

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 76

**РОССИЙСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНТАРКТИКИ
В ПРЕДДВЕРИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ПОЛЯРНОГО ГОДА 2007/08**

Санкт-Петербург
АНИИ
2007

Главный редактор

Фролов И.Е.

Редакционная коллегия

Алексеев Г.В.

Бузин И.В. (ученый секретарь)

Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология)

Гудкович З.М.

Данилов А.И. (зам. главного редактора)

Доронин Ю.П. (РГГМУ)

Зубакин Г.К.

Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология)

Катцов В.М. (ГГО)

Липенков В.Я.

Лихоманов В.А.

Макитас А.П.

Никифоров Е.Г.

Радионов В.Ф.

Рожков В.А. (СПбГУ)

Саватюгин Л.М.

Тимохов Л.А.

Шикломанов И.А. (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 76

Российские исследования Антарктики
в преддверии Международного полярного года 2007/08.

*(Доклады научной конференции «Россия в Антарктике»,
посвященной 50-летию начала регулярных исследований Антарктики
Российскими (Советскими) экспедициями)*

Научный редактор номера: А.В.Клепиков

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов

Рисунок на обложке А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ АНИИ), 2007.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>И.И.Мохов, А.А.Карпенко.</i> Моделирование потепления в районе Антарктического полуострова	7
<i>А.Ю.Артамонов, И.А.Бучнев, И.А.Репина.</i> Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в летний период в зоне антарктической конвергенции	14
<i>О.В.Соколов, Л.И.Мезенцева.</i> Климатические тренды параметров общей циркуляции атмосферы в Южном полушарии во второй половине XX века	24
<i>Н.Н.Антипов, А.В.Клепиков.</i> Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций ААНИИ 1997–2007 гг.	36
<i>Ю.Д.Реснянский, А.А.Зеленко, Б.С.Струков.</i> Крупномасштабная циркуляция Южного океана по данным численных экспериментов в лагранжевом представлении	49
<i>В.Я.Липенков, Е.В.Полякова, П.Дюваль, А.В.Преображенская.</i> Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна	68
<i>Н.И.Васильев.</i> Глубокое бурение антарктического ледникового покрова как метод исследования палеоклимата	78
<i>С.В.Попов, В.Я.Липенков, В.В.Еналиева, А.В.Преображенская.</i> Внутриледниковые изохронные поверхности в районе озера Восток, Восточная Антарктида	89
<i>А.А.Екайкин, В.Я.Липенков, И.Н.Сократова, А.В.Преображенская.</i> Изотопный состав снега и льда в Антарктиде: климатический сигнал и пост-депозиционный шум	96
<i>С.А.Булат, И.А.Алехина, Ж.Р.Пети, В.Я.Липенков, В.В.Лукин.</i> Оценка биогеохимического потенциала подледникового озера Восток, Восточная Антарктида, в плане поддержания микробной жизни	106
<i>А.В.Неелов, И.С.Смирнов, М.В.Гаврило.</i> Отечественным исследованиям экосистем Антарктики – 50 лет	113
<i>В.Ф.Радионов, Е.Н.Русина, Е.Е.Сибир.</i> Специфика многолетней изменчивости суммарной солнечной радиации и характеристик прозрачности атмосферы в полярных областях ...	131
<i>В.А.Маслов, Д.М.Воробьев, Б.В.Беляцкий.</i> Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принс-Чарльз (Восточная Антарктида)	137
<i>В.М.Смагин.</i> Химический состав атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный	154

CONTENTS

Preface	5
<i>Mokhov I.I., Karpenko A.A.</i> Modelling of warming at the Antarctic Peninsula	7
<i>A.Yu.Artamonov, I.A.Buchnev, I.A.Repina.</i> Air-surface interaction in antarctic convergence zone during summer period	14
<i>O.W.Cokolov, L.I.Mezenceva.</i> Climatic trends of general atmospheric circulation parameters in southern hemisphere in second half of the 20 th century	24
<i>N.N.Antipov, A.V.Klepikov.</i> Oceanographic conditions in the Prydz Bay area from the AARI cruises in 1997–2007	36
<i>Yu.D.Resnyansky, A.A.Zelenko, B.S.Strukov.</i> Large scale circulation of the South Ocean on evidence derived from numerical experiments in Lagrangian representation	49
<i>V.Ya.Lipenkov, E.V.Polyakova, P.Duval, A.V.Preobrazhenskaya.</i> Internal structure of the Antarctic ice sheet in the vicinity of Vostok Station from the deep-ice core thin-section studies	68
<i>N.I.Vasiliev.</i> Deep drilling in Antarctic ice sheet as method of paleoclimate investigations	78
<i>S.V.Popov, V.Ya.Lipenkov, V.V.Enalieva., A.V.Preobrazhenskaya.</i> Internal isochronous layers in the ice sheet above Lake Vostok, East Antarctica	89
<i>A.A.Ekaykin, V.Ya.Lipenkov, I.N.Sokratova, A.V.Preobrazhenskaya.</i> Isotopic composition of snow and ice in Antarctica: climate signal and post-depositional noise	96
<i>S.A.Bulat, I.A.Alekhina, J-R.Petit, V.Ya.Lipenkov, V.V.Lukin.</i> Biogeochemical assessment of life potential of subglacial lake Vostok, East Antarctica	106
<i>A.V.Neyelov, I.S.Smirnov, M.V.Gavrilo.</i> Native investigations of the Antarctic ecosystems – 50 years	113
<i>V.F.Radionov, E.N.Rusina, E.E.Sibir.</i> Particularities of long-term variability of total solar radiation and atmospheric transparency characteristics in the polar areas	131
<i>V.A.Maslov, D.M.Vorobiev, B.V.Belyatsky.</i> Geology and evolution of the Shaw Massif (Prince Charles Mts., E.Antarctica)	137
<i>V.M.Smagin.</i> Chemical composition of atmospheric fallout in the observatory Mirny region ...	154

ПРЕДИСЛОВИЕ

12–14 апреля 2006 г. в Санкт-Петербурге в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте состоялась научная конференция «Россия в Антарктике», посвященная 50-летию начала регулярных исследований Антарктики российскими (советскими) экспедициями. Конференция организована Росгидрометом при поддержке Роснедр, Роснауки, Российского фонда фундаментальных исследований.

В конференции приняли участие 172 специалиста 36-ти организаций: Росгидромета, РАН, Роснедр, Минобрнауки РФ, Министерства обороны РФ, Роскартографии, Роскомрыболовства – полярные исследователи, внесшие значительный вклад в проведение отечественных исследований в Антарктике. На конференции прозвучали доклады представителя ВМО и специалистов научных учреждений Украины и Франции. В качестве гостей в конференции участвовали представители Белоруссии и Казахстана.

Конференция отразила пятидесятилетнюю историю, современное состояние российских исследований и работ в Антарктике, их перспективы на ближайшие 5–10 лет. Были представлены доклады по всем основным видам деятельности в Антарктике, включая научные исследования, охрану окружающей среды, проблемы биоресурсов, развитие инфраструктуры и транспортных систем, вопросы безопасности человека, геополитические аспекты, а также планы исследований южной полярной области в период подготовки и проведения Международного полярного года 2007/08.

Научной общественности был представлен новый Атлас Антарктики (в серии Атлас Мирового океана, т. 6), изданный ГУНИО МО.

Было отмечено, что, несмотря на серьезные финансовые сложности, удалось сохранить основные элементы антарктической инфраструктуры и приоритетные направления исследований. Системообразующей основой научных антарктических исследований является подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан». Подпрограмма позволила объединить главные направления деятельности России в Антарктике, у работ появился один государственный заказчик – Росгидромет, осуществлена концентрация научных исследований на решении приоритетных вопросов, увеличился круг учреждений – участников работ в Антарктике.

В докладах, представленных на секциях конференции, изложены основные результаты работ по различным научным направлениям.

При исследовании палеоклимата и подледникового озера Восток были выполнены палеоклиматические реконструкции, направленные на изучение механизмов функционирования климатической системы в масштабах времени от сотен до сотен тысяч лет и, в конечном счете, на прогнозирование долговременных тенденций изменений природной среды нашей планеты. Разработаны технологии кернового бурения ледниковых покровов и вскрытия подледниковых озер. По данным радиолокационных и сейсмических исследований в районе озера Восток получена информация о рельефе коренного ложа, толщинах ледяного покрова и водного слоя озера. Молекулярно-биологические исследования керна озерного льда впервые позволили идентифицировать теплолюбивые бактерии (термофилы), которые живут в среде, насыщенной углекислым газом и водородом при температуре +50 °С.

В гляциологических исследованиях получены данные по скоростям движения и толщинам льда для основных выводных ледников Восточной Антарктиды. По результатам оценок материкового стока и аккумуляции установлено, что ба-

ланс массы большей части ледникового покрова Восточной Антарктиды положительна за весь период инструментальных наблюдений и его положительная составляющая возрастала в течение последних 25 лет.

В исследованиях современного климата получены оценки параметров пространственно-временной изменчивости термического режима атмосферы Антарктики в приземном слое, в толще тропосферы и в нижней стратосфере за период инструментальных наблюдений. Установлено, что за последние десятилетия заметное потепление климата наблюдается в Западной Антарктике в районе Антарктического полуострова как в приземном слое, так и в тропосфере. Феномен «регионального потепления», являющегося крупнейшим в Южном полушарии, проявляется в уменьшении амплитуды годового и суточного хода температуры воздуха из-за роста ее минимальных значений, увеличении толщины облачных слоев, деградации вечной мерзлоты и сокращении морского ледяного покрова. Процесс потепления уже оказал влияние на морские и наземные экосистемы, в которых начали появляться более теплолюбивые виды. По данным измерений содержания озона и парниковых газов в толще атмосферы определены тенденции и механизмы изменений в Антарктике озона и малых газовых составляющих атмосферы, отмечена стабилизация содержания озона за последние годы. На основе математической модели климата выполнены исследования изменений в климатической системе Антарктики в связи с ростом концентрации углекислого газа в атмосфере.

В океанографических исследованиях антарктических вод с борта НЭС «Академик Федоров» получена уникальная информация о структуре вод в области Антарктического склонового фронта, который играет важнейшую роль в климатообразующих процессах в океане, в том числе в перемешивании водных масс различного происхождения, вентиляции глубинных слоев океана и формировании антарктических донных вод в результате опускания холодных шельфовых вод по склону. Получено экспериментальное подтверждение факта формирования в районе залива Прюдс антарктической донной воды. По данным судовых и спутниковых данных определены характеристики антарктического морского льда и айсбергов. Создан комплекс математических моделей циркуляции океана для описания эволюции вод и льдов Южного океана.

В исследовании гелиогеофизических эффектов дана сравнительная оценка влияния космических лучей (солнечного и галактического происхождения) и параметров солнечно-ветра на температурный режим и атмосферное давление в южной околополюсной области. Оценено влияние вариаций гравитационного поля на ритмику протекания биохимических реакций в человеческом организме в экстремальных условиях Антарктики.

В геолого-геофизических исследованиях литосферы Антарктики создан банк данных, включающий в себя всю геолого-геофизическую информацию в форме, удобной для оперативной обработки, интерпретации и обмена. Составлен комплект карт геолого-геофизического содержания, отражающих строение и эволюцию антарктической литосферы. Создана концептуальная модель тектонического и геодинамического развития антарктической литосферы на протяжении 3,5 млрд лет; выполнен прогноз минеральных ресурсов антарктических недр.

В биологических исследованиях определен видовой состав, таксономическая и трофическая структура и особенности функционирования морских, ледовых, пресноводных и наземных экосистем Антарктики. Оценено современное состояние биоресурсов Южного океана, выявлена богатая и разнообразная лихенофлора оазисов различных районов Антарктиды и антарктических островов.

Статьи, включенные в настоящий сборник, основаны на докладах, представленных на конференции «Россия в Антарктике».

Настоящий выпуск «Проблем Арктики и Антарктики» подготовлен при финансовой поддержке подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан».

*Научный редактор номера
канд. физ.-мат. наук А.В.Клепиков (АНИИ)*

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

И.И.МОХОВ, А.А.КАРПЕНКО

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН

На основе модельных результатов в сопоставлении с данными наблюдений и реанализа проведен анализ способности глобальных климатических моделей воспроизводить температурные изменения на Антарктическом полуострове в Южном полушарии и в других регионах с наибольшими трендами потепления у поверхности в последние десятилетия – в Сибири и на Аляске в Северном полушарии. Сделаны оценки роли естественных и антропогенных факторов.

Наибольшие скорости приповерхностного потепления в Южном полушарии отмечены в последние десятилетия на Антарктическом полуострове. Проведен анализ способности глобальных климатических моделей воспроизводить изменения приповерхностной температуры T_a в этом регионе с использованием результатов ансамбля численных расчетов в сопоставлении с данными наблюдений и реанализа. Сделана оценка роли естественных и антропогенных факторов в формировании температурных изменений на Антарктическом полуострове, а также в регионах Северного полушария с наибольшими трендами потепления у поверхности – в Сибири и на Аляске [3].

Для анализа использовались результаты ансамбля численных расчетов для XX века с климатической моделью общей циркуляции (КМОЦ) HadCM3 [9] при различных сценариях: с суммарным учетом естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий), а также только при естественных воздействиях (Е-сценарий) и только при антропогенных воздействиях (А-сценарий). Антропогенные воздействия включали изменения парниковых газов в атмосфере и антропогенного сульфатного аэрозоля (с учетом его воздействия на альbedo облаков), а также изменения тропосферного и стратосферного озона. Естественные воздействия включали изменения солнечной радиации и стратосферного аэрозоля из-за вулканических извержений. Для каждого сценария анализировались результаты четырех модельных численных реализаций при разных начальных условиях, выбранных из множества рассчитанных режимов (много сотен модельных лет) без какого-либо внешнего форсинга. Пространственное разрешение КМОЦ HadCM3 – 2,5° по широте и 3,75° по долготe.

Кроме того, анализировались результаты численных расчетов для XX века с глобальной климатической моделью (КМ) ИФА РАН [1, 2] при различных сценариях: с суммарным учетом естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий), а также только при естественных воздействиях (Е-сценарий) и только при антропогенных воздействиях (А-сценарий). Антропогенные воздействия включали изменения парниковых газов в атмосфере. Естественные воздействия включали изменения солнечной радиации, связанные с солнечной активностью. Пространственное разрешение КМ ИФА РАН – 4,5° по широте и 6° по долготe.

КМ ИФА РАН относится к классу моделей промежуточной сложности [4] и является единственной российской моделью, участвующей в соответствующем модельном сравнении (EMIC) [8].

Для анализа региональных тенденций изменения приповерхностной температуры в XX веке использовались среднемесячные данные станционных наблюдений для Антарктического полуострова (далее эти данные обозначаются как данные ААНИИ – см. http://www.aari.aq/stations/bell/bell_en.html, а также <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/>) и для Сибири (далее эти данные обозначаются как данные ВНИИГМИ-МЦД – см. http://meteo.ru/data_temperat_precipitation/) и Аляски (далее эти данные обозначаются как данные IARC – см. <http://www.frontier.iarc.uaf.edu>), а также глобальные данные над сушей для 5-градусных по широте и долготе ячеек (далее эти данные обозначаются как данные CRU – см. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>) [3, 5]. Кроме того, использовались среднемесячные данные реанализа NCEP/NCAR [6] с 1948 г. и ERA-40 [8] с 1958 г. с разрешением $2,5^\circ$ по широте и долготе.

Значения положительных трендов среднегодовой приповерхностной температуры (СПТ) для Антарктического полуострова, в частности в районе станции Беллинсгаузен (62° ю.ш., 59° з.д.), для последнего 30-летия XX века по разным данным наблюдений были около $0,3(\pm 0,2)$ К/10 лет. Близкие оценки трендов СПТ по данным наблюдений получены и в районе станции Фарадей/Вернадский (65° ю.ш., 64° з.д.) на Антарктическом полуострове. Немного большие значения трендов СПТ для Антарктического полуострова оценены по данным ERA-40 и NCEP/NCAR реанализов – около $0,4$ К/10 лет (со среднеквадратическими отклонениями от $0,2$ до $0,4$ К/10 лет). Заметное увеличение среднегодового тренда T_a отмечено в последние годы, в частности в районе станции Фарадей/Вернадский до $0,8$ К/10 лет по данным для 1975–2004 гг. в целом (при коэффициенте корреляции $0,56$).

Зимой (в июне–августе) для Антарктического полуострова в районе станции Беллинсгаузен положительные тренды для последнего 30-летия XX века были сравнимы с трендами СПТ – $0,3\div 0,5$ К/10 лет по разным данным наблюдений и $0,3\div 0,4$ К/10 лет по данным реанализов. По данным наблюдений в районе станции Фарадей/Вернадский на Антарктическом полуострове величина положительного тренда T_a зимой для последнего 30-летия XX века получена около $0,7$ К/10 лет. В последние годы отмечено заметное увеличение тренда T_a зимой, в частности в районе станции Фарадей/Вернадский до $2,0$ К/10 лет (при коэффициенте корреляции $0,56$), в районе станции Беллинсгаузен – до $0,8$ К/10 лет (при коэффициенте корреляции $0,33$).

На рис.1 представлены тренды в XX веке среднегодовой приповерхностной температуры (СПТ) T_a для 30-летних скользящих интервалов по данным локальных метеонаблюдений для станции Беллинсгаузен (62° ю.ш., 59° з.д.) на Антарктическом полуострове, Иркутска (52° с.ш., 104° в.д.) в Сибири и Барроу (71° с.ш., 157° з.д.) на Аляске, а также на основе сеточных ($5\times 5^\circ$ по широте и долготе) данных для соответствующих регионов на Антарктическом полуострове, в Сибири и на Аляске [3]. Величины на рис. 1 характеризуют значения трендов в середине 30-летних интервалов.

