ мкм (Grimm) либо в диапазоне $R = 0,15 \dots 2,5$ мкм (АЗ-10). Аэталометр МДА-02 обеспечивал круглосуточную регистрацию массовой концентрации поглощающего вещества M_{BC} (мкг · м⁻³) («сажи», чёрного углерода, *Black Carbon*) в атмосферном аэрозоле с чувствительностью около 10 нг/м³ при прокачке через прибор 30 литров воздуха.

По данным измерений счётчиками частиц рассчитывались и анализировались следующие параметры микроструктуры:

- 1) счётные концентрации субмикронного N_f ($R = 0,2 \dots 0,5$ мкм) и крупнодисперсного N_c ($R = 0,5 \dots 5$ мкм) аэрозоля, их отношение N_c/N_f ;
- 2) объёмные распределения частиц по размерам $dV_i/dR_i = 4/3 \cdot \pi R_i^3 dN_i$ (мкм² · см⁻³), где dN_i и R_i — счётные концентрации частиц и средние радиусы для i -го интервала размеров;
- 3) массовая концентрация аэрозоля M_A (мкг/м³) для плотности аэрозольного вещества $\rho = 1,5$ г/см³;
- 4) эффективный радиус частиц $R_{эф}$ (мкм) в полном и субмикронном диапазонах размеров:

$$R_{эф} = \left(\int R^3 (dN_A / dR) dR \right) / \left(\int R^2 (dN_A / dR) dR \right) = (3/4) V/S, \quad (5.2.3)$$

где V (мкм³/см³) и S (мкм²/см³) — полные удельный объём и поперечное сечение ансамбля аэрозольных частиц. Интегрирование в измеренном диапазоне размеров.

Эффективный радиус $R_{эф}$ является обобщенным микроструктурным параметром распределения частиц по размерам и широко используется для анализа особенностей изменчивости (сезонной, межгодовой и др.) дисперсного состава аэрозоля под воздействием различных динамических процессов (Рахимов и др., 2013; Croft et al., 2016).

Важная роль при обработке и анализе полученных данных отводилась выборке реализаций,отягощенных влиянием локальных источников аэрозоля, а также влиянием других факторов (возможных неблагоприятных метеорологических условий: низкая облачность, туманы, осадки и пр.). В некоторых случаях, при соответствующем направлении ветра, проявлялось воздействие основного местного локального источника аэрозоля — дымовых выбросов трубы ТЭЦ, расположенной на расстоянии около 0,5 км в юго-юго-западном направлении от пункта наблюдений. В массивах данных такие реализации проявлялись в виде повышенных концентраций (максимумов) содержания аэрозоля и сажи и исключались из обработки.

Для определения химического состава аэрозоля и содержания в воздухе газообразных примесей периодически производился отбор проб на фильтры путём

прокачки не менее 10—12 м³ воздуха. Отбор и анализ проб осуществлялись в соответствии с Руководством, используемым при наблюдениях в международных сетях мониторинга EANET (Acid Deposition Monitoring Network East Asia) и EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) (ЕМЕП, 1996). Определение ионного состава аэрозолей (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, NH₄⁺, Cl⁻, NO₃⁻, Br⁻, SO₄²⁻) выполнялось методом ионной хроматографии в аттестованной лаборатории гидрохимии и химии атмосферы ФГБУ Лимнологический институт СО РАН (Иркутск). Внедрение стандартизированной методики количественного химического анализа определения ионов позволило обеспечить получение результатов измерения при доверительной вероятности $P = 0,95$ с точностью до 4 %. Качество выполняемых анализов неоднократно подтверждалось участием в межлабораторных сличительных испытаниях по международным программам под эгидой ЕМЕП, WMO и сети EANET (EANET, 1998—2015).

В табл. 5.2.2 представлен объём полученных данных для каждого года измерений и в условно выделенные сезоны.

Таблица 5.2.2

Число дней (часов) измерений аэрозольно-оптических характеристик атмосферы и число отобранных на фильтры проб аэрозоля в 2011—2016 гг.

Период наблюдений	Измерения АОТ	Микрофизические характеристики		Число проб аэрозоля
		$N_{A^*} M_A$	M_{BC}	
19 апреля — 31 августа 2011 г.	31 (194)	74 (1469)	58 (1094)	37
21 апреля — 28 августа 2012 г.	25 (73)	57 (1079)	92 (1956)	37
15 апреля — 8 сентября 2013 г.	13 (64)	35 (655)	35 (725)	35
22 апреля — 30 августа 2014 г.	37 (135)	75 (1402)	69 (1453)	76
30 апреля — 28 сентября 2015 г.	68(393)	95 (2126)	150 (3303)	54
14 апреля — 30 сентября 2016 г.	61 (298)	159 (3126)	170 (3492)	45
Общее количество данных	235 (1157)	495 (9857)	574 (12023)	284
Весна	87 (441)	195 (3739)	199 (4087)	121
Лето	78 (389)	161 (3423)	169 (3669)	68
Осень	70 (327)	139 (2695)	206 (4267)	95

Объём данных, полученных в течение неполного года, недостаточен для описания детального годового хода АОТ по декадным или месячным значениям. Поэтому оценки сезонной изменчивости проводились для трёх нестандартных сроков — начала, середины и конца тёплого периода: 1) апрель — май (условно весна); 2) июнь — июль (условно лето); 3) август — октябрь (условно осень). Сначала рассчитывались средние значения всех параметров для каждого часа измерений, по ним — средние за сутки, затем — средние для месяцев и трёх условных сезонов (весна, лето, осень) каждого года и уже по ним определялись статистические характеристики: средние, минимальные, максимальные значения и среднеквадратические отклонения (СКО).

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АОТ

Сорокалетние исследования в различных районах Арктики (Бартенева и др., 1991; Радионов и др., 1994; Herber et al., 2002; Tomasi et al., 2015 и др.) показали, что среднемесячные значения АОТ (0,5 мкм) изменяются в пределах от 0,03 до 0,15 и характеризуются примерно двукратным спадом в течение светлого времени года.

В этом же диапазоне изменялись значения АОТ и в трёх пунктах наблюдений на арх. Шпицберген (Нью-Олесунн, Хорсунн, Баренцбург) в 2002—2013 гг. (Tomasi et al., 2015): величина $\tau_{0,5}^a$ в среднем уменьшалась от 0,08—0,11 весной до 0,03—0,07 осенью. Случаи повышенного замутнения атмосферы весной, известного как арктическая дымка, объясняются выносом мелкодисперсного аэрозоля из Северной Евразии и Америки, что подтверждается статистикой траекторий движения воздушных масс (Виноградова, Пономарева, 2012; Виноградова, 2014) и большими значениями показателя селективности Ангстрема.

На рис. 5.2.5 показано изменение среднедневных значений АОТ (0,5 мкм) в зависимости от порядкового номера дня года по Юлианскому календарю за весь период наших измерений в пос. Баренцбург.

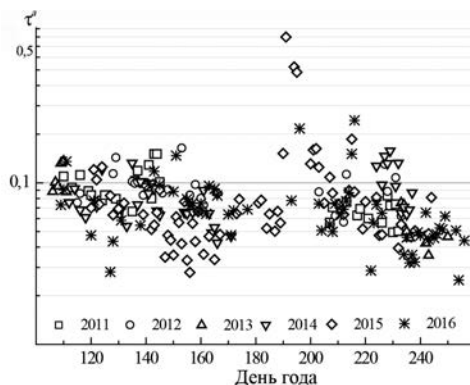


Рис. 5.2.5. Вариации среднедневных значений АОТ в пос. Баренцбург в 2011—2016 гг.

По оси абсцисс отложен порядковый номер дня года по Юлианскому календарю.

Случай, когда наблюдалось самое значительное замутнение атмосферы (10—13 июля 2015 г.), будет далее проанализирован отдельно.

Ранее нами отмечался хорошо выраженный спад АОТ от весны к осени в 2011 и 2013 гг. (Сакерин и др., 2012б; Sakerin et al., 2015). Однако в данных за более продолжительный период (2011—2016 гг.) явно выраженного уменьшения АОТ от весны к осени не проявилось (рис. 5.2.5). Прослеживается только сезонный ход минимальных значений АОТ: весенний спад до 150—160 дня по Юлианскому календарю, летнее повышение до 200—210 дня и последующий спад до конца измерительного сезона. Заметим, что такая же закономерность изменения АОТ с весенним и летним максимумами характерна для большинства районов бореальной зоны Евразии (Исследование..., 2012; Абакумова, Горбаренко, 2008).

Количественная информация о сезонном изменении спектральных АОТ атмосферы приведена в табл. 5.2.3. На длине волны 0,5 мкм представлены более подробные данные для АОТ и двух её компонентов — τ^c и $\tau_{0,5}^a$. Для них приведены: средние значения \pm СКО; модальные (наиболее вероятные) значения, минимальные и максимальные значения.

Из статистических данных следует, что модальные значения мелкодисперсного компонента АОТ уменьшаются от весны к осени и гистограмма распределений осенью становится более узкой. Сезонные изменения грубодисперсного компонента незначительны.

Сезонная динамика $\tau_{0,5}^a$ аналогична сезонной динамике мелкодисперсного компонента $\tau_{0,5}^f$. Это обусловлено малой изменчивостью τ^c и преобладающим вкладом в АОТ мелкодисперсного аэрозоля: отношение ($\tau^c / \tau_{0,5}^a$) составляет 68—75 %. У параметров спектральной зависимости α , β , а также m и n сезонные различия существенно меньше значений их межсуточных вариаций (СКО).

Таблица 5.2.3

Статистические характеристики АОТ и влагосодержания атмосферы в пос. Баренцбург для трёх условно выделенных сезонов и общего массива данных (первая строка — среднее \pm СКО, вторая строка — модальное значение, третья строка — минимальное и максимальное значения)

Параметр	Весна	Лето	Осень	Общее
$\tau_{0,5}^a$	0,087 \pm 0,028 0,085 0,028 — 0,151	0,095 \pm 0,11 0,065 0,028 — 0,799	0,072 \pm 0,039 0,045 0,025 — 0,244	0,086 \pm 0,069 0,065 0,025 — 0,799
$\tau_{0,5}^f$	0,063 \pm 0,024 0,055 0,013 — 0,123	0,071 \pm 0,099 0,045 0,01 — 0,736	0,049 \pm 0,034 0,025 0,016 — 0,212	0,062 \pm 0,062 0,035 0,01 — 0,736
τ^c	0,025 \pm 0,013 0,023 0,008 — 0,066	0,024 \pm 0,018 0,018 0,005 — 0,124	0,023 \pm 0,012 0,018 0,002 — 0,058	0,024 \pm 0,014 0,018 0,002 — 0,124
τ^f/τ^a (0,5 мкм)	0,72	0,75	0,68	0,72
$\tau_{0,38}^a$	0,131 \pm 0,045	0,138 \pm 0,139	0,109 \pm 0,059	0,127 \pm 0,091
$\tau_{0,87}^a$	0,045 \pm 0,016	0,048 \pm 0,05	0,037 \pm 0,018	0,044 \pm 0,032
α	1,31 \pm 0,35	1,25 \pm 0,37	1,25 \pm 0,37	1,27 \pm 0,36
β	0,037 \pm 0,015	0,041 \pm 0,044	0,031 \pm 0,016	0,036 \pm 0,028
n	2,11 \pm 0,55	2,07 \pm 0,59	2,21 \pm 0,42	2,13 \pm 0,53
m	0,015 \pm 0,009	0,020 \pm 0,033	0,011 \pm 0,008	0,016 \pm 0,02
W	0,48 \pm 0,15	0,87 \pm 0,32	0,92 \pm 0,38	0,74 \pm 0,35

Среднее значение АОТ в пос. Баренцбург в периоды полярного дня за 2011—2016 гг. ($\tau_{0,5}^a = 0,086$) близко к данным на соседней станции Хорсунн (2008—2013) — $\tau_{0,5}^a = 0,09$ (Chen et al., 2016). Однако сезонные различия АОТ в Баренцбурге оказались заметно меньше, чем в других арктических районах в предшествующие годы и десятилетия (Бартенева и др., 1991; Радионов и др., 1994; Herber et al., 2002; Tomasi et al., 2015; Tomasi et al., 2012). В работе Chen et al. (2016) не указаны средние сезонные значения АОТ на ст. Хорсунн. Однако из приведённых в этой работе рисунков видно, что после 2010 г. произошло уменьшение как амплитуды сезонного хода (весна — осень), так и среднегодовых значений $\tau_{0,5}^a$. При этом уменьшилось содержание именно мелкодисперсного компонента и в основном в весенний период: от $\tau_{0,5}^f \sim 0,1$ в 2008—2010 гг. до $\tau_{0,5}^f = 0,04..0,08$ в 2011—2013 гг. Последнее значение согласуется с данными наших измерений в пос. Баренцбург весной 2011—2016 гг.: $\tau_{0,5}^f = 0,063$ (табл. 5.2.3). Такой характер многолетних изменений АОТ согласуется и с многолетними данными спутниковых (MODIS) измерений над соседним Гренландским морем в 2004—2015 гг. (Сакерин и др., 2017).

В эпизоде экстремального замутнения атмосферы (см. рис. 5.2.5) 10 июля 2015 г. АОТ ($\tau_{0,5}^a = 0,799$) почти в 10 раз превысила среднее значение за всё время

наших наблюдений. То, что данные измерений в этом случае не были ложными (облачность или локальный шлейф дыма), вытекает из следующих фактов. Увеличение АОТ не было кратковременным: оно началось вечером 9 июля и продолжалось не менее трёх дней. В этот же период увеличивалось содержание аэрозоля в приземном слое атмосферы, особенно счётная концентрация мелких частиц (Чернов и др., 2016). Аналогичное изменение АОТ (по величине и продолжительности) было зарегистрировано на соседней станции AERONET в пос. Хорсунн (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), расположенной на расстоянии 120 км от Баренцбурга.

Из совокупности этих фактов следует, что повышенное замутнение в период с 10 по 13 июля 2015 г. было обусловлено не местными источниками аэрозоля, а дальним переносом загрязненного воздуха. Данные траекторного анализа с высокой вероятностью свидетельствуют о том, что источником загрязнения атмосферы над арх. Шпицберген, помимо случаев выноса с территории Евразии, был вынос дымов лесных пожаров на Аляске. Это предположение подтверждается следующей информацией: спутниковыми картами очагов пожаров (<http://lance—modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/firemaps.cgi>); результатами измерений АОТ на станции AERONET в Барроу/Аляска (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>); а также динамикой спутниковых полей АОТ (<http://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov>), в которых отразилось движение дымового облака от Аляски до Шпицбергена в период с 7 по 9 июля 2015 г. Таким образом, на аэрозольное замутнение атмосферы на арх. Шпицберген оказывают влияние выносы аэрозоля не только с севера Евразии, но и с севера Американского континента. Редкие ситуации вторжения в арктическую атмосферу дымового аэрозоля из боральной зоны не только увеличивают средние значения АОТ (сезонные, годовые), но являются также основной причиной относительно больших межгодовых колебаний (Сагерин и др., 2017).