Согласно рис. 1 в течение последних десятилетий XX века тренды СПТ dT_a/dt в Сибири (регион Иркутска) и на Аляске (регион Барроу) достигали и даже превышали $0,8$ К/10 лет, а на Антарктическом полуострове (район станции Беллинсгаузен) достигали $0,4\div 0,5$ К/10 лет, хотя и были менее статистически значимы, чем для регионов СП. Значимость трендов можно оценить по соответствующим коэффициентам корреляции r на рис. 1б, г, е в сопоставлении с линиями минимальных (без учета уменьшения числа степеней свободы для анализируемого ряда из-за корреляции его последовательных элементов) величин r для статисти-

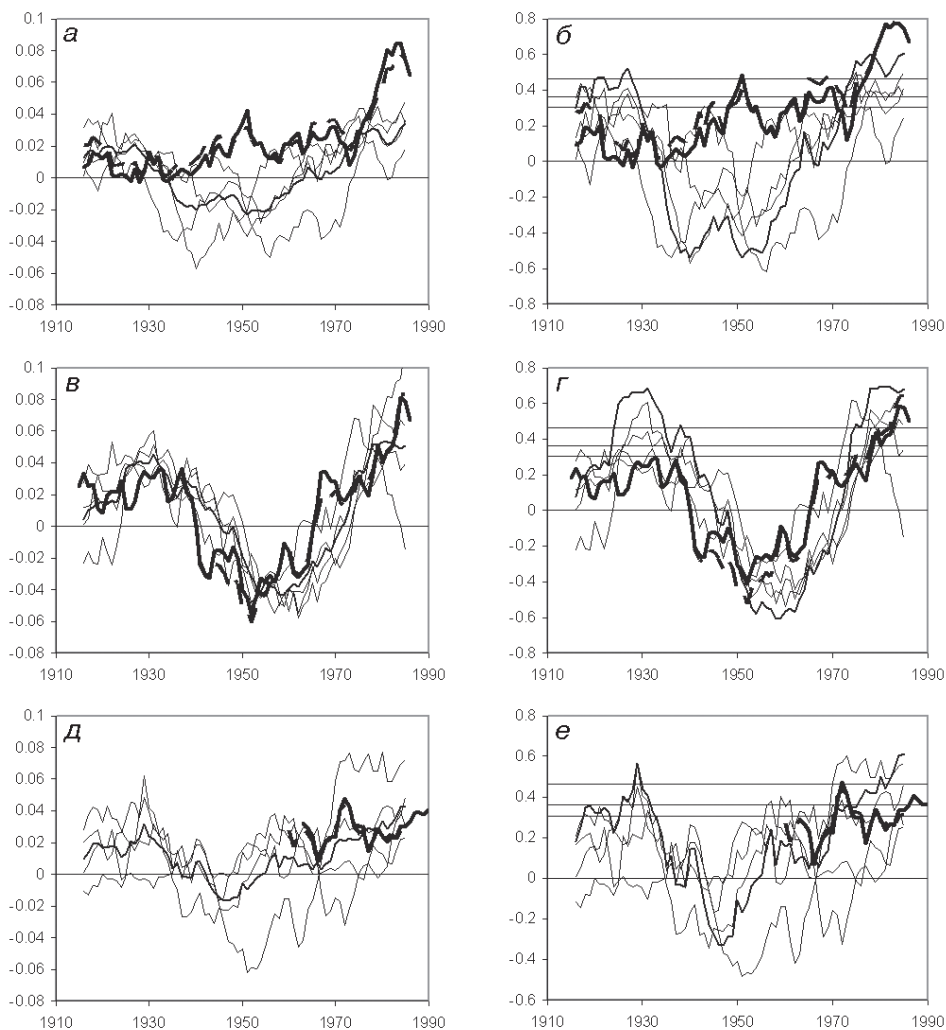


Рис. 1. Тренды dT_s/dt (K/10 лет) в XX веке среднегодовой приповерхностной температуры T_s для 30-летних скользящих интервалов по данным на основе метеонаблюдений и по расчетам с КМОЦ при учете естественных и антропогенных воздействий [9] для регионов Иркутска в Сибири (а), Барроу на Аляске (б) и станции Беллинсгаузен на Антарктическом полуострове (д). Представлены результаты для четырех численных расчетов и для средних по ансамблю значений T_s . Приведены также соответствующие коэффициенты корреляции r (б, г, е). Горизонтальные прямые характеризуют минимальный уровень статистической значимости 90, 95 и 99 %

ческой значимости на уровне 90, 95 и 99 %. Начиная со второй половины 1970-х гг. для Сибири и с начала 1980-х гг. на Аляске регулярно превышает минимальный 99 % уровень статистической значимости трендов СПТ для 30-летних интервалов. На Антарктическом полуострове максимальные тренды СПТ слабее, чем в Сибири и на Аляске. В среднем по данным для второй половины XX века коэффициенты корреляции r близки к минимальным значениям, соответствующим уров-

ню 90 % статистической значимости трендов для района российской станции Беллинсгаузен со значительными колебаниями. При этом в последние годы с учетом данных для начала XXI века отмечается рост значений трендов СПТ на Антарктическом полуострове и их значимости с превышением минимального уровня для 95 % статистической значимости.

Для более детального анализа в табл. 1 представлены оценки трендов СПТ T_a для последнего 30-летия XX века (1970–1999 гг.) по разным данным метеорологических наблюдений и реанализа в трех анализируемых регионах [3]. Наряду с оценками трендов T_a в табл. 1 приведены их среднеквадратические отклонения (СКО – в скобках).

Таблица 1

Тренды среднегодовой приповерхностной температуры T_a в разных регионах для последнего 30-летия XX века по разным данным на основе метеорологических наблюдений и реанализа, а также модельных расчетов значений T_a при естественных и антропогенных воздействиях

Район	Тип данных	Организация	Тренд T_a , К/10 лет 1970–1999 гг.
Антарктический п-ов (Беллинсгаузен)	Наблюдения	ААНИИ	0,30 ($\pm 0,18$)
		CRU	0,29 ($\pm 0,19$)
	Реанализ	ERA-40	0,40 ($\pm 0,21$)
		NCEP/NCAR	0,38 ($\pm 0,36$)
	Модель	HadCM3	0,43 ($\pm 0,14$)
КМ ИФА РАН		0,12 ($\pm 0,07$)	
Сибирь (Иркутск)	Наблюдения	ВНИИГМИ	0,74 ($\pm 0,23$)
		CRU	0,75 ($\pm 0,22$)
	Реанализ	ERA-40	0,47 ($\pm 0,16$)
		NCEP/NCAR	0,80 ($\pm 0,22$)
	Модель	HadCM3	0,34 ($\pm 0,13$)
КМ ИФА РАН		0,16 ($\pm 0,13$)	
Аляска (Барроу)	Наблюдения	IARC	0,81 ($\pm 0,34$)
		CRU	0,83 ($\pm 0,31$)
	Реанализ	ERA-40	0,47 ($\pm 0,25$)
		NCEP/NCAR	0,59 ($\pm 0,37$)
	Модель	HadCM3	0,51 ($\pm 0,18$)
КМ ИФА РАН		0,19 ($\pm 0,07$)	

Согласно табл. 1 для сибирского региона хорошо согласуются тренды СПТ по разным данным на основе наблюдений. Хорошее согласие и с оценкой тренда по данным NCEP/NCAR реанализа [6]: $0,8(\pm 0,2)$ К/10 лет. Заметно меньше положительный тренд по данным реанализа ERA-40 [8] – около $0,5(\pm 0,2)$ К/10 лет. Близкие оценки тренда СПТ получены по разным данным на основе наблюдений для региона Аляски – около $0,8(\pm 0,3)$ К/10 лет. Положительные тренды по данным реанализов [6, 8] несколько меньше – около $0,5\div 0,6$ К/10 лет. Для Антарктического полуострова значения положительные трендов СПТ в районе станции Беллинсгаузен по разным данным наблюдений заметно меньше, чем в Сибири или на Аляске – около $0,3(\pm 0,2)$ К/10 лет. Близкие оценки трендов T_a для последнего 30-летия XX века по данным наблюдений получены и в районе станции Фарадей/Вернадский (65° ю.ш., 64° з.д.) на Антарктическом полуострове. Несколько большие значения трендов СПТ для Антарктического полуострова оценены по данным реанализов [6, 8] – около $0,4$ К/10 лет (с СКО от $0,2$ до $0,4$ К/10 лет). Заметное увеличение среднегодового тренда T_a отмечено в последние годы, в частности в районе станции Фарадей/Вернадский до $0,8$ К/10 лет по данным для 1975–2004 гг. в целом (при коэффициенте корреляции $0,56$).

Зимой (в июне—августе) для Антарктического полуострова в районе станции Беллинсгаузен положительные температурные тренды сравнимы с трендами СПТ — $0,3 \pm 0,5$ К/10 лет по разным данным на основе наблюдений и $0,3 \pm 0,4$ К/10 лет по данным реанализов [6, 8]. По данным наблюдений в районе станции Фарадей/Вернадский на Антарктическом полуострове величина положительного тренда T_a зимой для последнего 30-летия XX века получена около $0,7$ К/10 лет. В последние годы отмечено заметное увеличение тренда T_a зимой, в частности в районе станции Фарадей/Вернадский до $2,0$ К/10 лет (при коэффициенте корреляции $0,56$), в районе станции Беллинсгаузен — до $0,8$ К/10 лет (при коэффициенте корреляции $0,33$).

Наибольшие тренды зимой отмечены в Сибири, в частности в регионе Иркутска T_a увеличивалась в конце XX века со скоростью более 1 К за десятилетие: $1,1(\pm 0,5)$ К/10 лет по данным ВНИИГМИ-МЦД и $1,4(\pm 0,4)$ К/10 лет по данным CRU. По данным реанализа получен больший диапазон оценок: от $0,9(\pm 0,4)$ К/10 лет по данным наблюдений [8] и $1,7(\pm 0,5)$ К/10 лет по данным [6]. Зимние положительные тренды T_a в Сибири получены существенно большими, чем тренды для СПТ. В отличие от Сибири, для Аляски зимой тренды T_a по разным данным на основе наблюдений меньше, чем тренды СПТ, и незначимые — около $0,5(\pm 0,5)$ К/10 лет. А по данным реанализов [6, 8] оценены как отрицательные, но статистически незначимые.

В табл. 1 в сопоставлении с оценками по данным наблюдений и реанализа представлены также тренды СПТ для последнего 30-летия XX века по расчетам с климатической моделью общей циркуляции (КМОЦ) HadCM3 и глобальной климатической моделью промежуточной сложности (КМ) ИФА РАН при учете естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий) для модельных ячеек, соответствующих регионам станции Беллинсгаузен, Иркутска и Барроу. На рис. 1 представлены также тренды СПТ для 30-летних скользящих интервалов по расчетам с КМОЦ HadCM3 для XX века при учете естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий) для разных регионов. Приведены результаты для четырех численных расчетов при разных начальных условиях и для среднего по ансамблю модельных реализаций. В табл. 1 результаты расчетов с КМОЦ HadCM3 представлены средними по ансамблю из четырех модельных реализаций (САМ) трендами при учете естественных и антропогенных факторов (С-сценарий).

Для Антарктического полуострова оценки тренда СПТ по данным наблюдений находятся в диапазоне модельных оценок. Тренд СПТ больше по расчетам с КМОЦ HadCM3 и меньше — для КМ ИФА РАН. При этом оценки тренда T_a в районе станции Беллинсгаузен для последних десятилетий по наблюдениям находятся в диапазоне оценок и по результатам четырех численных реализаций с КМОЦ HadCM3. Следует отметить, для Антарктического полуострова средний положительный тренд СПТ $0,4(\pm 0,1)$ К/10 лет по расчетам с КМОЦ близок к оценкам по данным реанализов и немного больше, чем по данным наблюдений. При этом тренды СПТ в этом регионе статистически менее значимы, чем для Сибири и Аляски, как по данным наблюдений, так и по модельным расчетам. Тренд СПТ для региона Аляски в КМ ИФА РАН существенно меньше, чем по данным наблюдений.

Для региона Аляски средний по расчетам с КМОЦ положительный тренд СПТ $0,5(\pm 0,2)$ К/10 лет меньше, чем по данным наблюдений, но находится в диапазоне оценок по данным разных реанализов [6, 8]. Следует отметить, что при общем потеплении с учетом антропогенных воздействий возможно проявление эффектов похолодания, связанных с климатической изменчивостью. Так, например, в одном из четырех ансамблевых расчетов для региона Аляски получены отрицательные оценки трендов СПТ в конце XX века, хотя и незначимые. Тренд СПТ для региона Аляски в КМ ИФА АРН существенно меньше, чем по данным наблюдений.

Заметные отличия модельных результатов от данных наблюдений получены для Сибири. В частности, по данным наблюдений среднегодовое потепление в конце XX века для региона Иркутска заметно более быстрое, чем по расчетам. Согласно табл. 1 и рис. 1 КМОЦ HadCM3 заметно переоценивает в этом регионе Северной Евразии эффект аэрозольного выхолаживания в середине и в конце XX века. Следует отметить, что различия модельных результатов и данных наблюдений могут быть также связаны с тем, что оценки КМОЦ характеризуют режимы регионов протяженностью около 200–300 км (2,5° по широте и 3,75° по долготе), а данные наблюдений локальные. Для КМ ИФА РАН пространственное разрешение еще более грубое.

В табл. 2 представлены оценки трендов среднегодовой температуры для последнего 30-летия XX века в разных регионах по расчетам с КМОЦ HadCM3 и КМ ИФА РАН с суммарным учетом естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий), а также только при естественных воздействиях (Е-сценарий) и только при антропогенных воздействиях (А-сценарий) [3]. Для КМОЦ HadCM3 приведены значения трендов для средних по ансамблю из четырех численных реализаций (САМ) температурных режимов. Согласно табл. 2 тренды СПТ при Е-сценарии слабы и незначимы во всех трех регионах. Оценки положительных трендов СПТ при С-сценарии близки к соответствующим оценкам при А-сценарии.

Таблица 2

Тренды среднегодовой температуры для последнего 30-летия XX века в разных регионах по модельным расчетам с суммарным учетом естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий), только при естественных воздействиях (Е-сценарий) и только при антропогенных воздействиях (А-сценарий)

Район	Организация	С-сценарий	А-сценарий	Е-сценарий
Антарктический п-ов (Беллинсгаузен)	HadCM3	0,43 ($\pm 0,14$)	0,34 ($\pm 0,13$)	0,06 ($\pm 0,14$)
	КМ ИФА РАН	0,12 ($\pm 0,07$)	0,12 ($\pm 0,12$)	0 ($\pm 0,03$)
Сибирь (Иркутск)	HadCM3	0,34 ($\pm 0,13$)	0,32 ($\pm 0,09$)	0 ($\pm 0,08$)
	КМ ИФА РАН	0,16 ($\pm 0,13$)	0,29 ($\pm 0,12$)	0,08 ($\pm 0,13$)
Аляска (Барроу)	HadCM3	0,51 ($\pm 0,18$)	0,54 ($\pm 0,18$)	-0,08 ($\pm 0,02$)
	КМ ИФА РАН	0,19 ($\pm 0,07$)	0,18 ($\pm 0,06$)	-0,07 ($\pm 0,05$)

Таблица 3

Тренды среднегодовой температуры для последнего 30-летия XX века в разных регионах по четырем численным расчетам с КМОЦ при разных начальных условиях: с суммарным учетом естественных и антропогенных воздействий (С-сценарий), только при естественных воздействиях (Е-сценарий) и только при антропогенных воздействиях (А-сценарий)

Район	№ расчета	С-сценарий	А-сценарий	Е-сценарий
Антарктический п-ов (Беллинсгаузен)	1	0,72 ($\pm 0,33$)	0,37 ($\pm 0,34$)	-0,23 ($\pm 0,19$)
	2	0,48 ($\pm 0,16$)	0,26 ($\pm 0,17$)	0,34 ($\pm 0,18$)
	3	0,23 ($\pm 0,18$)	0,33 ($\pm 0,22$)	-0,13 ($\pm 0,16$)
	4	0,30 ($\pm 0,25$)	0,40 ($\pm 0,17$)	0,27 ($\pm 0,33$)
Сибирь (Иркутск)	1	0,48 ($\pm 0,22$)	0,23 ($\pm 0,18$)	0,12 ($\pm 0,20$)
	2	0,35 ($\pm 0,19$)	0,17 ($\pm 0,19$)	0,05 ($\pm 0,15$)
	3	0,18 ($\pm 0,10$)	0,48 ($\pm 0,20$)	-0,09 ($\pm 0,15$)
	4	0,36 ($\pm 0,25$)	0,38 ($\pm 0,12$)	-0,08 ($\pm 0,17$)
Аляска (Барроу)	1	0,64 ($\pm 0,22$)	0,30 ($\pm 0,32$)	0,16 ($\pm 0,18$)
	2	0,39 ($\pm 0,26$)	0,27 ($\pm 0,27$)	-0,17 ($\pm 0,27$)
	3	0,11 ($\pm 0,40$)	0,83 ($\pm 0,38$)	-0,14 ($\pm 0,16$)
	4	-0,15 ($\pm 0,18$)	0,75 ($\pm 0,35$)	-0,17 ($\pm 0,28$)

Существенно отметить, что результаты ансамбля модельных расчетов (см. табл. 3) при разных начальных условиях свидетельствуют о возможности проявления при глобальном антропогенном потеплении отрицательных региональных температурных трендов в отдельных численных реализациях даже для регионов с наибольшими скоростями регионального потепления климата в конце XX века [3]. В целом же согласно полученным модельным результатам в регионах с наибольшей скоростью потепления у поверхности в конце XX века определяющая роль в этих изменениях связана с антропогенным воздействием.

Работа выполнена при поддержке программы РАН, Минобрнауки и РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Карпенко А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В., Сигаева Е.В.* Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
2. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Чувствительность к антропогенным воздействиям глобальной климатической модели ИФА РАН с интерактивным углеродным циклом // Доклады РАН. 2005. Т. 407. № 3. С. 400–404.
3. *Мохов И.И., Карпенко А.А., Стотт П.А.* Наибольшие скорости регионального потепления климата в последние десятилетия с оценкой роли естественных и антропогенных причин // Доклады РАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 538–543.
4. *Claussen M., Mysak L.A., Weaver A.J., Crucifix M., Fichefet T., Loutre M.-F., Weber S.L., Alcamo J., Alexeev V.A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohman G., Lunkeit F., Mokhov I.I., Petoukhov V., Stone P., Wang Zh.* Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // *Climate Dynamics*. 2002. Vol.18. P. 579–586.
5. *Karpenko A.A., Mokhov I.I., Stott P.* Contribution of natural and anthropogenic causes in regions with large temperature changes during XX century // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. J.Cote (ed.). Geneva: World Climate Research Programme. WMO TD. №1276. 2005. Section 7. P. 9–10.
6. *Kistler R. et al.* The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Amer. Met. Soc.* 2001. Vol. 82. P. 247–266.
7. *Petoukhov V., Claussen M., Berger A., Crucifix M., Eby M., Eliseev A.V., Fichefet T., Ganopolski A., Goosse H., Kamenskovich I., Mokhov I.I., Montoya M., Mysak L.A., Sokolov A., Stone P., Wang Z., Weaver A.* EMIC intercomparison project (EMIP-CO2): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂ doubling // *Climate Dynamics*. 2005. Vol. 25. № 4. P. 363–385.
8. *Simmons A.J., Gibson J.K.* The ERA-40 Project Plan / ERA-40 Project Rep. Ser. 1. ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK. 2000. 63 p.
9. *Stott P.A.* Attribution of regional-scale temperature changes to anthropogenic and natural causes // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30. 1728, doi:10.1029/2003GL017324.

МОКHOV I.I., KARPENKO A.A.

MODELLING OF WARMING AT THE ANTARCTIC PENINSULA

Analysis of the ability of global climatic models to reproduce temperature variations for the Antarctic Peninsula region in the Southern Hemisphere and for other regions with the largest warming trends (in Siberia and Alaska in the Northern Hemisphere) was performed in comparison with observations and reanalyses data. Assessment of relative contribution of natural and anthropogenic factors was made.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД В ЗОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ

А.Ю.АРТАМОНОВ, И.А.БУЧНЕВ, И.А.РЕПИНА

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН

1. ВВЕДЕНИЕ

Для разработки теоретических моделей взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности необходим целенаправленный сбор экспериментальных данных. Такие эксперименты позволяют подготовить информацию, необходимую для рассмотрения вихревой динамики и энергетики в субполярных областях, к которым принадлежит, в частности, российская антарктическая станция Беллинсгаузен. Этот район интересен тем, что расположен вблизи зоны Антарктической конвергенции и характеризуется интенсификацией процессов энергообмена, особенно в летнее время при значительном притоке солнечной энергии [5]. Данные [6] показывают, что вихревой обмен здесь настолько интенсивен, что является одним из решающих факторов в формировании осредненного энергетического режима атмосферы как в полярных областях, так и в умеренных широтах. Особый интерес представляет исследование влияния на теплообмен в приповерхностном слое температурных и структурных (морфометрических) неоднородностей поверхности. [4] Корректная оценка величин теплообмена с использованием стандартной гидрометеорологической информации требует предварительного исследования особенностей турбулентного режима в приземном слое атмосферы. Таким образом, как использование старых, так и разработка новых параметрических схем расчетов должны в первую очередь опираться на данные прямых (пульсационных) измерений параметров приземного слоя атмосферы.

Станция Беллинсгаузен расположена на о. Кинг-Джордж на берегу пролива Дрейка и попадает в зону интенсивного потепления в районе Антарктического полуострова, которое обусловлено усилением западного переноса и связанной с ним адвекции относительно теплого океанического воздуха, а также с разрушением морского льда в окружающих морях [5]. В летнее и весеннее время температурный режим определяется, прежде всего, прогревом поверхности и зависит от интенсивности радиационного и турбулентного обмена. Эти процессы сглаживают влияние общеклиматической изменчивости.