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, МЕЖГОДОВАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЧЁТНОЙ И МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ И МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ САЖИ

На рис. 5.2.6 представлены почасовые временные развёртки анализируемых характеристик за период 2011—2016 гг. Обращает на себя внимание большая изменчивость представленных характеристик в каждый год наблюдений: в несколько десятков раз для счётной и массовой концентрации и более чем в три раза для массовой концентрации сажи. За полный период наблюдений средние значения и пределы вариации часовых значений концентрации аэрозоля и сажи приведены в табл. 5.2.4.

Оценки показали, что взаимосвязь между средними значениями массовой концентрации аэрозоля и сажи практически отсутствует (коэффициент корреляции равен $-0,14$). Этот факт является одним из указаний на то, что источники и процессы трансформации этих двух видов аэрозольного вещества имеют разную природу. Невысокие значения коэффициента корреляции ($0,58$) между счётной и массовой концентрацией аэрозольных частиц объясняются тем, что вариации счётной концентрации связаны в основном с динамикой субмикронных частиц, а массовую концентрацию аэрозоля определяют преимущественно грубодисперсные частицы. В 2011 г. максимум средней за период наблюдений концентрации сажи в значительной степени определялся пылевым аэрозолем из местных источников в летний период года (Чернов и др., 2014), а в 2015 г. — дальним переносом дымов лесных пожаров из регионов Аляски и Якутии в июле — августе (Сагерин и др., 2017; Markowicz et al., 2016).

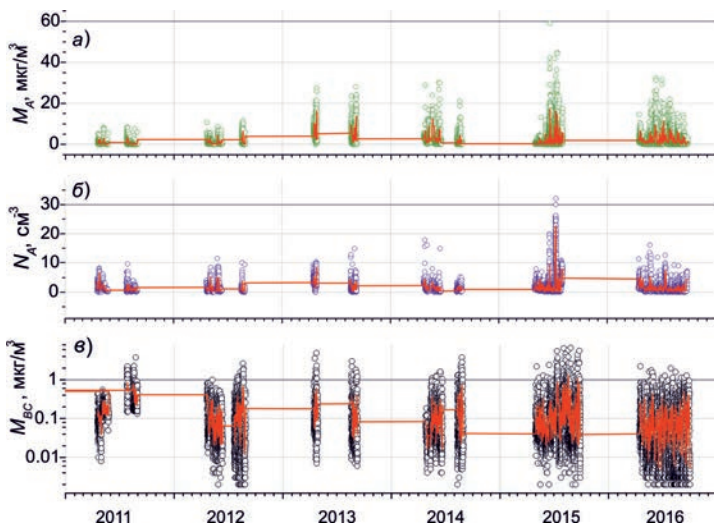


Рис. 5.2.6. Временной ход часовых значений массовой (а) и счётной (б) концентрации аэрозоля, а также массовой концентрации сажи (в) в 2011—2016 гг.

Сплошные линии — 30-суточное сглаживание.

Таблица 5.2.4

Статистические характеристики часовых значений концентрации аэрозоля и сажи в пос. Баренцбург в измерительные периоды 2011—2016 гг.

Параметр	Характеристика		
	Среднее \pm СКО	Минимум	Максимум
$N_A (> 0,3 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$	$7,51 \pm 9,95$	0,04	180
$N_A (> 0,4 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$	$1,53 \pm 2,0$	0,08	55
$M_A (> 0,4 \text{ мкм}), \text{ мкг/м}^3$	$2,07 \pm 2,25$	0,02	45
$M_{BC}, \text{ мкг/м}^3$	$0,151 \pm 0,158$	0,005	1,16

В изменчивости средних за полярный день значений счётной и массовой концентрации аэрозоля и концентрации сажи (рис. 5.2.7) за измерительный период для полярных дней 2011—2016 гг. наиболее сильно проявился максимум в 2013 г. ($N_A = 2,04 \text{ см}^{-3}$, $M_A = 5,89 \text{ мкг/м}^3$ и $M_{BC} = 0,183 \text{ мкг/м}^3$), сначала наблюдался рост, затем спад концентраций. Для средней концентрации сажи дополнительно проявился максимум в 2015 г., обусловленный приходом в район измерений шлейфов дымов лесных пожаров. Следует отметить, что для счётной и массовой концентрации аэрозоля в 2015 г. подобного максимума средних за полярный день значений концентрации не наблюдалось (рис. 5.2.7).

Однако «дымовой» максимум отчётливо проявился в динамике среднемесячных значений концентрации этих аэрозольных параметров. Так, в июле 2015 г. был достигнут максимум концентрации аэрозоля; по сравнению с июнем значения N_A возросли в среднем в три раза и значения M_A — в 1,8 раза для. Максимум M_{BC} в 2011 г., по-видимому, связан с повышенным вкладом в результаты измерений в весенне-летний период поглощающего аэрозоля от локальных источников (местные дымы и пыль, связанные с ремонтно-строительными работами в главном корпусе РНЦШ), а также с временным переносом в этом году аэрозольной станции из здания в операторский домик, расположенный на 100 м выше (на склоне прилегающей горы).

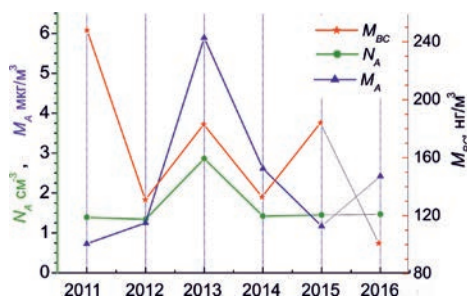


Рис. 5.2.7. Межгодовая изменчивость средних за полярный день значений концентрации аэрозоля ($d > 0,4$ мкм) и сажи в пос. Баренцбург за период с 2011 по 2016 г.

Оценки межгодовой изменчивости показали, что для концентрации сажи и аэрозольных параметров, характеризующих вклад грубодисперсной фракции частиц, положение максимумов и минимумов среднедневных значений концентрации хорошо согласуется с динамикой эффективного радиуса частиц $R_{эф}$. Это позволяет считать, что проявление экстремумов аэрозольных характеристик в значительной степени связано с межгодовыми изменениями дисперсного состава аэрозоля. Отметим, что значения $R_{эф}$ рассчитывались для средних за полярный день распределений частиц по размерам и учитывают вклад как субмикронных, так и грубодисперсных частиц. В межгодовой динамике 2011—2016 гг. средние значения эффективного радиуса частиц $R_{эф}$ варьировали в пределах от $0,41 \pm 0,20$ мкм в минимуме 2012 г. до $0,72 \pm 0,27$ мкм в максимуме 2013 г. и до $0,78 \pm 0,29$ мкм в максимуме 2015 г.

В табл. 5.2.5 приведены средние значения характеристик аэрозоля, сажи и эффективного радиуса частиц, их среднеквадратические отклонения и экстремальные значения для трёх условно выделенных сезонов (весна, лето, осень) и в целом за 2011—2016 гг.

Из приведённых статистических характеристик следует, что в годовом ходе наблюдается уменьшение концентрации частиц (N_A) и мелкодисперсной фракции (N_f)

Таблица 5.2.5

Статистические характеристики концентраций аэрозоля и сажи, эффективного радиуса частиц для трех условно выделенных сезонов и полного массива данных в 2011—2016 гг.

Характеристика	Весна	Лето	Осень	2011—2016 гг.
$N_A (> 0,4 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$	$1,78 \pm 1,33$ 0,098—8,07	$1,48 \pm 1,57$ 0,16—10,1	$1,23 \pm 0,88$ 0,17—4,66	$1,53 \pm 1,32$ 0,098—10,1
$N_f (0,4—1 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$	$1,68 \pm 1,26$ 0,108—7,27	$1,37 \pm 1,53$ 0,135—9,99	$1,15 \pm 0,82$ 0,16—4,65	$1,43 \pm 1,27$ 0,108—9,99
$N_c (1—10 \text{ мкм}), \text{ см}^{-3}$	$0,098 \pm 0,092$ 0,013—0,79	$0,109 \pm 0,086$ 0,011—0,53	$0,079 \pm 0,087$ 0,003—0,53	$0,096 \pm 0,089$ 0,003—0,79
N_c/N_f	$0,065 \pm 0,035$	$0,102 \pm 0,060$	$0,069 \pm 0,043$	$0,078 \pm 0,049$
$M_A (> 0,4 \text{ мкм}), \text{ мкг/м}^3$	$1,98 \pm 2,39$ 0,13—15,4	$2,22 \pm 2,01$ 0,083—11,4	$2,01 \pm 2,32$ 0,064—13,6	$2,07 \pm 2,25$ 0,064—15,4
$M_{BC}, \text{ мкг/м}^3$	$0,120 \pm 0,090$ 0,008—0,431	$0,129 \pm 0,151$ 0,005—0,946	$0,199 \pm 0,200$ 0,006—1,163	$0,151 \pm 0,158$ 0,005—1,163
$R_{эф}, \text{ мкм}$	$0,497 \pm 0,192$ 0,170—1,85	$0,757 \pm 0,359$ 0,178—1,90	$0,621 \pm 0,323$ 0,181—2,42	$0,621 \pm 0,250$ 0,170—2,42

Примечание. Первая строка — среднее \pm СКО, вторая строка — минимальное и максимальное среднесуточные значения.

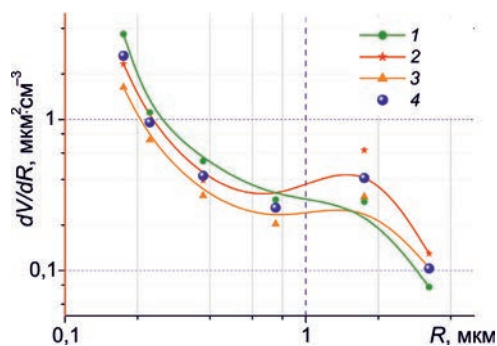


Рис. 5.2.8. Средние распределения частиц по размерам для весны (1), лета (2) и осени (3) и для полного массива данных за 2011—2016 гг. (4).

от весны к осени. Другая закономерность проявилась в годовом ходе содержания крупных частиц (N_c) — максимум счётной концентрации в летний период. Вследствие этого летний максимум наблюдается и у массовой концентрации частиц (МА), в которую наибольший вклад вносят именно крупные частицы.

Установленные особенности сезонной динамики концентрации аэрозолей, зависящих от вклада грубодисперсных частиц в величины N_c и N_c/N_p , хорошо согласуются с изменчивостью эффективного радиуса $R_{эф}$, летний максимум которого составляет 0,757 мкм. Оценки показали, что в апреле — сентябре вариации среднемесячных значений эффективного радиуса субмикронных частиц проявляются очень слабо. В этом случае среднее значение вариаций эффективного радиуса в 2016 г. составило $0,200 \pm 0,005$ мкм. Следует предположить, что для совокупности процессов трансформации частиц арктического аэрозоля (нуклеация, коагуляция, седиментация, сухое и влажное вымывание и др.) (Tomasi et al., 2015) сезонная динамика субмикронной фракции частиц в основном проявляется в постепенном уменьшении счётной концентрации от весны к осени.

На рис. 5.2.8 представлены средние за сезоны 2011—2016 гг. и за полный период наблюдений распределения объёмов частиц по размерам (dV/dR), пропорциональные их массовым концентрациям. В сезонной динамике распределений частиц прослеживаются отмеченные выше различия в изменчивости интегральных концентраций субмикронных и грубодисперсных частиц. В субмикронном диапазоне размеров ($d < 1$ мкм) максимальные значения (dV/dR) наблюдаются весной, а в грубодисперсном диапазоне ($d > 1$ мкм) — летом.

В Арктическом регионе летний рост эмиссии грубодисперсного аэрозоля обычно связывают с более интенсивным поступлением в атмосферу частиц пыли и морского аэрозоля с подстилающей поверхности, освобождающейся от снежного и ледяного покрова (Tomasi et al., 2015). Устойчивое же уменьшение общей концентрации частиц (N_A) от весны к осени обусловлено сезонным уменьшением содержания субмикронных частиц.

Годовой ход среднемесячных значений концентрации сажи M_{BC} на станции Баренцбург для различных периодов наблюдений в сравнении с данными наблюдений на арктических станциях Цеппелин (Ню-Олесунн, Шпицберген) и Алерт (Канада) приведён на рис. 5.2.9.

Основная особенность годового хода аэрозольной составляющей атмосферы на всех арктических станциях заключается в том, что в весенний период (апрель) наблюдались максимальные значения аэрозольного замутнения атмосферы и содержания сажи, известные как арктическая дымка (Quinn et al., 2007; Smirnov et

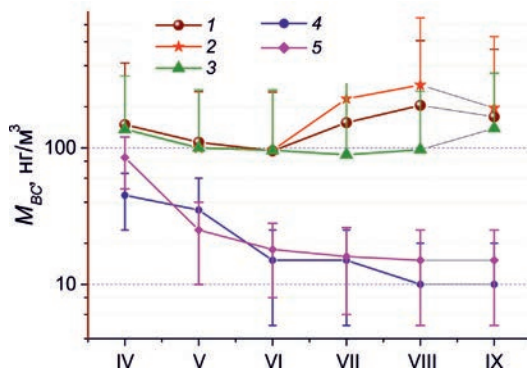


Рис. 5.2.9. Годовой ход среднемесячных значений концентрации сажи в различные годы по данным ст. Баренцбург в сравнении с данными для станций Цеппелин (Нью-Олесунн, Шпицберген) и Алерт (Канада).

1—3 — данные ст. Баренцбург за 2011—2016 гг. (1), 2015 г. (2) и 2016 г. (3); 4 — данные ст. Цеппелин; 5 — данные ст. Алерт.

al., 1998). Из рис. 5.2.9 видно, что для полного периода измерений в Баренцбурге при переходе от весны к лету происходит постепенное уменьшение среднемесячной концентрации сажи от $M_{BC} = 0,148 \pm 0,027 \text{ мкг}/\text{м}^3$ в апреле до минимальных значений $0,095 \pm 0,162 \text{ мкг}/\text{м}^3$ в июне. Дальний перенос дымов лесных пожаров в июле — августе 2015 г. привёл к резкому росту среднемесячной концентрации сажи в августе 2015 г. — до $0,29 \pm 0,61 \text{ мкг}/\text{м}^3$, превышающего почти в два раза весенний уровень концентрации. В результате средняя концентрация в августе за полный период измерений (2011—2016 гг.) возросла до максимального значения $M_{BC} = 0,205 \pm 0,405 \text{ мкг}/\text{м}^3$. Летние значения концентрации сажи за 2011—2016 гг. примерно в 1,5 раза превышают фоновый уровень за 2016 г. В 2016 г. наблюдалось минимальное значение средней за полярный день концентрации сажи $M_{BC} = 0,101 \pm 0,095 \text{ мкг}/\text{м}^3$.