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Прямые измерения параметров энергообмена проводились сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН на станции Беллинсгаузен в течение двух летних сезонов: декабрь 2001 – март 2002 и декабрь 2002 – март 2003 [1, 2]. Эти измерения заключались в регистрации пульсаций метеопараметров (u' , w' , t' – горизонтальной и вертикальной скоростей ветра и температуры соответственно). Мачта с датчиками размещалась на открытой площадке на достаточном

расстоянии от стационарных строений. Для прямых измерений атмосферной турбулентности использовался акустический цифровой анемометр-термометр АЦАТ-3М, позволяющий измерять пульсации горизонтальной и вертикальной компонент ветра и температуры с частотой 12,5 Гц, а также интегральную температуру, направление и скорость ветра. Высота крепления датчиков над уровнем поверхности составляла 3,5 м.

Турбулентные потоки импульса определялись так называемым инерционно-диссипативным методом [10]. Он основан на уравнении баланса турбулентной кинетической энергии, которое задается в безразмерном виде:

$$0 = \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) - \frac{z}{L} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle we \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle wp \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \varepsilon, \quad (1)$$

где Φ_m – универсальная функция, z – высота измерений, L – масштаб Монина–Обухова, κ – постоянная Кармана, w – вертикальная компонента скорости ветра, u^* – динамическая скорость ветра, p – давление, ρ – плотность воздуха, ε – скорость диссипации. Уравнение может быть решено для u^* с использованием соотношения

$$S(k) = \alpha \varepsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (2)$$

и гипотезы замороженной турбулентности Тейлора

$$kS(k) = fS(f). \quad (3)$$

Здесь α – постоянная Колмогорова, k – волновое число, f – частота и S – плотность спектральной энергии.

$$u_* = \left(\frac{2\pi\lambda z}{\langle u \rangle} \right)^{2/3} \frac{S_{u,w}(f) f^{5/3}}{\alpha_{u,w} (2\pi)^{2/3}} \left(\Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) - \left(\frac{z}{L} \right) \right), \quad (4)$$

где $\langle u \rangle$ – средняя скорость ветра.

Для случая не нейтральной стратификации

$$\Phi_m = \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle we \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle wp \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{\rho}. \quad (5)$$

Этот метод применим и для вычисления потоков тепла, но при малых значениях потоков, что обычно наблюдается в полярных районах, дает большие ошибки. Поэтому для расчетов применялся так называемый прямой метод, главной трудностью которого является выбор правильного интервала осреднения [3].

$$H = \rho c_p \langle w' T' \rangle \quad (6)$$

где H – турбулентный поток тепла, c_p и ρ_0 – теплоемкость и плотность воздуха.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 1 представлены значения турбулентных потоков тепла, а на рис. 2 – динамической скорости ветра u^* за весь период наблюдений. Практически во всех случаях дневных измерений поток тепла положителен, то есть направлен от поверхности. Его значение изменяется от десятков до сотен Вт/м² в зависимости от метеоусловий. Наиболее интенсивный энергообмен происходит в период с 12:00 до 16:00 местного времени (с 16:00 до 20:00 GMT), потом его интенсивность идет на убыль и к 22 часам местного времени практически замирает.

Сравнение двух лет наблюдений не выявило существенных отличий в характере энергообмена. Сезону 2001/02 г. характерны более высокие максимальные

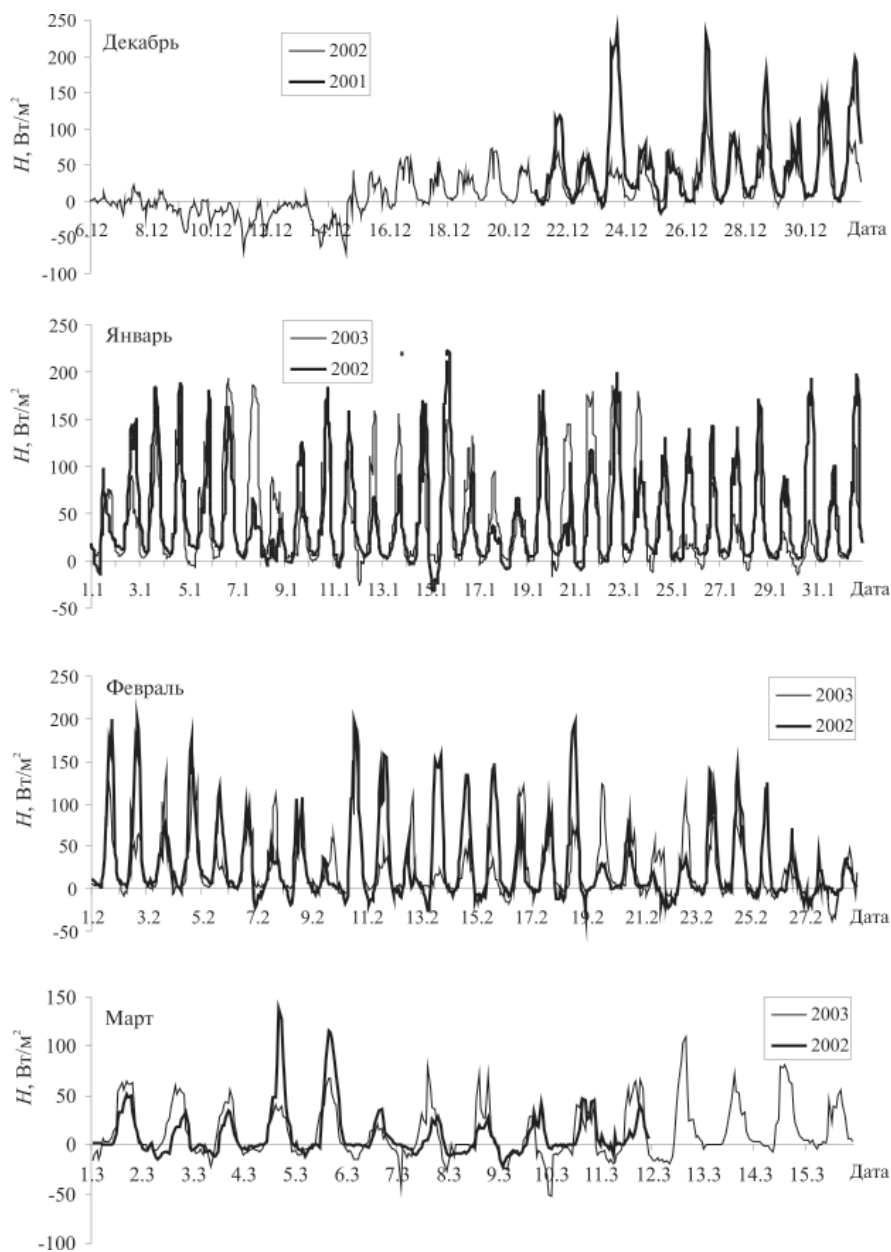


Рис. 1. Поток тепла на ст. Беллингаузен в летние сезоны 2001/02 и 2002/03 гг.

дневные потоки тепла. Напротив, сезону 2002/03 г. соответствуют более значительные внутрисезонные вариации потока импульса. Метеорологические условия двух сезонов также не свидетельствуют о значительных отличиях. Среднемесячная температура в 2002/03 г. несколько ниже. Более существенно отличался режим ветра – в последнем сезоне преобладали южные и юго-восточные ветра. При этом

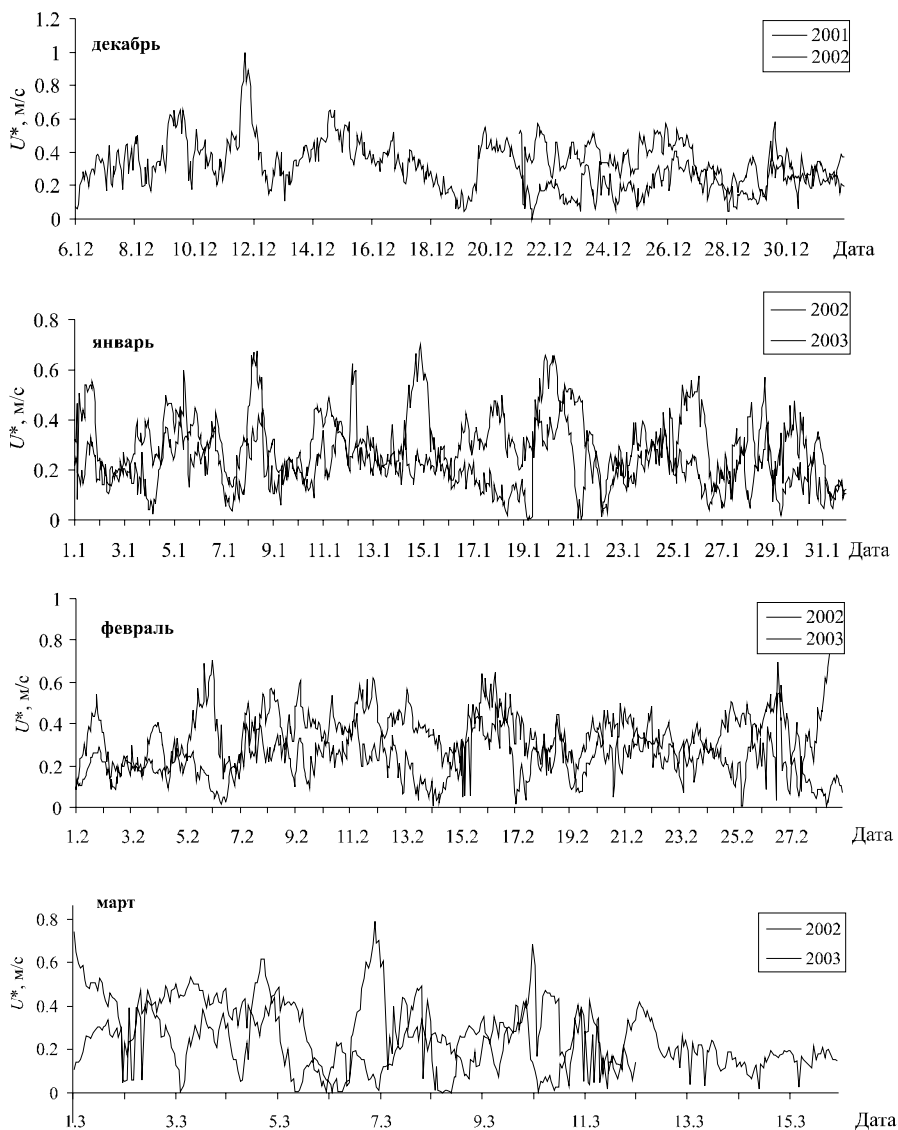


Рис. 2. Динамическая скорость ветра на ст. Беллингаузен в летние сезоны 2001/02 и 2002/03 гг.

климатическая ситуация сезона 2002/03 г. была очень нестабильной – интенсивность циклонической деятельности была выше среднестатистической, возросло количество осадков. Спутниковые данные свидетельствуют об изменении температурного режима в проливе Дрейка в январе–феврале 2003 г.

При численном моделировании пограничного слоя для расчетов осредненных потоков скрытого и явного тепла, а также импульса по измерениям метеопараметров используются так называемые аэродинамические балк-формулы.

$$\begin{aligned}
\tau &= \rho C_D u_z^2, \\
H &= \rho c_p C_H u_z (T_0 - T_z), \\
LE &= L_s C_E u_z (q_0 - q_z).
\end{aligned} \tag{7}$$

Здесь C_D , C_H , C_E – безразмерные коэффициенты обмена (коэффициент сопротивления, число Стентона и число Дальтона соответственно). Коэффициент аэродинамического сопротивления подстилающей поверхности C_D и связанный с ним параметр шероховатости z_0 являются важнейшими аэродинамическими характеристиками поверхности. C_D поверхности в очень большой степени зависит от формы, геометрических размеров и размещения имеющихся на ней неровностей. Кроме того, сопротивление поверхности зависит от ее теплофизических свойств и от стратификации приземного воздуха. Поэтому коэффициент сопротивления и параметр шероховатости оказываются чрезвычайно изменчивы во времени и в пространстве в зависимости от метеорологических характеристик и характеристик поверхности.

Экспериментальное определение параметра шероховатости крайне затруднено, ибо он в значительной степени зависит от стратификации атмосферы. Коэффициент сопротивления для нейтральных условий C_{DN} и параметр шероховатости рассчитывались по следующей схеме:

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}}\right), \tag{8}$$

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U}\right)^2, \tag{9}$$

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_0}{L}\right) \right], \tag{10}$$

$$\zeta = \frac{z}{L}, \tag{11}$$

$$C_{Dn}^{-1/2} = C_D^{-1/2} + \frac{\Psi_u(\zeta)}{\kappa}. \tag{12}$$

1. $\frac{z}{L} < -0,05$ – неустойчивая стратификация [8]:

$$\Psi_u(\zeta) = \frac{\Psi_{kanzas} + \zeta^2 \Psi_{convectiv}}{1 + \zeta^2}, \tag{13}$$

$$\Psi_{kanzas} = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}, \tag{14}$$

$$\Psi_{convectiv} = \frac{3}{2} \ln \frac{y^2 + y + 1}{3} - \sqrt{3} \arctan \frac{2y + 1}{\sqrt{3}} + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \tag{15}$$

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4}, \tag{16}$$

$$y = (1 - 13\zeta)^{1/3}. \tag{17}$$

2. $-0,05 < \frac{z}{L} < 0,05$ – нейтральная стратификация [7]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0, C_{Dn} = C_D.$$

3. $\frac{z}{L} > 0,05$ – устойчивая стратификация [11]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0,61 + 5 \frac{z}{L}. \quad (18)$$

Здесь C_D – коэффициент сопротивления, z_0 – параметр шероховатости, U – скорость ветра м/с, C_{Dn} – коэффициент сопротивления для нейтральных условий, z – высота измерений, u^* – динамическая скорость ветра, $L = \frac{-u_*^3 T}{\kappa g H}$ – масштаб Монина–Обухова, $\zeta = \frac{z}{L}$ – параметр устойчивости.

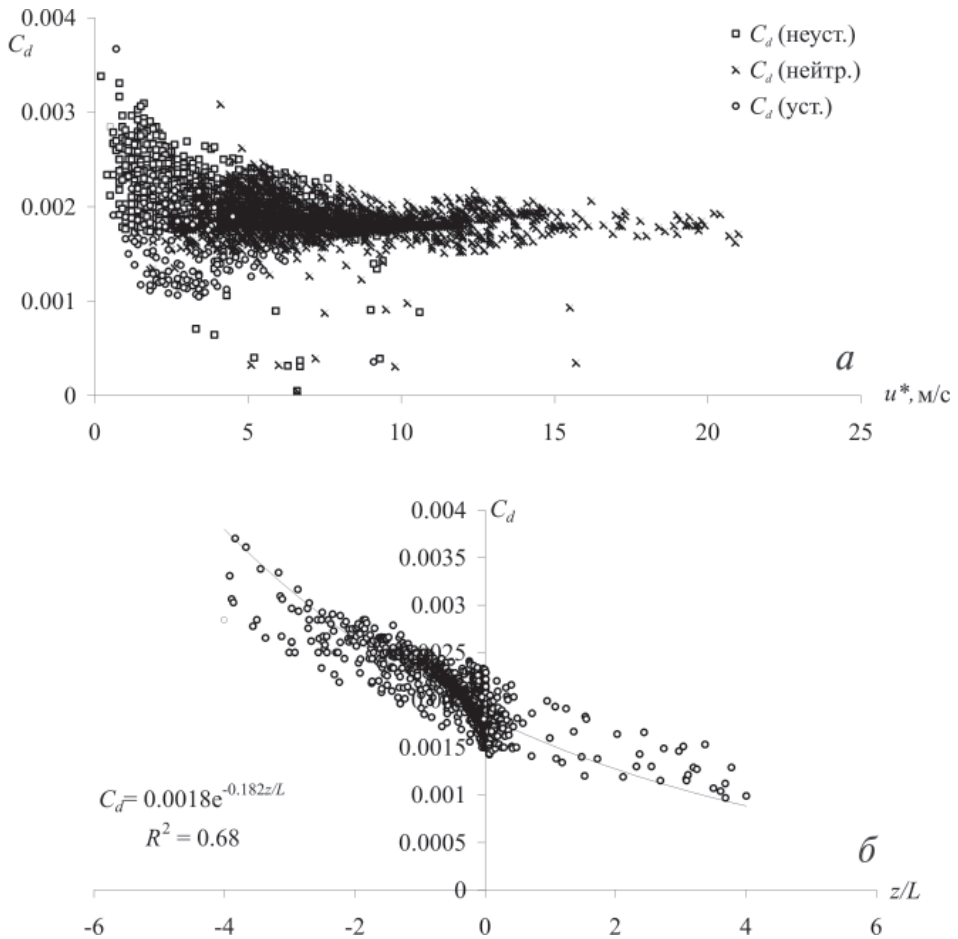


Рис. 3. Зависимость коэффициента сопротивления C_d от скорости ветра для различных типов стратификации (а), от параметра устойчивости z/L (б)

Для расчета параметра шероховатости обрабатываемые данные были разбиты на четыре группы по секторам направления ветра 315–45°, 45–135°, 135–225° и 225–315°.

На рис. 3а показана зависимость от скорости коэффициента сопротивления C_D , рассчитанного для различных типов стратификации. При малых скоростях ветра не прослеживается его четкой зависимости от скорости ветра. Напротив, зависимость от параметра устойчивости атмосферы (рис. 3б) хорошо аппроксимируется соотношением:

$$C_D * 10^3 = 1,8 * e^{-0,182z/L}. \quad (19)$$

Известно, что параметр шероховатости хорошо аппроксимируется так называемым соотношением Чарнока $z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$, где α – параметр Чарнока, g – ускорение свободного падения. На рис. 4 показана экспериментальная зависимость для различных секторов направления ветра.

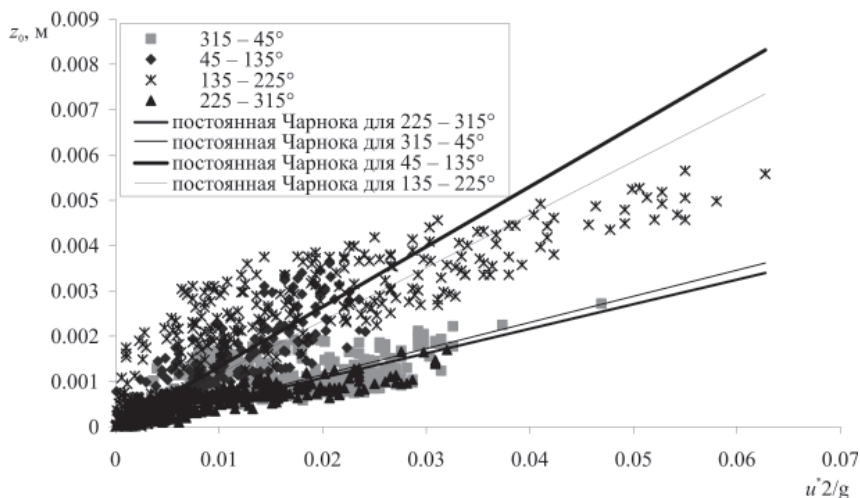


Рис. 4. Зависимость параметра шероховатости z_0 от $\frac{U_*^2}{g}$. Грунт для различных направлений ветра

Таблица 1

Параметр Чарнока α в соотношении Чарнока $z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$ для различных направлений ветра на измерительном полигоне

Направление ветра	z_0 , см	α	R	$C_d \times 10^{-3}$	$C_{dn} \times 10^{-3}$	Характеристика поверхности
315–45°	0,08±0,02	0,072	0,55	1,9±0,1	1,7±0,1	Ровный каменистый грунт
45–135°	0,076±0,008	0,055	0,41	1,8±0,2	1,7±0,1	Горный массив
135–225°	0,1±0,03	0,051	0,5	2,4±0,3	1,7±0,2	Морская поверхность
225–315°	0,09±0,01	0,054	0,66	2,2±0,3	1,6±0,2	Ровный каменистый грунт со строениями
—	0,01±0,01	0,052	0,5	1,8±0,4	—	Заснеженная поверхность

Примечание. R – коэффициент корреляции; C_d – коэффициент сопротивления; C_{dn} – коэффициент сопротивления для нейтральных условий

В табл. 1 дано значение постоянной Чарнока для разных секторов поверхности по экспериментальным данным, а также среднее значение параметра шероховатости. Видно, что наибольшее значение параметра шероховатости соответствует сектору с морской поверхностью. Это связано с тем, что с южного направления преобладают сильные ветра, вызывающие возмущения на поверхности моря.