Сравнение результатов измерений M_{BC} в 2016 г. с данными измерений в 1989—2011 гг. на станциях Цеппелин и Алерт (Eleftheriadis et al., 2009; Stone et al., 2014) показало, что на них уменьшение M_{BC} от весны к лету происходило с большей скоростью, чем в Баренцбурге, и не менялось в августе — сентябре. Среднемесячные значения M_{BC} на станции Баренцбург превышают в 1,7 раза в апреле и почти в пять раз летом значения, полученные на станциях Цеппелин и Алерт. Установленные различия следует объяснять повышенным вкладом в состав поглощающего вещества локальных источников аэрозоля в пос. Баренцбург и пыли, поступающей в атмосферу с подстилающей поверхности в тёплый период года.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА НА СТ. БАРЕНЦБУРГ

По результатам химического анализа 284 аэрозольных проб (см. табл. 5.2.1) рассчитывались средние значения концентрации ионов для каждого календарного месяца и трёх условно выделенных сезонов — весна, лето, осень. Статистические характеристики — средние, минимальные, максимальные значения и среднеквадратические отклонения (СКО) — определялись из средних результатов, рассчитанных для каждого года. Суммарное содержание ионов в составе аэрозоля изменялось в широком диапазоне — от 0,24 до 6,41 $\text{мкг}/\text{м}^3$.

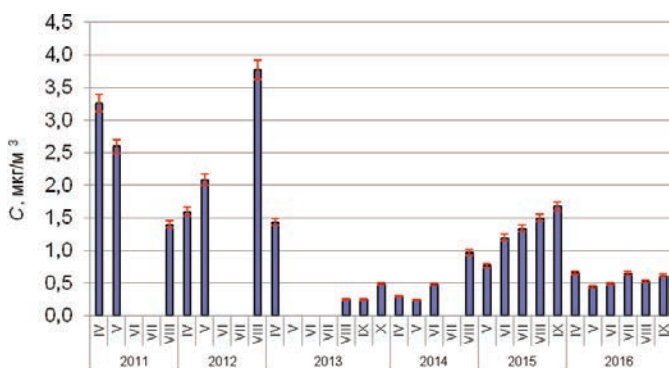


Рис. 5.2.10. Изменение суммарного содержания ионов в составе аэрозоля (апрель — октябрь 2011—2016 гг.).

Из рис. 5.2.10 видно, что наиболее высокие значения суммарной концентрации ионов наблюдались в 2011—2012 гг. Так, например, содержание иона SO_4^{2-} , одного из главных ионов в составе аэрозоля, достигало в июне 2012 г. $5,6 \text{ мкг/м}^3$. Высокие значения концентрации сульфатов в пос. Баренцбург не согласуются с данными для других регионов Арктики. На станции Норд (северо-восток Гренландии) содержание SO_4^{2-} в конце зимы и ранней весной, когда атмосфера Арктики испытывает наибольшее влияние антропогенных источников, составило от $0,54$ до $1,09 \text{ мкг/м}^3$ (Fenger et al., 2013). На станции Kevo (Финляндия), расположенной на расстоянии 350 км севернее Полярного круга и испытывающей влияние промышленной зоны Кольского полуострова, содержание сульфатов изменялось в пределах от $0,004$ до $0,10 \text{ мкг/м}^3$ (Yli-Tuomi et al., 2003). Высокое содержание сульфатов на территории пос. Баренцбург в 2011—2012 гг. могло быть обусловлено интенсивным строительством и капитальным ремонтом жилья и инфраструктуры в этот период (Шматова, 2012). В значительной мере загрязнение обусловлено работой ТЭЦ, ежегодно потребляющей около 30 тыс. тонн угля.

В 2012 г. на ТЭЦ Баренцбурга были проведены модернизация системы очистки дымовых газов и замена системы удаления золы и пыли, закончены работы по капитальному ремонту и строительству. В результате в 2013—2016 гг. суммарное содержание ионов в составе аэрозоля в среднем снизилось более чем в четыре раза (см. рис. 5.2.5). В связи с этим из статистических расчётов были исключены данные за 2011—2012 гг., которые отражают состояние атмосферы в период интенсивного антропогенного воздействия и не являются типичными для исследуемого региона. Увеличение концентрации ионов в 2015 г. совпало с периодом повышенного общего замутнения атмосферы и с большей вероятностью обусловлено случаями выноса воздушных масс с территории Евразии и дымов лесных пожаров на Аляске. Дальнейшие расчёты и анализ статистических характеристик проводились для 210 проб, отобранных в 2013—2016 гг., из которых 76 проб отобрано в начале светлого периода, 61 проба — в середине, 73 пробы — в конце. Результаты расчётов концентрации ионов в отдельные сезоны представлены в табл. 5.2.6.

Из табл. 5.2.6 и рис. 5.2.10 видно, что суммарное содержание ионов снижается от начального (весеннего) периода отбора к летним месяцам и вновь возрастает в более холодный (осенний) конечный период. Средняя сумма ионов в аэрозоле в летний период была в $1,5$ раза ниже, чем в весенний период, и в $1,6$ раза ниже, чем в осенний. Летний минимум отмечен как в суммарных концентрациях, так и по отдельным ионам. В районе Баренцбурга проявилась общность ионного состава аэрозоля в различные периоды:

Статистические характеристики ионного состава аэрозоля в пос. Баренцбург

Ион	Апрель — май	Июнь — июль	Август — октябрь
Na ⁺	0,104 ± 0,096 0,038—0,245	0,100 ± 0,093 0,026—0,204	0,166 ± 0,087 0,082—0,274
NH ₄ ⁺	0,088 ± 0,120 0,010—0,266	0,037 ± 0,002 0,036—0,040	0,055 ± 0,056 0,001—0,131
K ⁺	0,037 ± 0,024 0,008—0,064	0,016 ± 0,016 0,005—0,034	0,037 ± 0,028 0,007—0,067
Mg ²⁺	0,028 ± 0,038 0,001—0,084	0,014 ± 0,010 0,003—0,021	0,017 ± 0,009 0,005—0,027
Ca ²⁺	0,050 ± 0,061 0,016—0,141	0,046 ± 0,009 0,035—0,052	0,081 ± 0,041 0,050—0,137
Cl ⁻	0,349 ± 0,405 0,092—0,948	0,259 ± 0,210 0,099—0,497	0,364 ± 0,084 0,330—0,486
NO ₂ ⁻	0,006 ± 0,011 0,000—0,022	0,002 ± 0,002 0,000—0,004	0,003 ± 0,005 0,000—0,002
Br ⁻	0,000 ± 0,001 0,000—0,001	0,000 ± 0,000 0,000—0,000	0,002 ± 0,002 0,000—0,003
NO ₃ ⁻	0,067 ± 0,087 0,015—0,197	0,053 ± 0,044 0,015—0,102	0,039 ± 0,023 0,013—0,067
SO ₄ ²⁻	0,385 ± 0,365 0,080—0,914	0,230 ± 0,103 0,149—0,346	0,415 ± 0,199 0,157—0,578
PO ₄ ³⁻	0,011 ± 0,016 0,000—0,035	0,009 ± 0,014 0,000—0,025	0,014 ± 0,010 0,004—0,024
Сумма ионов	1,125 ± 1,211 0,270—2,916	0,769 ± 0,433 0,481—1,267	1,198 ± 0,358 0,649—1,796

Примечание. Верхняя строка — среднее ± СКО, нижняя — минимальные и максимальные концентрации ионов (мкг/м³).

преобладающими отмечены пары ионов с высокой степенью корреляции концентраций ($k > 0,8...0,9$): Na⁺, Cl⁻ и NH₄⁺, SO₄²⁻. Преобладание ионов Na⁺ и Cl⁻ указывает на влияние морского источника в формировании химического состава аэрозоля, в то время как NH₄⁺ и SO₄²⁻ свидетельствуют о воздействии континентального фактора. Уменьшение содержания ионов в аэрозоле от весны к лету согласуется с результатами многолетних исследований не только на арх. Шпицберген (Нью-Олесунн, Цеппелин) (Yamagata et al., 2009; Udisti et al., 2016), но и на других станциях Арктического региона — Барроу (Аляска) (Quinn et al., 2009), Норд (Гренландия) (Fenger et al., 2013), Алерт (Канада) (Sirois and Barrie, 1999). В составе аэрозоля в Баренцбурге преобладают те же ионы, что и на других арктических станциях с многолетними рядами наблюдений.