По сравнению с данными сезона 2001/02 г. значения параметра шероховатости в 2003 г. занижены на 10–20 %. Это связано с тем, что в этом году отдельные участки заснеженной поверхности сохранялись в течение всего периода наблюдений по всем направлениям.

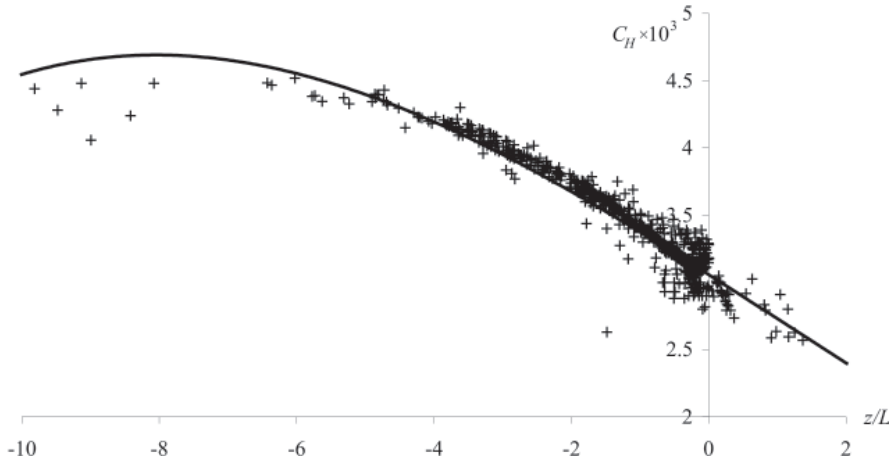


Рис. 5. Зависимость коэффициента обмена C_H от параметра устойчивости. Линией обозначена параметризация

Коэффициент Стэнтона C_H определяется из прямых измерений потока тепла. Наблюдается довольно хорошо выраженная зависимость C_H от параметра устойчивости атмосферы ζ (рис. 5). Линия представляет собой аппроксимацию:

$$C_H \cdot 10^3 = 0,0013\zeta^3 - 0,0047\zeta^2 - 0,03236\zeta + 3,057. \quad (20)$$

Средние значения полученных коэффициентов обмена приведены в табл. 2.

Таблица 2

Средние значения коэффициентов Стэнтона C_H и сопротивления C_D при скоростях ветра $u > 2$ м/с по данным прямых измерений потоков тепла и импульса

Годы	$C_H \times 10^3$	$C_D \times 10^3$
2001–2002	$3,35 \pm 0,23$	$2,1 \pm 0,34$
2002–2003	$2,43 \pm 0,21$	$1,7 \pm 0,3$

Для слоя постоянных потоков справедливы следующие соотношения для вторых моментов турбулентных пульсаций:

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -u_*^2 & \overline{w'T'} &= -u_*T_* & \sigma_u^2 &= \overline{(u')^2} = A_u^2 u_*^2 \\ \sigma_v^2 &= \overline{(v')^2} = A_v^2 u_*^2 & \sigma_w^2 &= \overline{(w')^2} = A_w^2 u_*^2 & \sigma_T^2 &= \overline{(T')^2} = A_T^2 T_*^2 \\ \overline{u'T'} &= A_{uT} u_* T_* \end{aligned} \quad (21)$$

Дисперсии σ_u , σ_w и σ_T характеризуют интенсивность турбулентных процессов. Значения коэффициентов A приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения коэффициентов теории подобия по данным измерений

Месяцы	A_u	A_w	A_T
Декабрь	2,2	0,9	1,6
Январь	1,6	0,7	1,6
Февраль	1,6	0,8	1,5
Март	1,3	0,7	1,2

Существуют данные о зависимости коэффициентов теории подобия для неустойчивой стратификации от параметра устойчивости ζ [12].

По совокупности наших данных для ровной каменистой поверхности были получены следующие соотношения:

$$A_u = (12 - 0,5\zeta)^{1/3}, \quad (22)$$

$$A_w = 1,2(1 - 3\zeta)^{1/3}. \quad (23)$$

Полученные значения коэффициентов обмена и теории подобия и значение параметра шероховатости могут быть использованы при расчетах параметров турбулентного энергообмена в полярных районах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант РФФИ №05-05-64235), гранта Президента России по поддержке ведущих научных школ (НШ-1636.2003.5.) и ФЦП «Мировой океан» (подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобков И.А., Репина И.А. теплофизические свойства льда и разных типов открытой поверхности в районе Антарктического полуострова // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 74–79.
2. Бучнев И.А., Репина И.А. Исследование турбулентного энергообмена на станции Беллинсгаузен в летний сезон 2002–2003 гг. // Состояние природной среды Антарктики. Препринт ААНИИ. СПб., 2003. Ч. 3. С. 37–42.
3. Буш К. Потоки в приземном слое над морем // Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 79–85.
4. Волков Ю.А., Репина И.А. Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 189–206.
5. Долганов Л.В. Атмосферные условия южной полярной области. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 176 с.
6. Романов В.Ф., Арискина Н.В., Васильев В.Ф., Лагун В.Е. Энергетика атмосферы в полярных областях. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
7. König G. Roughness length of an Antarctic ice shelf // Polarforschung. 1985. Vol. 55. № 1. P. 27–32.
8. Grachev A.A., Fairall C.W., Larsen S.E. On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer // Boundary Layer Meteorology. 1998. Vol. 86. P. 257–278.
9. Kwok R., Comiso C. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29. № 14. P. 501–504.

10. *Large W.G., Pond S.* Sensible and latent heat flux measurements over the ocean // J. Phys. Oceanogr. 1982. Vol. 12. P. 464–482.
11. *Parlange M.B., Porte-Agel F.* On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer // Boundary Layer Meteorology. 2001. Vol. 99. P. 225–248.
12. *Zhang H., Chen J.* Turbulence structure in unstable condition over various surfaces // Boundary Layer Meteorology. 2001. Vol. 100. P. 243–261.

ARTAMONOV A.YU., BUCHNEV I.A., REPINA I.A.

AIR-SURFACE INTERACTION IN ANTARCTIC CONVERGENCE ZONE DURING SUMMER PERIOD

The results of atmospheric turbulence eddy-correlation measurements at Bellingshausen station during summer period 2002 and 2003 are considered. The characteristics of energy exchange between the atmosphere and the underlying surface are investigated. We get the values of exchange coefficients and Monin-Obukhov theory coefficients as well as roughness parameter. The dependence of these coefficients on meteorological conditions as well as atmospheric stability is researched. The work was supported by RFBR (grant № 05-05-64235) and by Russian President's grant for main scientific school support (grant 1636.2003.5).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ ПАРАМЕТРОВ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

О.В. СОКОЛОВ, Л.И. МЕЗЕНЦЕВА

ДВНИГМИ, г. Владивосток

Средствами трендового анализа выявлены климатические сдвиги временных рядов некоторых индексов общей циркуляции атмосферы во второй половине XX века. Исследованию подвергались средние месячные, средние сезонные и средние годовые значения индексов Блиновой и циклонической активности, рассчитанные для Южного полушария, индексов Каца и индексов блокирования для тихоокеанского сектора Южного полушария.

Выявлено, что во второй половине XX века в Южном полушарии происходило усиление зональной циркуляции в средней тропосфере и изменение крупномасштабной турбулентности в нижней: ослабление в субтропических и умеренных широтах и усиление в субантарктической зоне.

В последнее время накоплено достаточно доказательств, касающихся изменений климата на планете — изменений различной периодичности и амплитуды, различной природы, относящихся к разным аспектам окружающей среды. В настоящей работе сделана попытка проследить изменения параметров общей циркуляции атмосферы (ОЦА) в Южном полушарии во второй половине XX столетия. Точнее, исследовать параметры ОЦА, связанные с процессами в тропосфере в умеренных и высоких широтах Южного полушария в целом и его тихоокеанском секторе в частности.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С целью мониторинга состояния ОЦА в рамках данной работы были рассчитаны некоторые индексы циркуляции, приведенные ниже. Исходными материалами для их расчета послужили данные объективного анализа гидрометеорологических параметров в кодах GRIB — архив NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction, Washington DC, National Center for Atmospheric Research, Boulder CO). Использовались средние месячные значения геопотенциальных высот на поверхности 500 гПа (H_{500}) с 1950 по 2001 г. и ежедневные значения геопотенциальных высот на поверхности 1000 гПа (H_{1000}) за срок 00 GMT за период 1954–1999 гг. в узлах регулярной сетки $2,5 \times 2,5^\circ$ по всему Земному шару.

Рассчитывались индексы Блиновой, исходными массивами послужили средние месячные поля H_{500} . Данный индекс характеризует среднюю для полушария угловую скорость зональных течений, отнесенную к угловой скорости вращения Земли [2]; расчеты производились для каждого широтного круга, в данном случае с шагом $2,5^\circ$ с 40 по 65° ю.ш. включительно.

На базе этих же средних месячных архивов рассчитывались известные индексы атмосферной циркуляции А.Л.Каца, которые количественно характеризуют отдельные составляющие интегрального переноса воздушных масс: зонального и меридионального (J_z и J_m соответственно), над заданным участком земной поверхности [6, 7].

В рамках данной работы в расчетных схемах учитывалось изменение параметра Кориолиса с широтой, зональный и меридиональный градиенты давления

(в размерности дам/град) рассчитывались путем численного дифференцирования и были отнесены к угловой скорости вращения Земли. Расчеты производились по региону, ограниченному 170 и 120° з.д. и 35 и 70° ю.ш. (юго-восточная часть Тихого океана).

Кроме этого, разработано оригинальное программное обеспечение для определения топологических особенностей поверхностей, заданных в узлах регулярной сетки. К таким особенностям в нашем случае относятся замкнутые области пониженного рельефа на изобарической поверхности – аналог циклона. С равным успехом программное обеспечение позволяет определять характеристики замкнутых областей повышенного рельефа на изобарической поверхности (любой другой поверхности тоже). Алгоритм расчета предусматривает учет сферичности Земли и выбор географического региона, в котором производится выделение объектов.

При выделении названных объектов использован ряд экспериментально подобранных критериев, позволяющих произвести отбор объектов из всего множества:

- минимальный объем объекта V_{min} в размерностях исходного поля, при превышении которого объект считается отобраным;
- максимальный объем объекта V_{max} в размерностях исходного поля, при превышении которого объект не отбирается;
- реальная максимальная глубина (высота) h , ниже (выше) которой отбираются все объекты;
- критерий $(h^*h)/S$, где S – площадь основания объекта: данный параметр позволяет отобрать объекты, имеющие небольшую площадь основания, но при этом достаточно глубокие (высокие);
- критерий $(h^*h^*h)/V$: данный параметр позволяет исключить объекты, имеющие небольшую глубину (высоту) и значительный объем V .

Визуальное сравнение объективно выделенных объектов на изобарической поверхности H_{1000} с барическими объектами на картах погоды за синхронные сроки показало высокую степень совпадения их положения и глубины. По нашему мнению, данные характеристики можно использовать в качестве меры количества и интенсивности циклонических и антициклонических образований. Отметим, что путем подбора указанных выше критериев можно выделять классы объектов, например, можно отобрать «глубокие» циклоны или объекты повышенного рельефа, «выше» или обширнее критических значений.

Ниже приводится анализ индексов LA (lake – «впадины»), которые рассчитывались как сумма количества замкнутых областей пониженного рельефа на определенной широте с шагом 2,5° в зоне 40–80° ю.ш. по ежедневным картам H_{1000} в срок 00 GMT за период 1954–1999 гг. При этом не учитывалась интенсивность образований. Таким образом, мы получили индекс, характеризующий меру циклонической активности на определенной широте. Заметим, что величина индекса, например 65, не означает, что в рассматриваемом месяце в выбранной широтной зоне было 65 циклонов, так как один и тот же циклон может быть учтен при расчетах неоднократно, если он находился в данном районе более одних суток. Кроме того, этот же циклон может быть учтен и в соседнем районе.

При расчете индексов блокирования за основу был взят метод количественной параметризации, основанный на анализе временных рядов отклонений ежедневных значений H_{500} в узлах регулярной сетки от среднеширотных значений, предложенный в [4, 5].

Блокирование обычно сопровождается глубоким меридиональным преобразованием термобарического поля, приводящим к междуширотному перераспределению воздушных масс и тепла в тропосфере. Поскольку процессы блокирования устойчивы по времени и имеют определенную географическую локализацию, они

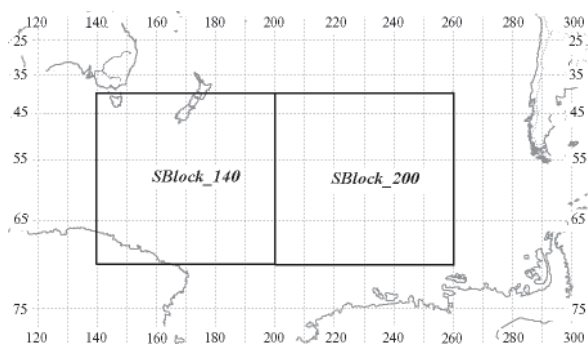


Рис. 1. Районы частого блокирования западно-восточного переноса, где рассчитывались индексы блокирования *SBlok_140* и *SBlok_200*

существенно воздействуют на формирование среднего режима атмосферной циркуляции [13].

При расчете данного индекса на первом этапе на основе ежедневных данных анализа AT_{500} за 00 GMT рассчитывались стандартные отклонения высоты изобарической поверхности в каждой точке поля $2,5 \times 2,5^\circ$ для каждого месяца по всему Земному шару (CKO_{im} , i – номер точки, m – месяц). Всего было обработано 10512 точек для 12 месяцев.

Затем определялся период блокирования (дата начала и окончания блока) для каждой точки по величине отклонения значения H_{500} от среднеширотного значения для данного момента времени для данного узла сетки. При этом, в отличие от методики, приведенной в [4], период времени, в течение которого отклонение в точке должно превышать CKO на круге широты, считался непрерывным и, в нашем случае, равным 7 суткам (критическое значение наличия блока). Это более жесткое условие для метода определения блокирующих ситуаций.

На последнем этапе были определены климатические значения среднего количества дней с блокирующими ситуациями для каждой точки сетки и месяца ($BLOCK_{im}$). На основе карт пространственного распределения $BLOCK_{im}$ для Южного полушария были выделены районы с повышенным (относительно окружающего фона) количеством дней с блоками: регионы *SBlok_140* и *SBlok_200* (рис. 1). Отметим, что данные регионы отличаются максимальной повторяемостью блоков в Южном полушарии во все месяцы года.

Для всех предложенных индексов: индексов Блиновой, Каца, циклонической активности и блокирования – составлены многолетние ряды значений индексов и их аномалий (нормализованных на стандартное отклонение) месячного, сезонного и годового масштабов осреднения; определены климатические характеристики индексов, временные ряды исследованы на предмет линейных трендов. Все статистические оценки в данной работе произведены согласно положениям, принятым в [1, 3], и получены с доверительной вероятностью 0,95.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для выявления особенностей пространственного и временного распределения индекса Блиновой в Южном полушарии были проведены сравнительные оценки основных климатических характеристик этого параметра с одноименными характеристиками Северного полушария.

Среднее годовое значение индекса в Южном полушарии составляет 63,4, что почти в полтора раза превышает значение индекса в Северном полушарии. Более

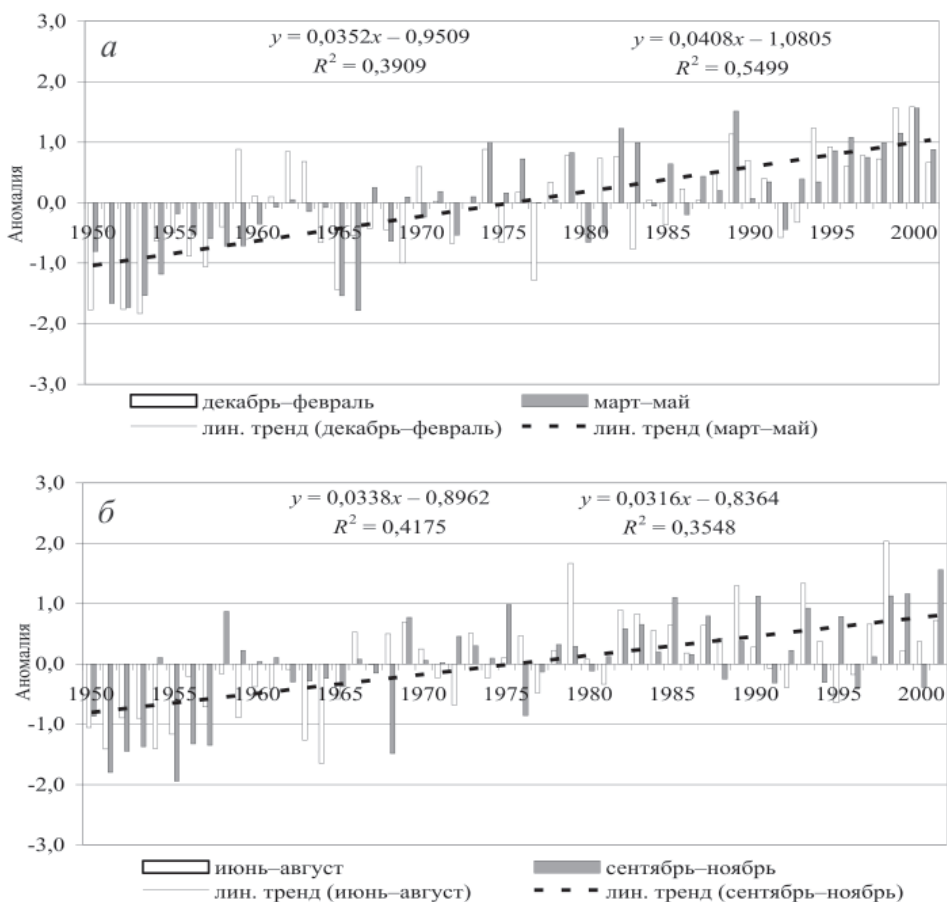


Рис. 2. Временной ход аномалий средних сезонных значений индекса Блиновой для Южного полушария с линейными трендами: *а* – лето, осень Южного полушария; *б* – зима, весна Южного полушария. Приведены уравнения и величины достоверности аппроксимации (R^2) линейных трендов

высокая интенсивность зональных течений в Южном полушарии отмечалась многими исследователями прежде, например в [9, 10, 11].

В годовом ходе индекса Блиновой в Южном полушарии выявлено два максимума, приходящиеся на март (69,7) и октябрь (67,2), и два минимума – в декабре (59,3) и июне (57,4). Двойную волну в годовом ходе интенсивности зональных течений принято объяснять тем [8], что северная и южная стороны пояса западных ветров Южного полушария имеют противоположные фазы изменения давления: на севере этого пояса максимумы давления наступают в дни равноденствия, а на юге – в дни солнцестояния. Это приводит к увеличению горизонтальных градиентов давления и к усилению зональной циркуляции между 40 и 65° ю.ш. в переходные сезоны. В месяцы солнцестояния горизонтальные градиенты в этой широтной зоне уменьшаются, ослабевает и зональное движение воздуха.