Средние значения суммы ионов в Баренцбурге в осенний период выше, чем в весенний. Различие между значениями для весны и осени наблюдается по более высоким концентрациям преобладающих ионов. Расчёт сульфатов и кальция морского (ss — SO₄²⁻, ss — Ca²⁺) и не морского (nss — SO₄²⁻, nss — Ca²⁺) происхождения (EMEP, 1996) указывает на поступление этих ионов в атмосферу преимущественно (> 90 %) с континентов.

Влияние различных факторов на изменение состава аэрозоля подтверждает анализ коэффициентов обогащения K аэрозольных частиц различными веществами по сравнению с их содержанием в морской воде (рис. 5.2.11). Величина K рассчитывалась по формуле (Yli-Tuomi et al., 2003).

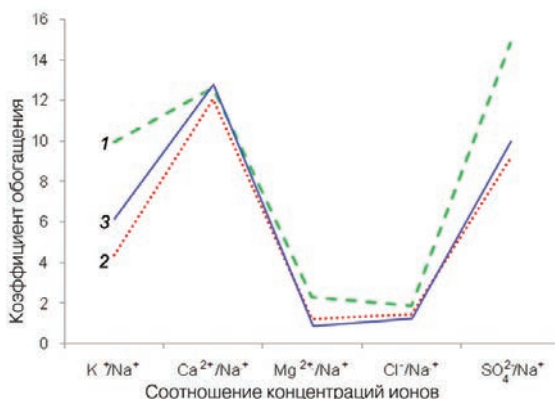


Рис. 5.2.11. Коэффициент обогащения аэрозольных частиц в атмосфере по данным ст. Баренцбург (Шпицберген) в разные сезоны года.

1) апрель — май, 2) июнь — июль, 3) август — октябрь.

$$K_i = \left(C_i / Na^+ \right)_{\text{аэр}} / \left(C_i / Na^+ \right)_{\text{мв}}, \quad (5.2.4)$$

где K — коэффициент обогащения, (C_i / Na^+) — концентрация i -го элемента относительно Na^+ в аэрозоле (аэр) и морской воде (мв).

Как следует из рис. 5.2.11, обогащение аэрозольных частиц магнием (Mg^{2+}) и хлоридами (Cl^-) во все сезоны близко к единице, что указывает на их преимущественно морское происхождение. В отличие от ионов Mg^{2+} и Cl^- наблюдается увеличение коэффициента обогащения для ионов кальция (Ca^{2+}), калия (K^+) и сульфат-ионов (SO_4^{2-}) с максимумом в весенний период. Если в начале апреля в Баренцбурге снег преимущественно рыхлый или слежавшийся и покрывает почву полностью, то к концу месяца появляются проталины. Интенсивное таяние снежного покрова происходит в мае (Архив погоды, 2013—2016). Возрастает эмиссия почвенного аэрозоля и химических соединений, накопившихся в снежном покрове, усиливается турбулентный теплообмен над оголёнными участками почвы, способствующий обогащению аэрозольных частиц компонентами эрозионного происхождения.

Увеличение запыленности воздуха в весенний период отмечался и на других станциях отбора проб. Так, например, в Восточной Сибири на фоновой станции «Монды», располагающейся на высоте 2000 м и удалённой от крупных промышленных центров, один из пиков повышения суммарной концентрации ионов в составе аэрозоля наблюдается в апреле. Аналогичное увеличение концентрации ионов в аэрозоле в весенний период определено и в крупном промышленном центре Иркутске (Голобокова и др., 2005). Повышение замутнённости атмосферы, связанное с переносом примесей, высвобождающихся при таянии снега, отмечено и в западных районах Сибири (Панченко и др., 1994).

Естественное поступление Ca^{2+} и K^+ в посёлке от деградированных, не покрытых снегом и льдом поверхностей отмечалось и другими авторами (Tomczyk, Ewertowski, 2010). Находящиеся в воздухе оксиды серы в присутствии сильных окислителей и при повышенной влажности воздуха становятся основными продуцентами сульфатов (Исидоров, 2001). Особенности рельефа и расположение объектов инфраструктуры в пос. Баренцбург оказывают влияние на накопление в атмосфере загрязняющих примесей. При ветрах северо-западной четверти в атмосферу постав-

ляется пыль со стороны угольного склада. Ветры юго-юго-западного направления приносят дымовые выбросы с ТЭЦ, при юго-западном направлении преобладает морская составляющая. Высокая повторяемость штилевых условий погоды, особенно весной (до 13,5 %) и осенью (до 18 %), не способствуют рассеянию поступающих в атмосферу веществ (Архив погоды, 2013—2016).

ВЫВОДЫ

Шестилетние наблюдения аэрозольной составляющей атмосферы — спектрального аэрозольного ослабления солнечной радиации во всей толще атмосферы, микрофизических характеристик аэрозольных частиц и их химического состава в приземном слое воздуха — в светлое время года, с апреля по октябрь, выявили некоторые особенности состояния воздушной среды пос. Баренцбург. Расположение посёлка вдоль залива Грёнфьорд, наличие с его восточной стороны горных образований, высокая повторяемость штилевых погодных условий и ветра с северной и южной составляющей способствуют накоплению в нижних слоях атмосферы различных примесей как естественного, так и антропогенного происхождения (из местных источников).

Локальные загрязнения практически не влияют на аэрозольную оптическую толщину атмосферы, но ощутимо сказываются на концентрации аэрозоля и сажи в приземном слое, а также на ионном составе частиц. Максимальные значения концентрации сажи, зарегистрированные на станции Баренцбург в 2011 г., в значительной степени связаны с влиянием местных источников. Этим же объясняется и превышение среднемесячных концентраций сажи на станции Баренцбург по сравнению со станциями Цеппелин и Алерт. Прекращение строительных работ на территории пос. Баренцбург и модернизация очистных сооружений на ТЭЦ в 2011—2012 гг. способствовали снижению суммарного содержания ионов в составе аэрозоля в среднем в четыре раза.

Гораздо большее влияние, чем локальные источники, на величину аэрозольной оптической толщины оказывает дальний перенос и вынос к пункту наблюдений загрязнённых воздушных масс. Повышенное замутнение атмосферы в пос. Баренцбург в период с 10 по 13 июля 2015 г., когда аэрозольная оптическая толщина почти в десять раз превысила среднее за весь период наблюдений (2011—2016 гг.) значение, было вызвано выносом дымов лесных пожаров с Аляски.

Статистический анализ данных за весь период наблюдений аэрозольной составляющей атмосферы в пос. Баренцбург показал следующее.

АОТ. Атмосфера над архипелагом Шпицберген достаточно чистая. Средние значения АОТ на длине волны 0,5 мкм составили 0,086, в том числе мелкодисперсный компонент $\tau_{0,5}^f = 0,062$ и грубодисперсный компонент $\tau^c = 0,024$. Сезонный ход АОТ выражен слабо и обусловлен сезонной изменчивостью мелкодисперсного компонента: модальные значения $\tau_{0,5}^f$ уменьшаются от 0,055 весной до 0,025 осенью. Грубодисперсный компонент АОТ в течение весны — лета — осени оставался практически постоянным. Относительно редкие ситуации вторжения в арктическую атмосферу загрязнённых воздушных масс не только приводили к увеличению средних значений (сезонные, годовые), но являлись также основной причиной относительно больших межгодовых колебаний средних за год значений АОТ.