Подобно самому индексу годовой ход его среднего квадратического отклонения (СКО) в Южном и Северном полушариях различен. В Северном полушарии годовой ход СКО описывается плавной кривой с максимумом в январе (7,4) и

минимумом в июле (2,2). В Южном полушарии изменчивость средних месячных значений индекса высока во все месяцы года. Наиболее высокие значения СКО характерны для декабря (8,0) и августа (7,4), относительно низкие значения отмечаются в феврале—апреле (5,2).

Приведенные значения СКО свидетельствуют о большей изменчивости индекса в Южном полушарии в сравнении с северным почти во все сезоны года. Летом в Северном полушарии они почти в два раза меньше, чем в Южном. Это происходит вследствие нагревания суши в средних и высоких широтах Северного полушария, где наблюдается максимальное различие в соотношении площадей суши и моря, в результате чего уменьшаются меридиональные температурные контрасты и, таким образом, ослабевает крупномасштабная турбулентность атмосферы, показателем которой в определенной мере может служить изменчивость интенсивности зональной циркуляции. Материки же Южного полушария в летнее время, наоборот, усиливают контрасты температуры в средних широтах, усиливая в свою очередь крупномасштабную турбулентность.

Трендовый анализ временных рядов аномалий индекса Блиновой в Южном полушарии позволяет выявить наличие значимых на выбранном уровне положительных линейных трендов во все без исключения сезоны года. Наиболее значимое усиление зональных течений в исследуемый период (1950–2001 гг.) произошло в осенний и зимний периоды (рис. 2). Абсолютные величины трендов в эти сезоны достигают 2,2 и 2,0 СКО, коэффициенты детерминации 0,55 и 0,42 соответственно.

В табл. 1 приведены статистические параметры и оценки линейных трендов по критерию Фишера для средних годовых и средних сезонных значений индекса в Северном и Южном полушариях. Значительное превышение статистик F для временных рядов Южного полушария свидетельствует о большей значимости трендов в этом полушарии.

При исследовании годового хода индексов Каца (индексов зонального J_3 и меридионального J_m переноса воздуха) по тихоокеанскому сектору Южного полушария с 1950 по 2001 г. выявлен ряд особенностей в распределении данного пара-

Таблица 1

Статистические параметры и оценки линейных трендов для средних за период значений индексов Блиновой (для Северного и Южного полушарий) и Каца (для тихоокеанского сектора Южного полушария)

Параметры значимости линейных трендов	Периоды осреднения				
	Год	Декабрь–февраль	Март–май	Июнь–август	Сентябрь–ноябрь
Критическое значение F с дов. вероятностью 0,95	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
F для индекса Блиновой Северного полушария	7,0	5,6	0,4	2,5	3,7
Оценка тренда	Значимый	Значимый	Незначимый	Незначимый	Незначимый
F для индекса Блиновой Южного полушария	96,9	32,1	61,1	35,8	27,5
Оценка тренда	Значимый	Значимый	Значимый	Значимый	Значимый
F для J_3	55,8	35,0	47,1	19,0	12,8
Оценка тренда	Значимый	Значимый	Значимый	Значимый	Значимый
F для J_m	6,4	3,4	2,3	2,0	1,0
Оценка тренда	Значимый	Значимый	Незначимый	Незначимый	Незначимый

метра. Подобно индексу Блиновой, индекс зонального переноса имеет два максимума и два минимума. Смещение в наступлении экстремумов в годовом ходе индекса J_3 (региональный индекс) по отношению к индексу Блиновой (для полушария) отмечается только для летнего минимума. По интенсивности максимумы индекса примерно одинаковы (17235 и 17845 для марта и октября соответственно). Минимальные значения J_3 в январе и июле отличаются более значительно, так главный минимум J_3 , приходящийся на январь, составляет 14899, против 15804 для вторичного минимума в июле.

Средние месячные значения индекса J_3 имеют высокую степень изменчивости в течение всего года. Статистически значимые различия наблюдаются лишь для СКО января (1092), когда отмечается минимальная изменчивость, и месяцев июнь—июль с наибольшей изменчивостью (1813—1816).

Годовой ход средних месячных значений J_m имеет ярко выраженный минимум в феврале (8774) и максимум в июне (10695). С февраля по июнь климатические значения J_m практически линейно увеличиваются, что говорит о последовательном увеличении количества меридиональных форм циркуляции при перестройке процессов от теплого сезона к холодному. Ослабление меридиональной циркуляции от августа к декабрю носит не столь линейный характер. СКО индекса меняется в пределах от 1044 в марте до 679 в ноябре.

Представляет интерес динамика значений рассматриваемых индексов. Многолетний ход средних годовых значений J_3 отличается наличием значимого положительного линейного тренда, а временной ход индекса J_m — наличием отрицательного линейного тренда, не значимого на выбранном уровне. Доля дисперсии, описанная линейными трендами, 0,53 и 0,11 соответственно.

Отдельно были рассчитаны линейные тренды средних сезонных значений индексов. Во все сезоны года для индекса J_3 с вероятностью 95 % выявлены статистически значимые положительные тренды (табл. 1). Наиболее значимый пришелся на осень Южного полушария (коэффициент детерминации 0,49), что свидетельствует об интенсивном увеличении повторяемости зональных форм атмосферной циркуляции в этот сезон в исследуемый период.

Если же рассматривать линейные тренды средних сезонных значений индекса J_m , то они не являются статистически значимыми с выбранной доверительной вероятностью. Тем не менее можно говорить об ослаблении меридионального переноса в выбранном регионе во все сезоны, при этом основной вклад в формирование отрицательного линейного тренда средних годовых значений J_m вносят летние (декабрь—февраль) значения индекса.

На основе изложенного выше алгоритма объективного выделения циклонических объектов был создан архив временных рядов аномалий накопленного за месяц количества циклонических объектов на уровне 1000 гПа (индекс LA) вдоль широтных кругов с 40 по 80° ю.ш. включительно с шагом 2,5°.

Средствами трендового анализа выявлено, что во второй половине XX столетия изменения циклонической активности во времени в разных широтных зонах Южного полушария не отличаются однородностью. В табл. 2 для индексов циклонической активности приведены оценки линейных трендов для всех сезонов и в целом за год. В данном случае оценки линейных трендов получены как отношение F -статистик фактических к F -статистикам критическим для уровня значимости 0,95 [3], присвоенный отношению знак плюс или минус указывает на наклон линейного тренда. Чем больше абсолютная величина полученной оценки, тем больше наклон линии тренда. В таблице указаны лишь значения статистик больше единицы, при незначимых с выбранной вероятностью сдвигах значения статистик не указаны, приведены лишь знаки трендов (+ или -).

Оценки линейных трендов временных рядов индекса циклонической активности LA поля H_{1000}

Широта	Период				
	Год	Декабрь– февраль	Март– май	Июнь– август	Сентябрь– ноябрь
40° ю.ш.	+	+	+	–	+
45° ю.ш.	–1,0	–	–	–3,0	+
47,5° ю.ш.	–9,2	–	–1,7	–4,0	–2,9
50° ю.ш.	–9,9	–1,7	–2,0	–2,3	–1,0
52,5° ю.ш.	–6,0	–1,7	–2,6	–1,4	–
55° ю.ш.	–11,7	–6,3	–3,4	–2,9	–2,6
57,5° ю.ш.	–8,7	–2,9	–3,7	–2,9	–
60° ю.ш.	–7,2	–2,3	–1,9	–1,2	–3,1
62,5° ю.ш.	+	+	+	–	–
65° ю.ш.	1,3	3,2	+	+	–
67,5° ю.ш.	1,5	1,6	+	+	+
70° ю.ш.	+	+	+	+	+
72,5° ю.ш.	+	–2,4	+	+	+
75° ю.ш.	+	–	2,0	1,7	+
77,5° ю.ш.	–	–	+	–	–
80° ю.ш.	–2,6	–	–	–1,3	–1,7

На 40° ю.ш. временные ряды годовых и сезонных аномалий индекса LA , за исключением зимнего сезона, имеют положительный наклон линейного тренда, однако тренды не значимы. В зоне от 45 до 60° ю.ш. включительно отмечается отрицательный знак линейных трендов во все сезоны года, т.е. количество циклонов в приземном слое во второй половине века здесь сокращалось. В широтной зоне 62,5 – 75° ю.ш. наблюдается преобладание, за исключением отдельных сезонов на отдельных широтах, положительных линейных трендов, т.е. количество циклонических объектов в этой широтной зоне нарастало. И наконец, в высоких широтах, южнее 75°, в многолетнем ходе индекса LA вновь отмечаются отрицательные тренды.

Такое поведение объектов LA на уровне 1000 гПа, по всей видимости, следует связывать с перераспределением термических и барических градиентов в нижней тропосфере Южного полушария и усилением зональных (следовательно, уменьшением меридиональных) форм циркуляции атмосферы.

Рассматривая трендовые составляющие временного хода LA в Южном полушарии более детально, следует отметить, что наиболее значимое ослабление циклонической деятельности в умеренных широтах наблюдается на 55 параллели. Здесь во все месяцы года отмечаются отрицательные значимые линейные тренды временных рядов LA . Годовые аномалии накапливают отрицательные трендовые составляющие параметров месячного разрешения, коэффициент детерминации линейного тренда средних годовых значений LA достигает 0,52.

В широтной зоне 65 – 67,5° ю.ш. отмечается максимум в нарастании циклонической активности, наиболее проявленный в декабре–феврале (положительные значения рассчитанных статистик достигают максимума, см. табл. 2). На рис. 3 представлены графики временного хода средних годовых значений индекса LA на 65 и 55° ю.ш., сглаженные прямыми.

Расчет количества объектов LA над тихоокеанским сектором Южного полушария (район ограничен 140° в.д. и 80° з.д.) позволил оценить вклад этого региона в формирование квазиполувековых трендов многолетнего хода индекса, отнесенного ко всему полушарию.

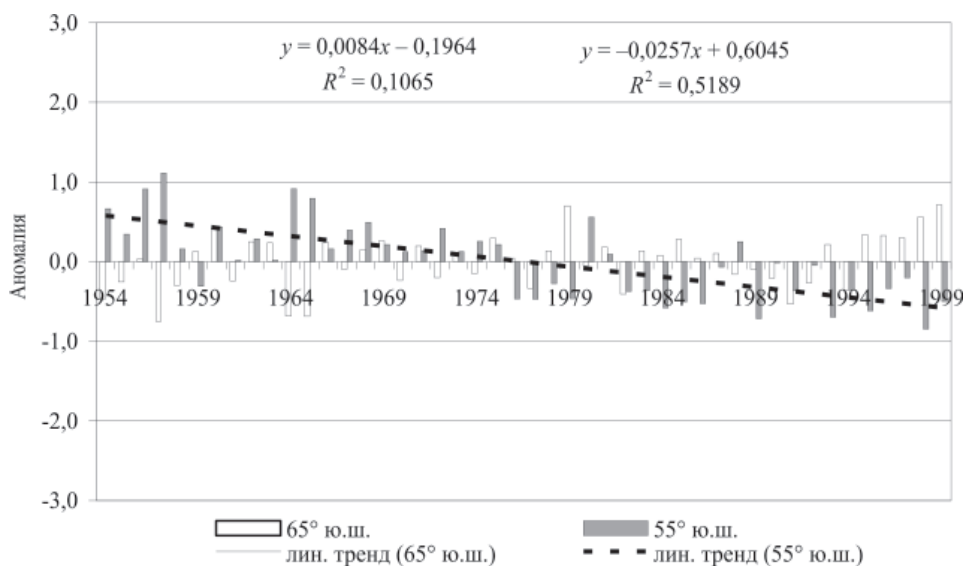


Рис. 3. Временной ход аномалий средних годовых значений индекса *LA* вдоль 65 и 55° ю.ш. с линейными трендами, уравнениями и величиной достоверности аппроксимации (R^2)

В частности, в умеренной климатической зоне Тихого океана, как и в целом по полушарию, отмечалось уменьшение циклонических объектов в исследуемый период, наиболее значимое также приходится на 55 параллель. Однако зона с отрицательными трендами в умеренных широтах Тихого океана смещена к полюсу на 2,5° по отношению к подобной зоне, рассчитанной для всего полушария, и, таким образом, сужается зона с положительными трендами в субполярных и полярных областях Тихого океана. Кроме этого положительные тренды в субантарктической зоне не достигают выбранного уровня значимости, а в отдельные месяцы и сезоны имеют обратный знак.

В качестве индексов, характеризующих блокирование западно-восточного переноса в тропосфере Южного полушария, были использованы величины накопленных за месяц случаев блокирования в каждой точке поверхности H_{500} выделенных регионов *SBlock_140* и *SBlock_200* (рис. 1). Далее приведены некоторые климатические характеристики одноименных индексов блокирования *SBlock_140* и *SBlock_200* и анализ временных рядов стандартизованных аномалий этих индексов.

В годовом ходе индекса *SBlock_140* отмечается два максимума, приходящие на август и декабрь, и один ярко выраженный минимум в октябре. С января по июнь повторяемость блокирующих ситуаций незначительно изменяется от месяца к месяцу и не имеет значимых экстремумов. Изменчивость индекса велика во все сезоны, годовой ход стандартного отклонения также не имеет значимых максимумов и минимумов.

Трендовый анализ временных рядов *SBlock_140* показал, что в последние десятилетия в районе 140° в.д.–160° з.д., 40–70° ю.ш. осенью и зимой отмечается уменьшение ситуаций блокирования западно-восточного переноса, летом – увеличение, а весной значимых изменений нет.

Индекс *SBlock_200* имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумами в июне–августе и декабре и минимумами в переходные сезоны: феврале–апреле и ноябре. Стандартное отклонение повторяет поведение самого индекса: наименьшей

изменчивостью индекс характеризуется в феврале, апреле и ноябре, наибольшей – в декабре–январе и с мая по октябрь.

Для данного индекса во все сезоны года выявлены отрицательные линейные тренды разной значимости, т.е. в данном районе последние десятилетия характеризуются систематическим ослаблением меридионального переноса в средней тропосфере. Коэффициент детерминации линейного тренда для сезона лета Южного полушария составляет 0,15, для других сезонов 0,05–0,09, для временного ряда средних годовых значений индекса – 0,20, что указывает на ослабление меридионального переноса в выбранном районе Тихого океана и в тихоокеанском регионе южного полушария в целом.

Одним из относительно простых способов выявления многолетней цикличности является метод накопленных аномалий. Интегрирование периодических колебаний увеличивает их амплитуды пропорционально длине соответствующего периода, облегчает выделение низкочастотных колебаний и, таким образом, представляет собой фильтр, позволяющий гасить короткопериодные колебания. Подобный метод был применен к аномалиям исследуемых индексов.

Кривая накопленных аномалий средних годовых значений индекса Блиновой для южного полушария представляет собой параболу с нисходящей осью с середины века до конца 60-х и восходящей – с середины 70-х гг. до конца века, т.е. первая половина исследуемого периода отличается ослаблением зонального переноса на полушарии, а вторая – его усилением (рис. 4). Следует отметить выраженную синхронность в ходе интегральных кривых обоих полушарий, что служит указанием на общую природу зональности воздушных течений на Земле.

Существует множество исследований, подтверждающих наличие сдвигов гидрометеорологических параметров и элементов циркуляции в середине 70-х гг. Например, с середины 70-х гг. началась эпоха преобладания теплых эпизодов ЭНЮК. В этот же период наблюдались изменения элементов циркуляции в северо-тихоокеанском секторе [15, 14]. Известно и о длиннопериодных колебаниях параметров зональных течений.

Для индекса J_3 первая половина исследуемого периода до 1968 г. включительно характеризуется накоплением отрицательных аномалий. С 1969 г. до конца столетия преобладают положительные аномалии средних годовых значений ин-

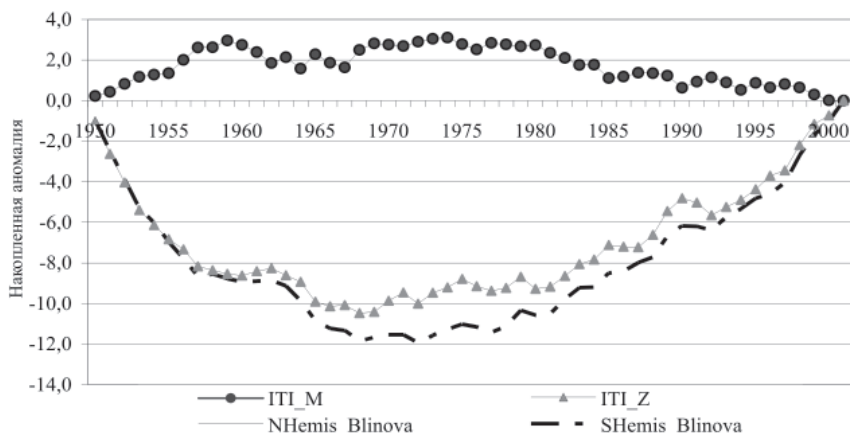


Рис. 4. Накопленные аномалии средних годовых значений индексов J_3 и J_m для тихоокеанского сектора Южного полушария, индексов Блиновой в Северном и Южном полушариях

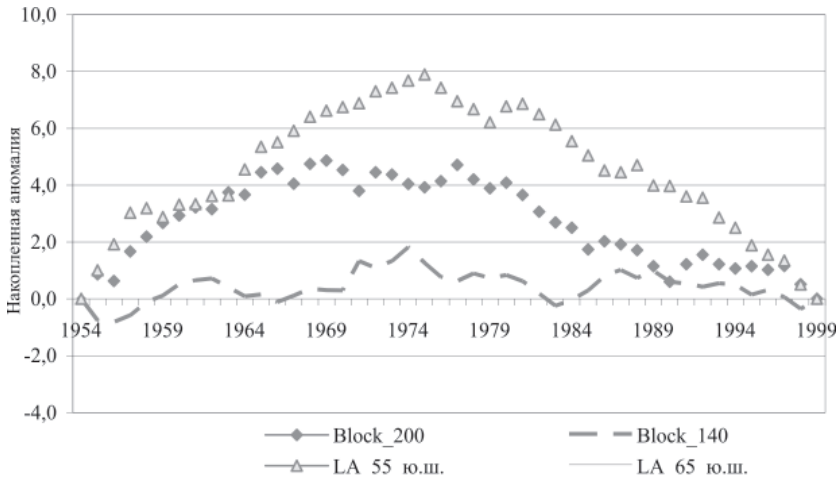


Рис. 5. Накопленные аномалии средних годовых значений индексов *SBlock_200* и *SBlock_140*, *LA 55°* и *LA 65°*

декса. Следует отметить хорошее совпадение хода интегральной кривой аномалий J_3 (региональный индекс) и интегральной кривой аномалий индекса Блиновой (полушарный индекс, рис. 4).

Рассматривая интегральную кривую аномалий средних годовых значений индекса J_m , можно отметить несколько периодов накопления положительных и отрицательных аномалий. Периоды накопления положительных аномалий: 1950–1959 гг. и 1967–1974 гг.; периоды накопления отрицательных аномалий: 1960–1964 гг. и 1980–2000 гг.

Кривая накопленных аномалий средних годовых значений индекса *SBlock_140* имеет квазипериодический характер (циклы около 12–13 лет). Иначе проявляет себя индекс *SBlock_200*, для него характерны низкочастотные колебания: с начала временного ряда (1954 г.) до середины 60-х гг. наблюдается накопление положительных аномалий, затем следует период без видимого преобладания аномалий одного знака, и наконец, с конца 70-х гг. до 1990 г. – период с подавляющим большинством отрицательных аномалий (рис. 5). Таким образом, именно два последние десятилетия изучаемого периода формируют климатическую неоднородность полувековых рядов индекса *SBlock_200*.

На рис. 5 представлены также интегральные кривые средних годовых значений индекса циклонической активности *LA* для 65 и 55° ю.ш. за период 1954–1999 гг. Очевидна согласованность циклонической деятельности с индексами общей циркуляции атмосферы. При усилении интенсивности зонального переноса происходит концентрация циклонов в субполярных областях и уменьшение их числа в субтропических и умеренных широтах. К таким заключениям почти 40 лет назад пришел Г.М.Таубер [12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместный анализ объективно рассчитанных индексов на однородном исходном материале позволяет сделать ряд выводов об изменении общей циркуляции атмосферы во второй половине XX века:

– интенсивность западно-восточного переноса в средней тропосфере в обоих полушариях возросла, следовательно, произошло увеличение крупномасштабного барического градиента (по крайней мере, между 40 и 65 параллелями);

– наибольший вклад в усиление интенсивности зональной циркуляции в Южном полушарии внесен зимним и осенним сезонами (в Северном полушарии – зимним);

– в нижней тропосфере Южного полушария в зоне 45 – 60° ю.ш. наблюдается ослабление циклонической деятельности, в широтной зоне 62,5 – 72,5° ю.ш. – усиление, и, наконец, в высоких широтах, 77,5 – 80° ю.ш., вновь отмечается ослабление циклонической деятельности;

– в зоне, ограниченной 170 и 120° з.д. и 35 и 70° ю.ш. (юго-восточная часть Тихого океана), зональный поток воздушных масс в средней тропосфере усилился во все сезоны года; меридиональный поток имеет тенденцию к ослаблению (сдвиги временных рядов годового и сезонного масштаба осреднения не достигают выбранного, 95 %, уровня значимости);

– блокирование западно-восточного переноса в тихоокеанском секторе Южного полушария ослабевает.

Таким образом, в середине 70-х гг. прошлого столетия в обоих полушариях, на наш взгляд, произошла смена циркуляционных эпох, которая заключалась в смещении циркуляционных систем к полюсам, в том числе концентрации циклонических образований в субполярных зонах, уменьшении межширотного обмена и «запиранию» антарктических (арктических) воздушных масс в полярных областях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика: Основы моделирования и первичная обработка данных. М.: Финансы и статистика, 1983. 472 с.
2. Блинова Е.Н. Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды // Тр. ГМЦ. 1967. Вып. 15. С. 3–26.
3. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 416 с.
4. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991. № 8. С. 11–17.
5. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991. № 3. С. 108–110.
6. Кац А.Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 1954. № 6. С.13–18.
7. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 270 с.
8. Лон Г. ван., Тальярд Д., Сасамори Т. и др. Метеорология Южного полушария: Пер. с англ. / Под ред. Ч. У. Ньютона. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 259 с.
9. Савицкий Г.Б. Синоптические процессы Южного полушария и погодные условия над Антарктидой в январе-ноябре 1967 г. // Тр. ААНИИ. Двенадцатая континентальная экспедиция. Л.: Гидрометеиздат, 1971. Т. 47. С. 123–137.
10. Стехновский Д.И. Некоторые вопросы взаимосвязи циркуляции атмосферы Северного и Южного полушарий // Тр. ЦИП. 1964. Вып. 137. С. 54–67.
11. Таубер Г.М. Взаимосвязи зональной и меридиональной циркуляции и их аномалий в Северном и Южном полушариях // Тр. ГМЦ. 1967. Вып 5. С. 78–103.
12. Таубер Г.М. Некоторые черты атмосферной циркуляции Южного и Северного полушарий // Труды ГОИН. 1962. Вып. 67. С. 33–59.
13. Таубер Г.М. О планетарном развитии блокирующих процессов // Метеорология и гидрология. 1969. № 3. С. 22–29.
14. Тунеголовец В.П. Сопряженность тропического и внетропического циклогенеза в северо-западной части Тихого океана в конце XX века // Тез. докл. V Научная юбилейная конф. «40 лет геофизическому факультету ИОС ДВГУ». Владивосток, 2004. С. 8–9.

15. Suga T., Kato A., Hanawa K. North Pacific Tropical Water: its climatology and temporal changes associated with the climate regime shift in the 1970s // Progress in Oceanography. 2000. Vol. 47. № 2–4. P. 223–256.

O.W.COKOLOV, L.I.MEZENCEVA

CLIMATIC TRENDS OF GENERAL ATMOSPHERIC CIRCULATION
PARAMETERS IN SOUTHERN HEMISPHERE IN SECOND HALF
OF THE 20TH CENTURY

By means of trend analysis, the shifts of time series of some indexes of general atmospheric circulation in the second half of the 20th century were found. Average monthly, seasonal and annual data of Blinova's index and cyclonic activity index were investigated, which were calculated for southern hemisphere, and Katz's index and block index for Pacific area of the southern hemisphere.

It was found that in the second half of the 20th century zonal circulation was increasing in the middle troposphere, and large scale turbulence was changing in the lower troposphere: decreasing in subtropical and middle latitudes and increasing in sub Antarctic zone.

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЗАЛИВА ПРЮДС ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ ААНИИ 1997–2007 ГГ.

Н.Н.АНТИПОВ, А.В.КЛЕПИКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Рассмотрены научные результаты экспедиционных исследований региона море Содружества – залив Прюдс в период с 1997 по 2007 г., выполненных с борта научно-экспедиционного судна ААНИИ «Академик Федоров». С привлечением архивных данных исследована структура вод в области шельфа и материкового склона, выделены основные типы водных масс, определены их характеристики. Определены районы формирования и пути распространения антарктических шельфовых и модифицированных циркумполярных глубинных вод, определены закономерности трансформации их свойств. Выделена новая водная масса – донная вода залива Прюдс, определены ее термохалинные и гидрохимические параметры, показана ее роль в вентиляции циркумполярной глубинной и формировании антарктической донной воды. На основе уникальных данных наблюдений показана существенная временная и пространственная изменчивость интенсивности процессов формирования донной воды залива Прюдс и ее распространения вниз по материковому склону антарктического континента.

Залив Прюдс занимает значительную часть площади шельфа моря Содружества, расположенного в Индийском секторе Южного океана, между морями Космонавтов и Дейвиса. Залив является третьим по величине для всего антарктического побережья (после морей Уэдделла и Росса).

Рельеф дна залива в известной степени типичен для глубоко вдающихся в материк шельфовых областей Антарктики. Внешняя область шельфа представляет собой относительно мелководный порог с глубинами менее 400 м и наименьшими глубинами (менее 200 м) в районе банки Фор Ледис и отмели Фрам. Единственное углубление в порог с глубинами 500–600 м расположено на 71–73° в.д. (в некоторых источниках оно именуется «канал Прюдс») и соединяет занимающую значительную часть залива глубоководную впадину (котловину Эймери, глубины 600–700 м) с глубоким океаном. В пределах котловины глубины возрастают в южном направлении и на юго-западе залива, в районе западного края шельфового ледника Эймери, превышают 1000 м. Длина фронта ледника Эймери составляет примерно 200 км, толщина подводной части ледника оценивается в 200 м. Глубины дна залива в районе фронта ледника составляют 700–800 м.

Область залива восточнее котловины Эймери относительно мелководна, характерные глубины 200–300 м. На северо-востоке расположена глубоководная впадина (трог Дубинина) с максимальными зафиксированными глубинами более 1100 м.

Район моря Содружества с начала регулярных исследований Южного океана считался перспективным с точки зрения его возможной роли в формировании антарктической донной воды (АДВ) и вентиляции (охлаждении и обогащении кислородом) циркумполярной глубинной воды (ЦГВ). В 60-х годах прошлого века в заливе был выполнен ряд крупномасштабных океанографических съемок, собранная информация позволила составить представление о режиме вод и льдов этого района [3–8]. В 80–90 годы экспедиционные исследования региона проводили как российские, так и зарубежные ученые [9–12]. Обобщение собранных данных позволило получить достаточно полную и реалистичную картину крупномасштабной циркуля-

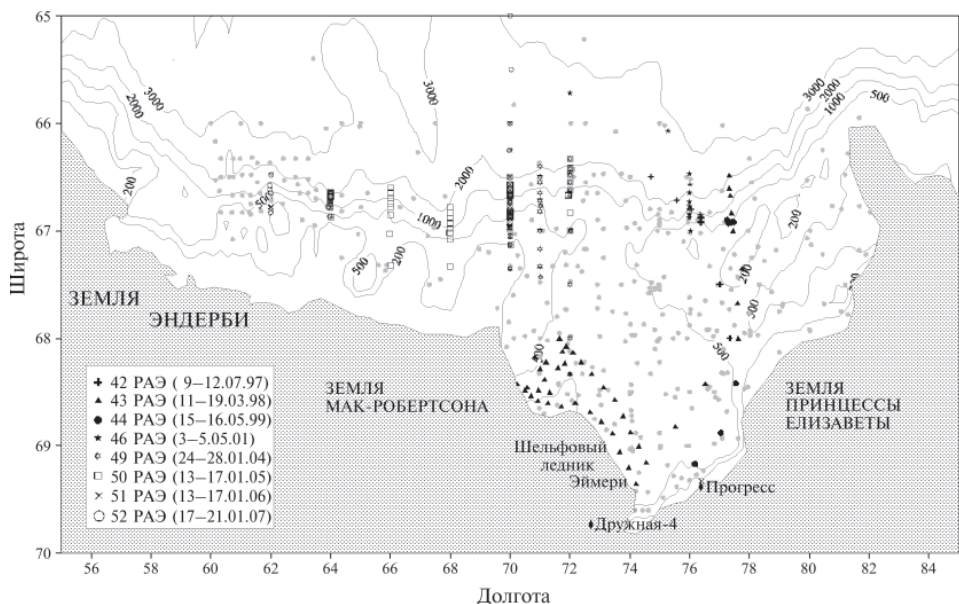


Рис. 1. Океанографические станции, выполненные с борта НЭС «Академик Федоров» в сезонные периоды 42–52-й РАЭ. Показано также положение станций архива для данного района

ции вод, некоторые представления о сезонной изменчивости структуры и характеристик основных водных масс залива. Вместе с тем данные прямых натуральных наблюдений, подтверждающие факт опускания приповерхностных вод и их модификаций вниз по склону с возможной трансформацией в донные и глубинные воды, до недавнего времени практически отсутствовали. Имелись лишь косвенные указания на возможность формирования в этом регионе донных вод. В частности, на континентальном склоне Земли Эндерби была зафиксирована водная масса, которая, возможно, является смесью относительно соленой антарктической шельфовой воды (АШВ) из залива Прюдс и циркумполярной глубинной воды [13].

Регулярные экспедиционные исследования этого региона в рамках сезонных работ российской антарктической экспедиции (РАЭ) были возобновлены в 1997 г. Долгосрочной целью исследований стало изучение процессов на шельфе и склоне, связанных с формированием АДВ и трансформацией глубинных вод Южного океана. Расположение станций и разрезов, выполненных в период с 1997 по 2007 г., представлено на рис. 1.

В первой половине указанного периода, с 1997 по 2001 г., экспедиционные работы были направлены на исследование структуры вод шельфовой области на юго-западе залива, вблизи фронта шельфового ледника Эймери, а также структуры вод шельфа и материкового склона мелководной восточной части залива Прюдс (восточнее котловины Эймери). Полученная в этот период информация, в совокупности с архивными данными, позволила сделать выводы: о характеристиках и распространении в заливе АШВ и ее модификации – воды шельфовых ледников (ВШЛ); о характеристиках, районах поступления на шельф и распространении в заливе МЦГВ (модифицированной ЦГВ); о структуре вод в области материкового склона восточной части залива как в летний, так и в зимний периоды, в частности, о параметрах антарктического склонового фронта (АСФ), важнейшей циркумполярной особенности структуры антарктических вод [14, 15].

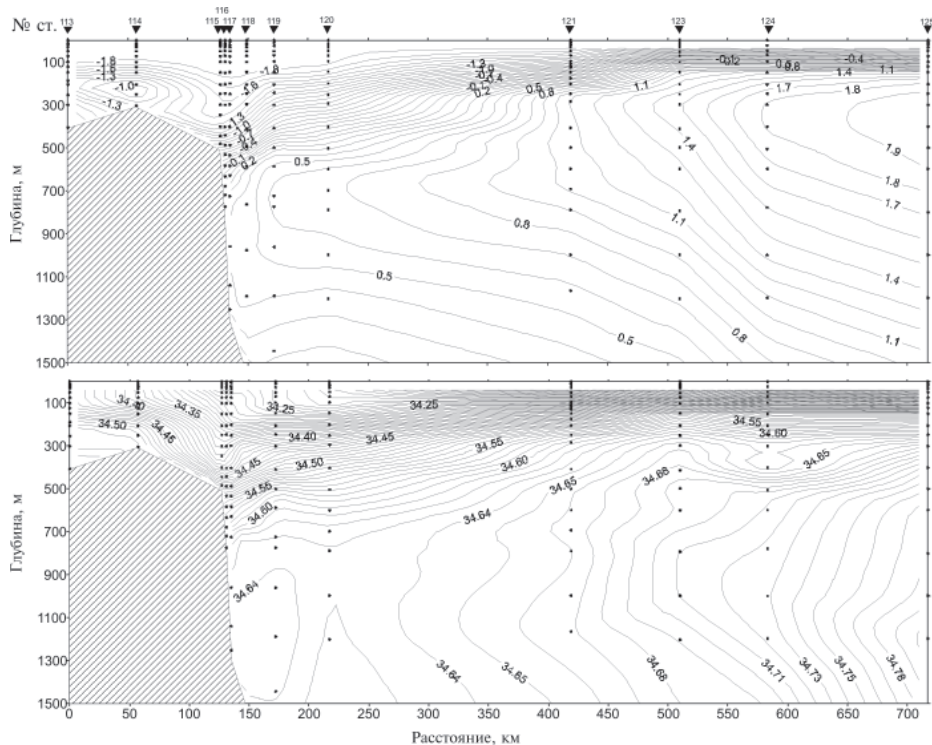


Рис. 2. Потенциальная температура и соленость на разрезе через шельф и материковый склон в июле 1997 г. Положение разреза показано на рис. 1

В июле 1997 г был выполнен разрез, пересекающий шельф и материковый склон восточнее канала Прюдс, приблизительно в районе $76\text{--}78^\circ$ в.д. Разрез выполнялся во льдах сплоченностью 10 баллов. Разрез уникален, в зимний (для Южного полушария) период такие наблюдения в области «шельф – верхняя часть материкового склона» в Антарктике выполнялись только с помощью вертолетов в море Уэдделла с дрейфующей льдины станции «Уэдделл-1». Распределения температуры и солености для верхнего 1500-метрового слоя этого разреза показаны на рис. 2.

По данным этой экспедиции удалось получить уникальную информацию о структуре и характеристиках вод этого района в период сильного развития зимних процессов. В частности, установлено, что наибольшего развития процессы зимней конвекции получили на шельфе и в районе верхней части материкового склона, где толщина поверхностного однородного слоя антарктической зимней воды (АЗВ) составила 100–150 м (для глубоководной части разреза – 25–70 м). Для области шельфа характерна и наибольшая соленость этого слоя – около 34,40 ‰ (в области материкового склона 34,20 ‰, на севере разреза 34,00 ‰).

Антарктическая шельфовая вода (АШВ) была обнаружена только на самой южной станции разреза (рис. 2, станция 113), где она занимала придонный 100-метровый слой и имела потенциальную температуру $-1,87^\circ\text{C}$ при относительно высокой солености – 34,56 ‰. Анализ архивных данных, относящихся в основном к летнему периоду, позволяет считать, что район ее формирования расположен южнее, вблизи шельфового ледника Эймери.

Одним из важных результатов явилось обнаружение на шельфе, ниже слоя АЗВ, максимума температуры, связанного с распространением в этом районе МЦГВ (станции 113 и 114, рис. 2). Эта водная масса сформировалась мористее бровки шельфа (она является продуктом смешения антарктической зимней воды (АЗВ) и ЦГВ) и, по мере перемещения к югу, в глубь залива, заметно охладилась и обогатилась кислородом. На южной станции разреза (станция 113, рис. 2) температура в ее ядре составила $-1,1^{\circ}\text{C}$, что значительно выше температуры замерзания и несколько выше, чем определенная по архивным данным температура этого слоя летом. В целом с МЦГВ на шельф поступают тепло и соль, она играет важную роль в формировании режима шельфовой области. Возможно, она вносит вклад в более раннее освобождение ото льда южных районов залива Прюдс и формирование полыней.

Важным результатом явилось и получение информации о структуре антарктического склонового фронта (АСФ) в зимний период. Хорошо выраженное увеличение толщины однородного слоя поверхностной зимней воды (на 50–100 метров относительно южнее и севернее расположенных станций) в районе АСФ отражает повышенную интенсивность процессов вертикального обмена. В то же время глубина проникновения зимней конвекции на момент проведения наблюдений относительно невелика. В непосредственной близости от бровки шельфа (4–8 км) у дна наблюдается относительно теплая циркулярная глубинная вода (температура около $0,5^{\circ}\text{C}$). При этом очевидно отсутствие на данном разрезе признаков активной вентиляции глубинных и формирования донных вод. Это важный результат натуральных наблюдений, поскольку выполнены они зимой, когда формирование плотных вод и их опускание по материковому склону предполагаются более интенсивными, чем в летний период.

Получить новые данные о структуре вод на шельфе и материковом склоне в восточной части залива, но уже в летний период удалось в сезонные периоды 43 и 46-й РАЭ (рис. 1). Установлено, что и летом, и осенью признаков опускания поверхностных вод вниз по склону и, соответственно, формирования АДВ или вентиляции ЦГВ восточнее канала Прюдс не обнаруживается. Однако удалось выявить значительную сезонную (и/или межгодовую) изменчивость характеристик МЦГВ в заливе Прюдс, причинами которой может быть соответствующая изменчивость в интенсивности поступления МЦГВ на шельф, собственно циркуляции в заливе или интенсивности процессов вертикального обмена. Сравнение с описанными выше данными июля 1997 г. показало, что в данном районе слой МЦГВ зимой был выражен значительно сильнее. Зимой температура ядра МЦГВ была на $0,5^{\circ}\text{C}$ выше, несколько выше была и соленость. Хорошо выражен был слой МЦГВ зимой и в наличии экстремумов в вертикальных распределениях растворенного кислорода и кремния. При этом абсолютное содержание кислорода зимой было ниже на 1 мл/л, относительное на 10 %, чем в осенний период, когда в распределениях кислорода и кремния экстремумы на уровне ядра МЦГВ отсутствовали. Можно предположить, что столь слабо трансформированная МЦГВ, как была наблюдаема в зимний период, может достигать области шельфового ледника Эймери и оказывать заметное влияние на процессы как под ледником, так и в его окрестностях. Уникальная информация о структуре вод области вблизи фронта шельфового ледника Эймери была также получена в период 43-й РАЭ. Выполненная в марте 1998 г. подробная океанографическая съемка района приборьерной полыни позволила получить достаточно полное представление о роли этого района в формировании различных модификаций шельфовых вод. Разрез вдоль фронта ледника показан на рис. 3. Как видно, вблизи шельфового ледника Эймери придонный слой мощностью 100–700 м занимает вода шельфовых ледников (ВШЛ),

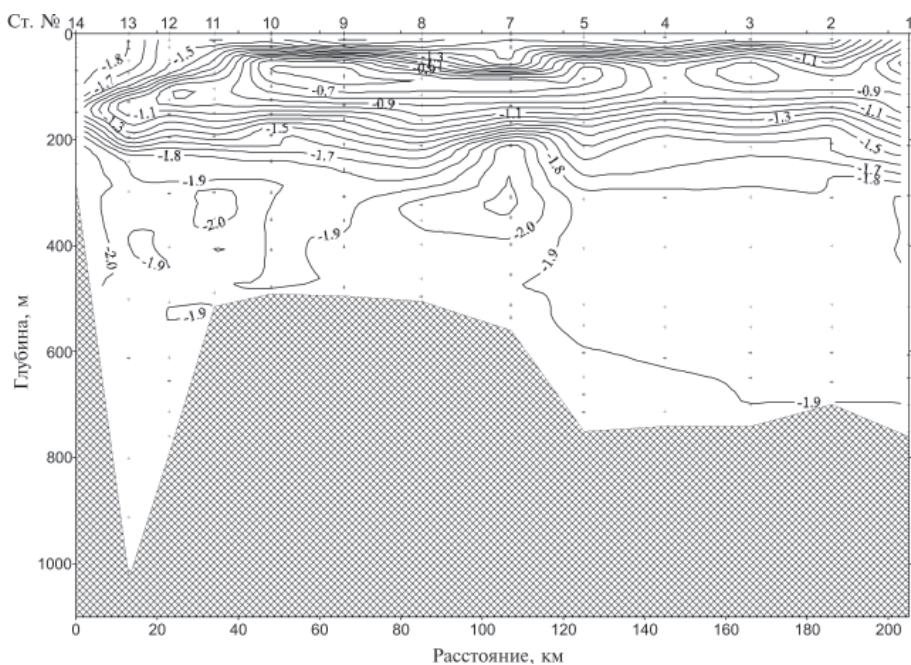


Рис. 3. Потенциальная температура на разрезе вдоль фронта шельфового ледника Эймери (март 1998 г.)