Микрофизические характеристики. В целом за шестилетний период наблюдений приземный слой воздуха в пос. Баренцбург характеризовался невысокими уровнями счётной и массовой концентрации аэрозоля и массовой концентрации сажи. Средние значения аэрозольных характеристик составили: $N_A (> 0,3 \text{ мкм}) = 7,51 \pm 9,95 \text{ см}^{-3}$;

$N_A (> 0,4 \text{ мкм}) = 1,53 \pm 2,0 \text{ см}^{-3}$; $N_f (> 0,4 \text{ мкм}) = 1,43 \pm 1,27 \text{ см}^{-3}$; $N_c (> 1 \text{ мкм}) = 0,096 \pm 0,089 \text{ см}^{-3}$; $N_c/N_f = 0,078 \pm 1,27$; $M_A (> 0,4 \text{ мкм}) = 2,07 \pm 2,25 \text{ мкг/м}^3$; $M_{BC} = 0,151 \pm 0,158 \text{ мкг/м}^3$.

В межгодовой изменчивости средних за полярный день значений счётной и массовой концентрации аэрозоля и концентрации сажи (см. рис. 5.2.7) за период измерений (2011—2016 гг.) максимум пришелся на 2013 г. ($N_A = 2,04 \text{ см}^{-3}$, $M_A = 5,89 \text{ мкг/м}^3$ и $M_{BC} = 0,183 \text{ мкг/м}^3$). За весь период наблюдений средняя за полярный день концентрация сажи в пос. Баренцбург была минимальной в 2016 г., когда она составила $0,101 \text{ мкг/м}^3$, т. е. была в 1,5 раза ниже среднего за 2011—2016 гг. значения, равного $0,151 \text{ мкг/м}^3$. Для средней концентрации сажи в 2015 г. наблюдался второй максимум $M_{BC} = 0,183 \text{ мкг/м}^3$, обусловленный дымами лесных пожаров. Для средних за полярный день значений счётной и массовой концентраций аэрозоля такой экстремум отсутствует, однако среднемесячные значения концентрации N_A и M_A в июле 2015 г. существенно возросли по сравнению с июнем — в среднем в 3 и 1,8 раза соответственно. Установлено, что для концентрации сажи и аэрозольных параметров, характеризующих вклад крупнодисперсной фракции частиц, положения максимумов и минимумов средних за полярный день значений концентрации хорошо согласуются с межгодовой динамикой эффективного радиуса частиц $R_{\text{эф}}$.

В годовом ходе средних сезонных значений счётной концентрации аэрозоля во всем спектре размеров $N_A (> 0,4 \text{ мкм})$ и в его мелкодисперсной части $N_f (0,4—1 \text{ мкм})$ наблюдается устойчивое уменьшение от весны к лету и затем к осени. Для грубодисперсных частиц (размером более 1 мкм) сезонная динамика N_c характеризуется летним максимумом счётной концентрации. Типичный годовой ход среднемесячных значений массовой концентрации сажи для условий слабо замутненной незадымленной атмосферы (например, в 2016 г.) характеризуется максимумом в весенний период (апрель): $M_{BC} = 0,148 \text{ мкг/м}^3$. Затем концентрация уменьшалась до минимального значения в июле, равного $0,095 \text{ мкг/м}^3$ с последующим небольшим возрастанием в августе — сентябре.

Сравнение результатов измерений величины M_{BC} в 2016 г. с данными измерений в 1989—2011 гг. на полярных станциях Цеппелин и Алерт показало, что на этих станциях уменьшение M_{BC} от весны к лету происходило с большей скоростью, чем в Баренцбурге, и не менялось в августе — сентябре. Среднемесячные значения M_{BC} в Баренцбурге в 1,7 раза в апреле и почти в пять раз летом превышают соответствующие значения, полученные на упомянутых станциях. Установленные различия следует объяснять повышенным вкладом в состав поглощающего вещества локальных источников аэрозоля в пос. Баренцбург и пыли, поступающей в атмосферу с подстилающей поверхности в тёплый период года.

В период повышенного общего замутнения атмосферы (роста АОТ) в июле — августе 2015 г., обусловленного переносом дымов лесных пожаров, увеличилось содержание аэрозоля (особенно счётной концентрации субмикронных частиц) и массовой концентрации сажи в приземном слое атмосферы. Среднемесячная концентрация в августе 2015 г. возросла до $0,289 \text{ мкг/м}^3$, почти в два раза превысив среднее апрельское значение за период 2011—2016 гг.

Химический состав аэрозоля. В годовом ходе ионного состава аэрозоля прослеживается очищение атмосферы в летние месяцы (июль — июнь), что согласуется с многолетними данными наблюдений на других арктических станциях (Норд, Алерт, Барроу, Цеппелин, Нью-Олесунн). В составе атмосферного аэрозоля по данным для пос. Баренцбург, как и для других арктических станций, преобладают ионы Na^+ , Cl^-

и NH_4^+ , SO_4^{2-} , представляющие собой индикаторы поступления аэрозоля от морских и континентальных источников. Коэффициенты обогащения аэрозольных частиц свидетельствуют о преобладании в составе аэрозоля примесей континентального происхождения, образующихся как в результате естественных процессов, так и вследствие антропогенного воздействия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В. Прозрачность атмосферы за последние 50 лет и её изменение на территории России. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 192 с.

Архив погоды в Баренцбурге [Электронный ресурс]. URL: <http://www.rp5.ru>. [дата обращения: 04.12. 2017].

Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.

Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986—2010) // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25 (6). С. 475—483.

Виноградова А.А. Сезонные и долговременные вариации индексов атмосферной циркуляции и перенос воздуха в Российскую Арктику // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27 (6). С. 463—472.

Голобокова Л.П., Польшкин В.В., Кабанов Д.М., Терпугова С.А., Чернов Д.Г., Чипанина Е.В., Ходжер Т.В., Нецветаева О.Г., Панченко М.В., Сакерин С.М. Исследования характеристик атмосферного аэрозоля в приземном слое населенных пунктов Арктики // Лед и снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 129—136.

Голобокова Л.П. Особенности химического состава атмосферного аэрозоля на фоне экстремальных погодных условий на юге Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18 (8). С. 688—693.

Исидоров В.А. Экологическая химия. СПб.: Химиздат. 2001. 304 с.

Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / Под ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.

Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Польшкин В.В. Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 155—157.

Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Атмосферный аэрозоль полярных районов. В кн.: Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т. 2. Полярный аэрозоль, протяжённая облачность и радиация. Л.: Гидрометеиздат, 1981. Т. 2. С. 92—101.

Мариунова М.С. Мишин А.А. Мониторинг прозрачности атмосферы в полярных областях. В кн.: Мониторинг климата Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 132—140.

Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7 (8). С. 1033—1044.

Радионых В.Ф. Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 1 (91). С. 20—31.

Радионых В.Ф., Мариунова М.С., Русина Е.Н., Лубо-Лесниченко К.Е., Пиманова Ю.Е. Аэрозольная мутность атмосферы в полярных районах // Изв. РАН. ФАО, 1994. Т. 30 (6). С. 797—801.

Рахимов Р.Ф., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Оптические и микрофизические свойства пиролизного дыма по данным измерений 4-волновым поляризационным спектрофелометром // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26 (12). С. 1045—1053.

Русина, Е.Н., Радионых В.Ф. Оценка «доиндустриальной» оптической толщины атмосферы при полярной дымке в Арктике и современного вклада антропогенных выбросов // Метеорология и гидрология. 2002. № 5. С. 35—39.

- Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю.* Российский научный центр на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. 2011. № 1 (3). С. 13—15.
- Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Чернов Д.Г., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Сорокин М.Г.* О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27 (5). С. 413—423.
- Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н.* Обобщение результатов измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на арх. Шпицберген в 2011—2016 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30 (11). С. 948—955.
- Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В.* Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012а. Т. 25 (12). С. 1112—1117.
- Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшкин В.В., Радионов В.Ф.* Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012б. № 1 (91). С. 20—31.
- Сакунов Г.Г., Бартенева О.Д., Радионов В.Ф., Тимерев А.А., Воскресенский А.И., Аднашкин В.Н.* Оптические свойства атмосферы Арктического бассейна. В кн.: Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Т. 2. Полярный аэрозоль, протяжённая облачность и радиация. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. С. 73—88.
- Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф., Губин А.В., Прахов А.Н.* Особенности изменчивости концентраций аэрозоля и сажи в приземном слое воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в 2011—2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4 (102). С. 34—44.
- Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Радионов В.Ф., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В.* Результаты исследований оптико-микрофизических характеристик и химического состава на архипелаге Шпицберген в 2011—2015 гг. В сб.: XXIII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Труды науч.-практич. конф. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. С. 7.
- Шматова Н.* Капитальный ремонт // Русский вестник Шпицбергена. 2012. С. 14—15.
- AMAP 2011. The Impact of Black Carbon on Arctic Climate, By: P.K. Quinn, A. Stohl, A. Arneth, T. Berntsen, J. F. Burkhardt, J. Christensen, M. Flanner, K. Kupiainen, H. Lihavainen, M. Shepherd, V. Shevchenko, H. Skov, and V. Vestreng. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Oslo. 2011. 72 p.
- Chen Y.-C., Hamre B., Frette Q., Muyimbwa D., Blindheim S., Stebel K., Sobolewski P., Toledano and C., Stamnes J.* Aerosol optical properties in Northern Norway and Svalbard // Applied Optics, 2016 vol. 55, no 4. DOI: 10.1364/AO.55.000660.
- Croft B., Martin R.V., Leaitch W.R., Tunved P., Breider T.J., D'Andrea S.D. and Pierce J.R.* Processes controlling the annual cycle of Arctic aerosol number and size distributions // Atmos. Chem. Phys. 2016. V. 16. P. 3665—3682. doi: 10.5194/acp-16-3665-2016.
- Eleftheriadis K., Vratolis S. and Nyeki S.* Aerosol black carbon in the European Arctic: measurements at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard from 1998—2007 // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. L02809. doi: 10.1029/2008GL035741.
- EANET (Acid Deposition Monitoring Network in East Asia) (1998—2015). Report of the Inter-Laboratory Comparison Project, <http://www.eanet.asia/product/index.html>, Last Access: 17 January 2017.
- EMEP: Manual for sampling and chemical analysis, Norwegian Institute for Air Research. EMEP / CCC-Report 1/95. 2009. O-7726. 176 p.
- Fenger M., Sørensen L. L., Kristensen K., Jensen B., Nguyen Q. T., Nøjgaard J. K., Massling A., Skov H., Becker T. and Glasius M.* Sources of anions in aerosols in northeast Greenland during late winter // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. P. 1569—1578.

- Heintzenberg J., Hansson H.-C. and Lannefors H. The chemical composition of arctic haze at Ny-Alesund, Spitsbergen // *Tellus*. 1981. V. 33 (2). P. 162—171. doi: 10.3402/tellusa.v33i2.10705.
- Herber A., Thomason L.W., Gernandt H., Leiterer U., Nagel D., Schulz K., Kaptur J., Albrecht T., and Notholt J. Continuous day and night aerosol optical depth observations in the Arctic between 1991 and 1999 // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107 (D10). doi: 10.1029/2001JD000536.
- Larsson S. and Hanssen J.E. Annual variation and origin of aerosol components in the Norwegian Arctic-subarctic region, WMO Technical Conference on Regional and Global Observation of Atmospheric Pollution Relative to Climate, Boulder, 1979. WMO № 549. P. 251—258.
- Markowicz K.M., Pakszys P., Ritter Ch., Zielinski T., Udusti R., Cappelletti D., Mazzola M., Shiobara M., Zawadzka O., Lisok J., Petelski T., Makuch P. and Karasiński G. Impact of North American intense fires on aerosol optical properties measured over the European Arctic in July 2015 // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. P. 14487—14512.
- Quinn P.K., Bates T.S., Schulz K., Shaw G.E. Decadal trends in aerosol chemical composition at Barrow, Alaska: 1976—2008 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. V. 9. P. 8883—8888.
- Quinn P.K., G. Shaw E. Andrews E.G. and Dutton T. Ruoho-Airola and S.L. Gong, 2007. Arctic haze: Current trends and knowledge gaps // *Tellus*. 2007. V. 59B. P. 99—114.
- Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L. and Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15 (21). P. 12413—12443. doi: 10.5194/acp-15-1-2015.
- Sirois A., Barrie L.A. Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at Alert, Canada: 1980—1995 // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104 (D9). P. 11599—11618.
- Smirnov V.V., Radionov V.F., Savchenko A.V., Pronin A.A. and Kuusk V.V. Variability in aerosol and air ion composition in the Arctic spring atmosphere // *Atmos. Res.* 1998. V. 49. P. 163—176.
- Stone R.S., Sharma S., Herber A., Eleftheriadis K. and Nelson D.W. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements // *ELEMENTA, Science of the Anthropocene*. 2014. doi: 10.12952/journal.elementa.000027.
- Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., Mazzola M., Stone R.S., Lanconelli C., Vitale V., Holben B.N., Nyeki S., Wehrli C., Altonen V., deLeeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Siebel K., Stohl A., O'Neill N.T., Radionov V.F., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P.S., Butler J., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S. and Piketh S.J. Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 140. P. 108—157.
- Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B., Sorokin M., Sakerin S.M., Terpigova S.A., Lanconelli C., Petkov B., and Vitale V. An update of the long-term trend of aerosol optical depth in the polar regions using POLAR-AOD measurements performed during in International Polar Year // *Atmos. Environ.* 2012. V. 52. P. 29—47.
- Tomczyk A. M., Ewertowski M. Changes of Arctic landscape due to human impact, north part of Billefjorden area // *Svalbard, Quaestiones Geographicae*. 2010. V. 29 (1). P. 75—83.
- Udusti R., Bazzano A., Becagli S., Bolzacchini E., Caiazzo L., Cappelletti D., Ferrero L., Frosini D., Giardi F., Grotti M., Lupi A., Malandrino M., Mazzola M., Moroni B., Severi M., Traversi R., Viola A. and Vitale V. Sulfate source apportionment in the Ny-Alesund (Svalbard Islands) Arctic aerosol // *Environmental Changes in Arctic*. 2016. doi: 10.1007/s12210-016-0517-7.
- Yamagata S., Kobayashi D., Ohta S., Murao N., Shiobara M., Wada M., Yabuki M., Konishi H. and Yamanouchi T. Properties of aerosols and their wet deposition in the arctic spring during ASTAR 2004 at Ny-Alesund // *Svalbard, Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. V. 9. P. 261—270.
- Yli-Tuomi T., Venditte L., Hopke P.K., Basunia M.S., Landsberger S., Viisanen Y. and Paatero J. Composition of the Finnish Arctic aerosol: collection and analysis of historic filter samples // *Atmos. Environ.* 2003. V. 37 (17). P. 2355—2364.
- Zhan J., Gao Y., Li W., Chen L., Lin H., Lin Q. Effects of ship emission on summertime aerosols at Ny-Alesund in the Arctic // *Atmospheric Pollution Research*, 2014. V. 5. P. 505—510.