которая формируется путем охлаждения АШВ при ее взаимодействии с нижней поверхностью шельфового ледника и имеет температуру ниже точки замерзания при атмосферном давлении (ниже $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Распространение этой воды на север (с одновременной ее трансформацией в сторону повышения температуры) происходит в области котловины Эймери, с дальнейшим выходом в район бровки шельфа. На рис. 4 показано распределение

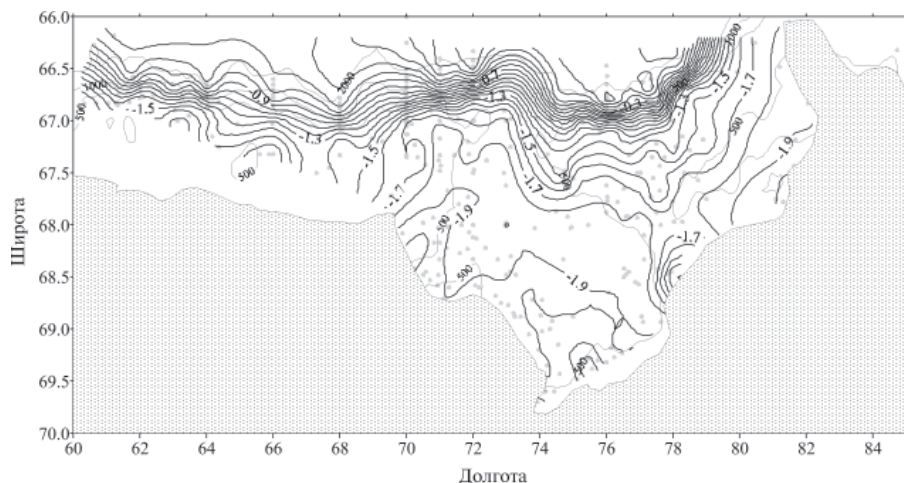


Рис. 4. Потенциальная температура придонного слоя (архивные данные)

потенциальной температуры придонного слоя, рассчитанное с использованием архивных и современных данных.

Характер распределения придонной температуры показывает, что распространение холодных АШВ и ВШЛ в район бровки шельфа происходит в котловине Эймери, с осью, тяготеющей к ее западному краю. Повышенные значения придонной температуры на шельфе восточнее канала Прюдс отражают поступление и распространение МЦГВ.

Изложенные выше выводы о структуре и циркуляции вод залива Прюдс определили планирование дальнейших экспедиционных исследований ААНИИ в этом регионе. Экспедиционные исследования 49–52-й РАЭ в 2004–2007 гг. (в 2002 и 2003 гг. океанографические работы в рамках РАЭ не проводились) были направлены на исследование структуры вод на шельфе и материковом склоне в канале Прюдс и к западу от него, поскольку именно здесь можно было ожидать обнаружения признаков опускания приповерхностных вод по материковому склону на абиссальные глубины. Высокое качество данных наблюдений на этом этапе обеспечивалось использованием поступившего на вооружение НЭС «Академик Федоров» зондирующего комплекса «SeaBird 911».

В соответствии с целью натурного эксперимента, расположение станций планировалось в виде меридиональных разрезов, пересекающих шельф и материковый склон. Расстояние между разрезами было определено в 1–2 градуса долготы, а расстояние между станциями на разрезах в верхней части склона планировалось в 5–7 км. При оперативном планировании в зависимости от крутизны дна материкового склона расстояние между точками зондирования уменьшалось до 2 км. Станции выполнялись с максимальным приближением ко дну (4–10 м). Заметим, что погодные и ледовые условия, а также загруженность судна логистическими операциями на российских антарктических станциях приводили практически в каждой экспедиции к корректировке (от уменьшения объемов наблюдений до изменения положения станций и разрезов) предварительно составленного плана работ. Однако все выполненные на этом этапе разрезы удовлетворяли изложенным требованиям.

В период 49-й РАЭ (2004 г.) были выполнены разрезы по 70, 71 и 72° в.д. (рис. 1). Зондирование сопровождалось отбором проб для определения содержания биогенных элементов и растворенного кислорода. Изложенные выше требования к расположению станций на разрезах были выполнены, вследствие чего было получено адекватное описание структуры вод области «шельф–материковый склон».

В период 50-й РАЭ по подобной схеме выполнено 5 разрезов. Разрезы по 72 и 70° в.д. повторили разрезы 49-й РАЭ (на разрезе по 70° в.д. расположение станций было запланировано с учетом результатов предыдущей экспедиции), и, кроме того, были выполнены разрезы по 68, 66 и 64° в.д. Разрезы выполнялись без отбора проб. Длина разрезов в восточном направлении уменьшается в связи с возрастанием уклона материкового склона (с уменьшением расстояния между станциями в верхней части склона).

Выполнение программы океанографических исследований в 51-й РАЭ было практически сорвано из-за сложных ледовых и погодных условий. Удалось выполнить разрез по 70° в.д. (решено по возможности выполнять этот разрез ежегодно) и разрез по 64° в.д., запланированный как восточный разрез съемки материкового склона на акватории между 64 и 56° в.д.

Наконец, в период 52-й РАЭ в январе 2007 г. были выполнены разрезы по 70, 64 и 62° в.д. Полностью программа не была выполнена из-за технических и погодных проблем.

Таблица 1

Характеристики разрезов через шельф и материковый склон в море Содружества

№ РАЭ	Долгота восточная, град.	Длина разреза, км	Широта южной станции, град.	Широта северной станции, град.	Глубина южной станции, м	Глубина северной станции, м	Угол дна шельфа, град.	Угол дна материк. склона (верх. часть), град.	Угол дна материк. склона (ниж. часть), град.
49	72	222	68,33	66,33	550	1925	0,2	3	2
50	72	74	67,00	66,33	516	1890	0,2	3	2
49	71	114	67,43	66,40	388	2066	0,2	3,4	1,5
49	70	76	67,35	66,67	180	1717	0,3	5	1,7
50	70	70	67,13	66,50	315	2012	0,3	6	1
51	70	126	67,13	66,00	309	2443	0,5	5	1
52	70	237	67,13	65,00	311	2942	0,6	7	1
50	68	61	67,33	66,78	142	2366	1	5	2
50	66	80	67,32	66,00	124	2117	—	3	1,5
50	64	24	66,87	66,65	311	2032	1	9	8
51	64	26	66,87	66,63	271	2015	1,5	13	3
52	64	24	66,87	66,65	297	2064	1	16	5
52	62	39	66,83	66,48	385	1485	0,5	5	—

В случаях повторения разрезов в течение ряда лет (в первую очередь, разрез по 70° в.д.) станции выполнялись по возможности в тех же координатах, что и в предыдущих экспедициях.

Основные характеристики разрезов, сделанных в этот период (координаты, протяженность, углы наклона дна шельфа, верхней и нижней частей материкового склона в створе разрезов), приведены в табл. 1.

В результате выполненных наблюдений удалось получить уникальные данные о структуре и характеристиках вод в области бровки шельфа и материкового склона для этого малоисследованного региона. На рис. 5 приведена *TS*-диаграмма, построенная по данным съемок 2004–2007 гг.

На диаграмме показано положение ядер выделенных водных масс на всех выполненных станциях. Приведены изолинии потенциальной плотности, рассчитанной относительно давлений 0, 2000 и 4000 Дцб, что позволяет сравнить плотности, которые водные массы будут иметь по мере опускания на большие глубины. Очевидно, что с увеличением давления соотношение плотностей может меняться (за счет большей сжимаемости более холодных вод).

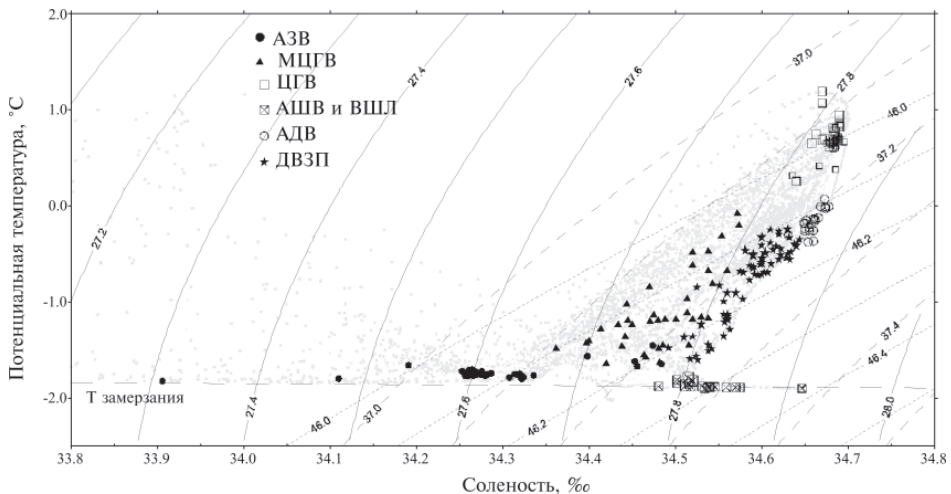


Рис. 5. *TS*-диаграмма по данным съемок 2004–2007 гг. Пояснения приведены в тексте статьи

Характеристики водных масс залива Прюдс по данным экспедиций 2004–2007 гг.

Характеристика		АПВ	АЗВ	АШВ	ВШЛ	МЦГВ	ЦГВ	АДВ	ДВЗП
H, м	Средн.		98			300	612	2263	1350
	Макс.		365			480	820	2942	2350
	Мин.		25			115	212	1350	532
T, °C	Средн.	–0,280	1,756	–1,833	–1,939	–1,048	0,679	–0,188	–0,700
	Макс.	1,220	–1,320	–1,700		–0,085	1,190	0,07	–0,250
	Мин.	–1,840	–1,840	–1,900		–1,638	0,250	–0,378	–1,604
S, ‰	Средн.	33,556	34,276	34,529	34,490	34,487	34,680	34,659	34,590
	Макс.	34,310	34,484	34,647		34,574	34,696	34,674	34,644
	Мин.	32,720	33,850	34,481		34,362	34,636	34,631	34,492
O ₂ , мл/л	Средн.	8,06	7,38	7,16	7,30	7,02	5,24	5,40	5,9
	Макс.	8,78	7,97	7,35		7,30	5,90	5,62	7,2
	Мин.	7,62	6,17	6,60		6,46	4,90	5,30	5,1
Si, мкг-ат/л	Средн.	48,2	66,4	73,1	65,0	77,7	107,0	126,2	100,1
	Макс.	69,4	88,5	82,2		88,8	119,7	137,4	114,0
	Мин.	12,3	65,0	63,0		77,0	79,0	116,5	74,0
PO ₄ , мкг-ат/л	Средн.	1,75	2,12	2,17		2,19	2,32	2,36	2,26
	Макс.	2,04	2,23	2,21		2,23	2,37	2,39	2,30
	Мин.	1,16	1,98	2,12		2,14	2,23	2,34	2,23

Определенные по данным наблюдений средние и экстремальные значения характеристик выделенных водных масс приведены в табл. 2. Характеристики большинства водных масс имеют значения в ядрах, типичные для антарктической зоны Южного океана.

На представленной диаграмме показана (а в табл. 2 приведены ее характеристики) водная масса, выделенная на большинстве станций, расположенных в районе материкового склона, и названная донной водой залива Прюдс (ДВЗП). Ее ядро располагается у дна или на некотором расстоянии от него. Приведенные в табл. 2 значения характеристик ДВЗП отражают ее относительно недавнее приповерхностное происхождение (более низкие, чем у наблюдаемой мористее на этих глубинах ЦГВ, температура и соленость и более высокое содержание растворенного кислорода).

На самом восточном из рассматриваемых разрезах, по 72° в.д., ДВЗП обнаружены лишь в верхней части материкового склона. Этот разрез расположен в пределах котловины Эймери и проходит по каналу Прюдс, который ранее считался одним из наиболее вероятных мест выхода на склон АШВ или ее смесей с МЦГВ. Однако в 2004 г. ДВЗП были обнаружены лишь в верхней части склона. Обнаруженная у дна на глубинах около 800 м вода имела потенциальную температуру –0,700 °C, соленость 34,560 ‰, содержание растворенного кислорода 6,1 мл/л. Характер распределения параметров на разрезе показывает, что эта вода скорее является результатом достаточно глубокой конвекции в районе АСФ, нежели результатом опускания вдоль дна от бровки шельфа сформированной здесь плотной смеси АШВ и МЦГВ. Это не исключает возможности ее дальнейшего перемещения вниз по склону со значительной западной составляющей. Повторение этого

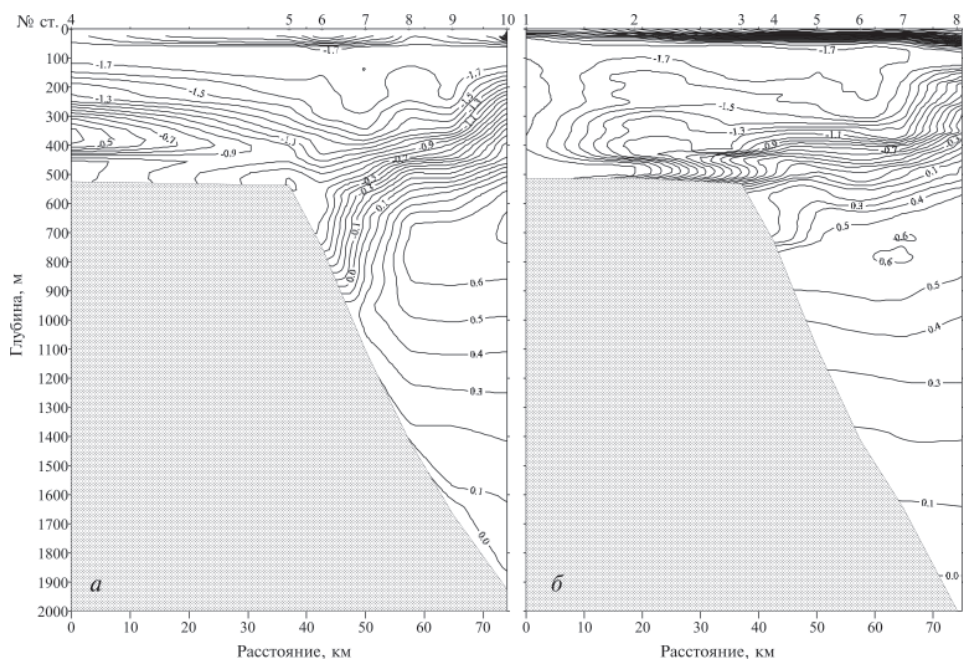


Рис. 6. Потенциальная температура на разрезе по 72° в.д. в январе 2004 г. (а) и в январе 2005 г. (б)

разреза в январе 2005 г. показало отсутствие ДВЗП даже в верхней части склона. Вместе с тем в 20 км к югу от бровки шельфа (станция 2, рис. 6) на этом разрезе придонный слой мощностью около 100 м занимает холодная (около $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) и относительно соленая (34,55 ‰) шельфовая вода, смешивание которой с более теплыми и солеными водами в районе бровки, видимо, станет причиной формирования потока ДВЗП.

В любом случае, структура вод над склоном на разрезе по 72° в.д. (рис. 6) позволяет достаточно уверенно полагать, что восточнее канала Прюдс опускания вод по материковому склону не происходит, а непосредственно в створе канала такие процессы могут иметь спорадический характер.

Иначе выглядит структура вод мористее бровки шельфа к западу от канала Прюдс. Уже на 71° в.д. выражены признаки опускания по склону холодной и плотной воды (распределение основных характеристик на этом разрезе показано на рис. 7). Здесь ДВЗП занимает придонный слой на глубинах 800–1700 м. При этом если на глубинах около 800 м эта вода имеет достаточно низкие значения температуры ($-1,22\text{ }^{\circ}\text{C}$) и солёности (34,56 ‰), то на 1200 м вода придонного слоя уже значительно трансформирована за счет перемешивания с ЦГВ и имеет температуру $-0,56\text{ }^{\circ}\text{C}$ и солёность 34,633 ‰. На глубинах 1400–1700 м в районе станции 13 (рис. 7) ярко выражен так называемый «плюс» — изолированный от расположенных выше по склону донных вод объем ДВЗП с несколько иными характеристиками ядра (температура $-0,423\text{ }^{\circ}\text{C}$, солёность 34,617 ‰), кстати, расположенного не у дна, а в 100 метрах выше. Таким образом, на этом разрезе мы наблюдаем два разных механизма опускания ДВЗП. Первый — связанный с источником у бровки шельфа поток вниз и вдоль по склону; второй — опускание в виде «плюма», изолированного объема плотной воды. Анализ показывает, что вода этого

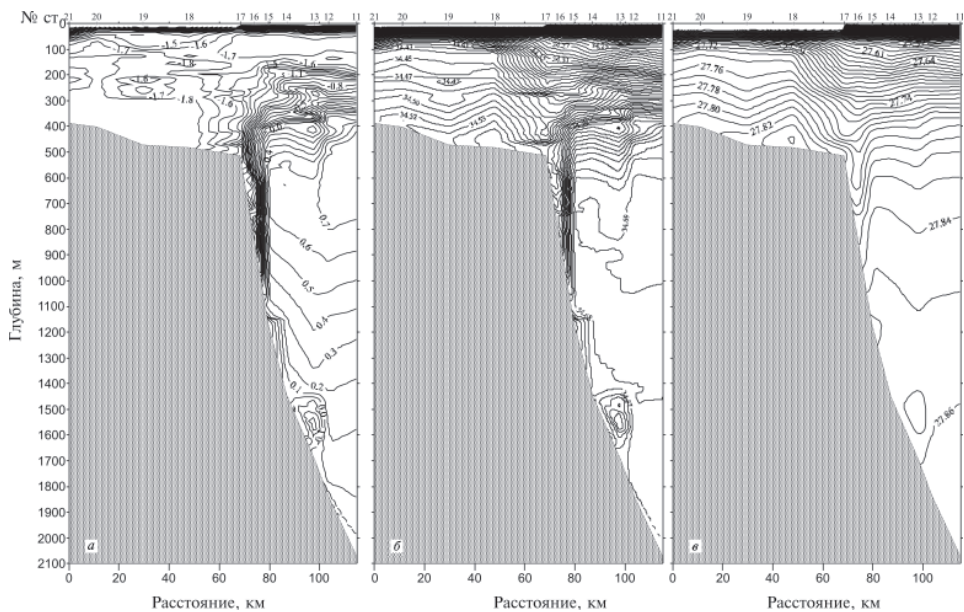


Рис. 7. Потенциальная температура (а), соленость (б) и потенциальная плотность (в) на разрезе по 71° в.д.

«плюма» в процессе перемешивания с близлежащими более теплыми и солеными водами может сформировать наблюдаемую на разрезе по 70° в.д. ДВЗП, обнаруженную там на глубинах более 1600 метров.

Далее в западном направлении, от 70 к 62° в.д., объем холодных вод над материковым склоном возрастает. Одной из причин активизации процессов опускания вод является сужение шельфа и увеличение уклона его дна в направлении от берега по мере смещения в западном направлении (табл. 1). На разрезах по 62 и 64° в.д. вся колонка воды над глубинами склона до 1200 м имеет отрицательную температуру от поверхности океана до дна, а в январе 2005 г. вся колонка имела температуру ниже $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, а соленость ниже 34,56 ‰.

Другой причиной заполнения области склона холодными плотными водами является крупномасштабная динамика, согласно которой северная составляющая направленного на запад антарктического склонового течения, переносящая теплые ЦГВ, в этом долготном секторе разворачивается к северу, формируя западное звено крупномасштабного циклонического круговорота [2].

В целом пространственное распределение характеристик ДВЗП на выполненных разрезах имеет сложный характер. Это связано с отсутствием устойчивого поступления необходимых для формирования ДВЗП водных масс в район бровки шельфа, как это имеет место, например, на западе моря Уэдделла [1]. Другой отличительной чертой региона залива Прюдс, приводящей к заметному разнообразию в характеристиках ДВЗП, является более сложный характер рельефа дна материкового склона, наличие гребней и каньонов, достаточно резких изменений уклона дна. В силу этих причин распространение ДВЗП вниз и вдоль по склону происходит за счет разных механизмов, что, в частности, отражается в отсутствии монотонности в пространственном распределении температуры и солености придонного слоя.

Разнообразие механизмов формирования и распространения ДВЗП проявляется и в значительной временной изменчивости характеристик и объемов ДВЗП,

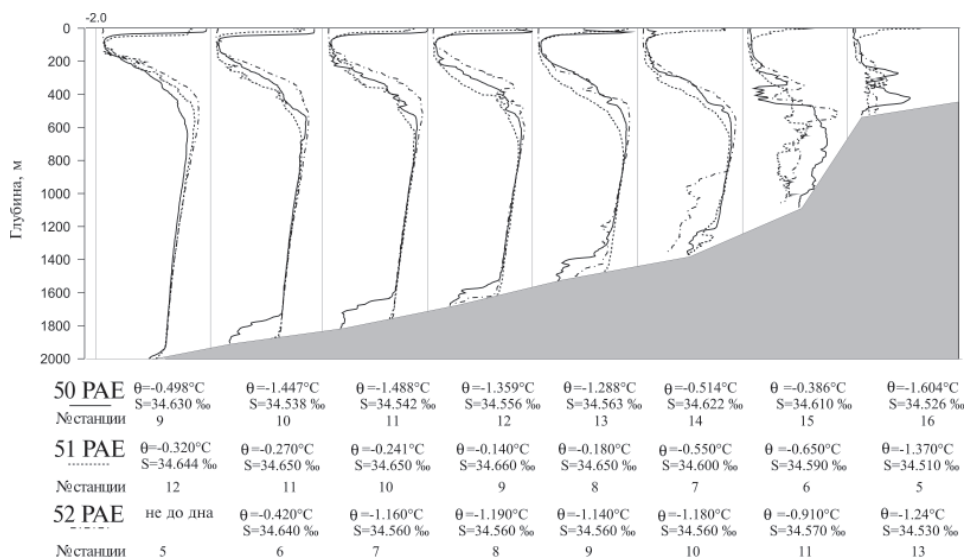


Рис. 8. Профили потенциальной температуры для станций разреза по 70° в.д., выполненного в 2005, 2006 и 2007 гг. Ниже приведены значения потенциальной температуры и солёности придонного слоя

наблюдаемых в разные годы. Яркой иллюстрацией такой изменчивости является изменение термической структуры на разрезе по 70° в.д., представленное на рис. 8. Хорошо выражены временные изменения как характеристик ДВЗП (приведены на рис. 8), так и различия в объемах опускающихся вдоль склона (или перемещающихся в западном направлении) холодных и плотных вод.

Донная вода залива Прюдс смешивается с граничащими с ней водными массами и вносит вклад как в классические АДВ, так и в глубинные воды на уровнях соответствующей плотности. Структура полей и особенности тонкой термической структуры отражают наличие таких процессов (рис. 7 и 8). Наличие интрузий и переслоенности на промежуточных глубинах связано с вентиляцией глубинных вод. Подобные особенности структуры выражены в некоторых случаях и в придонных слоях.

Таким образом, в результате экспедиционных океанографических исследований области залива Прюдс, а также шельфа и материкового склона западной части моря Содружества с борта НЭС «Академик Федоров» в период с 1997 по 2007 г. была получена информация, позволившая заметно расширить и уточнить представления о водных массах этого региона. Приведем основные результаты анализа данных наблюдений.

Антарктическая шельфовая вода в основном формируется на юге залива Прюдс, вблизи шельфового ледника Эймери. При охлаждении АШВ в процессе взаимодействия с нижней поверхностью шельфового ледника Эймери на глубинах более 200 м происходит ее трансформация в воду шельфовых ледников, имеющую температуру ниже точки замерзания при атмосферном давлении.

Распространение АШВ и ВШЛ на север происходит в основном вдоль западного края котловины Эймери, с дальнейшим выходом в район внешней бровки шельфа и смещением к западу, где они участвуют в процессах перемешивания, ведущих к формированию плотной воды, опускающейся вдоль дна материкового склона.

Высокосоленая модификация АШВ в заливе Прюдс не обнаружена. Такая вода (с температурой $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ и соленостью $34,65\text{ }‰$) была обнаружена только на одной станции западнее залива Прюдс, в депрессии шельфа на 66° в.д. Район формирования этой важной в климатическом плане водной массы АШВ пока установить не удалось, однако очевидно, что она не вносит заметного вклада в производство ДВЗП.

Обнаруженный на шельфе промежуточный максимум температуры связан с распространением модифицированной циркумполярной воды, играющей важную роль в процессах перемешивания на шельфе и вблизи АСФ. Основным районом проникновения МЦГВ на шельф являются центральная и восточная области залива (восточнее $72\text{--}73^{\circ}$ в.д.). Западнее 72° в.д. на всех станциях, расположенных на шельфе на расстоянии до 40 км от бровки, обнаружены относительные максимумы температуры, связанные с распространением МЦГВ. Тонкая структура на вертикальных профилях температуры и солености отражает активное перемешивание МЦГВ с примыкающими водными массами. Температура в ядре МЦГВ, зафиксированная зимней экспедицией 1997 г. в восточной части залива на значительном удалении от бровки шельфа, значительно превышала точку замерзания ($-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$), что позволяет предполагать известную роль МЦГВ в более раннем освобождении ото льда южных районов залива Прюдс.

Донная вода залива Прюдс — плотная, холодная, обогащенная кислородом водная масса, пополняющая слои глубинной и антарктической донной водных масс, обнаружена на большинстве станций, выполненных в долготном секторе $71^{\circ}\text{--}62^{\circ}$ в.д. в области материкового склона Антарктиды.

Формирование ДВЗП происходит вблизи бровки шельфа в пределах того же долготного региона с дальнейшим перемещением вниз и вдоль по склону за счет разных процессов. По мере опускания происходит ее перемешивание с ЦГВ, результирующая смесь пополняет АДВ или ЦГВ на уровнях, соответствующих плотности ДВЗП. Основными исходными водными массами для ДВЗП являются АШВ и МЦГВ, обнаруженные в районе залива Прюдс. Пространственное разнообразие свойств ДВЗП объясняется спорадическим характером интенсификации процессов ее формирования, различиями свойств исходных водных масс, разнообразием механизмов перемещения ДВЗП по склону (геострофически сбалансированный поток, вихри, «плюмы», перемещение по каньонам).

Потенциальная температура обнаруженных на склоне ДВЗП находилась в диапазоне от $-0,3$ до $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, соленость составляла $34,54\text{--}34,62\text{ }‰$, содержание растворенного кислорода $5,3\text{--}7,2$ мл/л. В целом наиболее холодная вода была и менее соленой, трансформация по мере перемещения по склону вела к потеплению и осолонению.

Информацию о временной изменчивости структуры вод над материковым склоном удалось получить благодаря повторению разрезов по 64 , 70 и 72° в.д. В частности, разрез по 70° в.д. выполнялся в течение 4-х лет, причем координаты станций в 2005, 2006 и 2007 гг. практически совпадали. В результате установлено, что свойства и структура ДВЗП претерпевают заметные изменения от года к году. Наиболее холодная и менее соленая ДВЗП на этом разрезе была наблюдаема в экспедиции 2005 г. (температура около $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, соленость $34,54\text{--}34,56\text{ }‰$), а в 2006 г. температура и соленость этой воды оказались значительно выше ($-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34,60\text{--}34,63\text{ }‰$), а толщина слоя заметно меньше. В 2007 г. как мощность слоя ДВЗП, так и его термохалинные характеристики ($-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34,56\text{ }‰$) вновь продемонстрировали достаточно активное опускание вод приповерхностного происхождения вблизи дна материкового склона. Исследование причин столь заметных межгодовых изменений в процессах формирования донной воды в этом районе является важной задачей дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В. Циркуляция и структура вод западной части моря Уэдделла по данным натурального эксперимента «Дрейфующая станция “Уэдделл-1”» // Антарктика. М.: Наука, 1998. Вып. 34 С. 5–30.
2. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Циклонические круговороты окраинных морей восточной Антарктиды // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. Вып. 2 (36). С. 126–148.
3. Григорьев Ю.А. Циркуляция поверхностных вод в заливе Прюдс // Информ. бюл. САЭ. 1968. № 68. С. 44–48.
4. Григорьев Ю.А. Гидрологические исследования в заливе Прюдс // Труды САЭ. 1971. № 54. С.180–199.
5. Денисов А.С., Мызникова М.Н. Особенности гидрологического режима в заливе Прюдс (февраль 1973 г.) // Труды САЭ. 1978. № 68. С. 100–105.
6. Зверев А.А. Аномалии температуры морской воды в заливе Прюдс // Информ. бюл. САЭ. 1959. № 6. С. 30–31.
7. Купецкий В.Н. О причинах аномалий гидрологических условий залива Олаф Прюдс // Известия ВГО. 1959. № 91. С. 356–358.
8. Саватюгин Л.М., Комова В.В. Гидрологическая характеристика залива Прюдс в феврале 1969 г. // Труды САЭ. 1971. № 57. С. 99–104.
9. Smiht N.R., Zhaoqian D., Kerry K.R., Wright S. Water masses and circulation in the region of Prydz Bay, Antarctica // Deep-Sea Res. 1984. Vol. 31. P. 1121–1147.
10. Vaz R.A., Lennon G.W. Physical oceanography of the Prydz Bay region of Antarctic waters // Deep-Sea Res. 1996. Vol. 43. P. 603–641.
11. Middleton J.H., Humphries S.E. Thermohaline structure and mixing in the region of Prydz Bay, Antarctica // Deep-Sea Res. 1989. Vol. 36. № 8. P. 1255–1266.
12. Wong A.P.S., Bindoff N.L., Forbes A. Ocean-Ice shelf interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica // Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarctic Res. Ser. 1998. Vol. 75. P. 173–187.
13. Jacobs S.S., Georgi D.T. Observations on the southwest Indian Antarctic Ocean / A voyage of Discovery, M.V.Angel, editor // Deep-sea Res. 1977. Vol. 24. P. 43–84.
14. Whitworth III T., Orsi A.H., Kim S.-J., Nowlin W.D., Locarnini R.A. Water masses and mixing near Antarctic Slope Front // Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarctic Res. Ser. 1998. Vol. 75. P. 1–27.
15. Jacobs S.S. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front // Marine Chemistry. 1991. Vol. 35. P. 9–24.

N.N.ANTIPOV, A.V.KLEPIKOV

OCEANOGRAPHIC CONDITIONS IN THE PRYDZ BAY AREA FROM THE AARI CRUISES IN 1997–2007

Main objective of the oceanographic studies during last Russian Antarctic Expeditions was to investigate the structure of the Antarctic Slope Front and water masses in the Prydz Bay. During the last four years the processes at the continental slope were investigated in the region to the west of Prydz Bay. Data obtained show Ice Shelf Water (ISW) with temperature below sea surface freezing temperature ($\sim -1,9^{\circ}\text{C}$) occupied 100–700 m thick bottom layer near the Amery Ice Shelf front. This water goes to the north along western border of Amery Depression and then flows down the continental slope in the region to the west of Prydz Channel ($\sim 72^{\circ}\text{E}$). Data demonstrate that Low Salinity Shelf Water (LSSW) is typical for the Prydz Bay. However, High Salinity Shelf Water (HSSW) which is important for bottom water formation was found at section 66°E in January 2005. The origin of this HSSW is not determined. Descending water in the region to the west of Prydz Channel results in deep water ventilation and bottom water formation. Prydz Bay Bottom Water with temperatures from $-0,3$ to $-1,9^{\circ}\text{C}$ and salinities $34,54$ – $34,62\text{‰}$ is found in the region between 64° and 72°E .

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ В ЛАГРАНЖЕВОМ ПРЕДСТАВЛЕНИИ

Ю.Д.РЕСНЯНСКИЙ, А.А.ЗЕЛЕНЬКО, Б.С.СТРУКОВ

ГУ «Гидрометцентр России»

Для исследования структуры и возможных путей распространения водных масс в системе циркуляции Южного океана рассчитаны траектории жидких частиц с различными начальными координатами в пределах рассматриваемой акватории. Меняющееся со временем поле скорости течений, необходимое для построения таких траекторий, определялось на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана ГМЦ РФ.

В результате анализа отдельных траекторий показано, что в Южном океане имеет место довольно сложная структура переносов. Картина переносов является существенно трехмерной. По ходу движения в системе горизонтальной циркуляции частицы воды претерпевают сильные вертикальные смещения, попадая в разные циркуляционные структуры бароклинного океана. Имеет место существенная зависимость получаемых траекторий от частотного состава атмосферных воздействий, порождающих движение в океане.

Рассчитаны также ансамбли траекторий жидких частиц с близкими начальными положениями. Замечено, что средние по ансамблю глубины прослеживаемых жидких частиц на рассматриваемых интервалах времени (до 24 лет) увеличиваются со временем для верхних стартовых горизонтов ($z_{p0}=10$ м и $z_{p0}=100$ м) и уменьшаются для глубинного стартового горизонта ($z_{p0}=1000$ м). Это можно рассматривать как свидетельство того, что хаотический перенос, возникающий в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, содержит вполне отчетливые указания на действенный механизм вертикального перераспределения массы — результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев.

1. ВВЕДЕНИЕ

В классической океанографии важное место занимает понятие о водных массах. Их характерным признаком является однородность, создаваемая и поддерживаемая турбулентным перемешиванием [6]. Начальным звеном в цепочке процессов, обеспечивающих формирование водных масс, является трансформация вод поверхностного слоя, находящегося в непосредственном контакте с атмосферой и претерпевающего неадиабатические изменения под воздействием поверхностных потоков тепла, пресной воды и количества движения.

В ходе последующего вертикального перемешивания, порождаемого обрушением ветровых волн, сдвигом скорости в дрейфовых течениях и плотностной конвекцией, возникшие в поверхностном слое изменения передаются в нижележащие слои. Одним из наиболее эффективных механизмов перераспределения свойств между поверхностными водами и основной толщей океана является перемешивание, порождаемое плотностной конвекцией. Она возникает при появлении гидростатической неустойчивости на некотором участке столба воды, верхняя граница которого, как правило, совпадает с поверхностью океана. Ее развитие приурочено к зимнему сезону, и в типичных условиях в средних и высоких широтах глубина проникновения составляет около 200–300 м. При особом сочетании условий перемешивание может распространяться до гораздо больших глубин [23]. В Южном океане глубокая конвекция в отдельные годы развивается в море Уэдделла [20].

Дальнейшие преобразования структуры трансформированных вод, тем или иным путем попадающих в подповерхностные слои, контролируются крупномасштабными потоками, «вентилирующими» основную толщу вод океана [10, 15, 19].

В классических представлениях о водных массах неявно полагается, что в процессе переноса крупномасштабными потоками обеспечивается целостность больших объемов воды, т.е. близкие друг к другу в какой-то момент времени частицы воды остаются таковыми и во все последующие моменты. Для подобного рода представлений имеются определенные основания. В первую очередь, это устойчивость TS -характеристик, по которым, собственно, и осуществляется подразделение всех вод океана на отдельные водные массы.

В то же время в современных исследованиях по геофизической гидродинамике предложены и активно развиваются детерминированные модели океанологических процессов с проявлениями хаоса. Концепция хаотического переноса исходит из представлений о хаотической адвекции (см., напр., [22]). В середине 1980-х гг. было обнаружено, что траектории частиц, перемещающихся в потоке с простой эйлеровой структурой, таком как гладкое двумерное периодически меняющееся со временем течение, экспоненциально расходятся и по истечении некоторого времени информация об их начальном положении теряется, т.е. траектории становятся хаотическими. Возникновение хаотического поведения связано с наличием сильной неустойчивости траекторий по отношению к их начальному положению. При наличии такой неустойчивости близкие в начальный момент времени частицы через некоторое время могут оказаться сколь угодно удаленными друг от друга.

Хаотизация траекторий порождает перенос массы — так называемый хаотический перенос. Особенностью хаотического переноса является то, что с течением времени частицы заполняют случайным образом все пространство, т.е. имеет место полное перемешивание. Таким образом, хаотический перенос приводит к сильному перемешиванию свойств воды — к так называемому хаотическому перемешиванию.

Анализ траекторий, т.е. лагранжевых характеристик движения, в настоящее время является весьма активно используемым методом изучения процессов распространения примесей и других свойств воды в океане (см., напр., [4, 7, 18, 22, 24, 27, 28, 29]). В данной статье рассматривается перемещение жидких частиц с начальным положением в различных частях Южного океана. Перенос частиц осуществляется меняющимся со временем и в пространстве полем скорости течений, получаемым на основе расчетов по модели общей циркуляции океана. Вводимые в рассмотрение жидкие частицы трактуются как маркеры возможных путей распространения водных масс.

В разделе 2 приведены основные сведения о численной схеме расчета траекторий. Меняющиеся со временем поля скорости течений, необходимые для построения траекторий, определялись на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана ГМЦ РФ. Основные сведения о самой модели и ее конкретной реализации, использовавшейся для расчета течений, приведены в разделе 3. Результаты расчетов единичных траекторий и определение возможных путей распространения вод на интервалах времени порядка двух десятилетий излагаются в разделе 4. В разделе 5 оценивается зависимость от частотного состава атмосферных воздействий. В разделе 6 на основе расчета ансамбля траекторий рассматривается рассеяние первоначально компактного набора частиц с близкими начальными положениями, отражающее хаотическое перемешивание в системе крупномасштабной циркуляции Южного океана. В заключении (раздел 7) формулируются выводы, полученные на основе проведенного анализа.

2. СХЕМА РАСЧЕТА ТРАЕКТОРИЙ ЖИДКИХ ЧАСТИЦ

Траектория жидкой частицы (англ. *particle*), т.е. вектор ее координат – долгота $\lambda_p(t)$, широта $\varphi_p(t)$, глубина $z_p(t)$ – как функция времени t , строится на основе численного решения системы обыкновенных дифференциальных уравнений, являющихся следствием определения вектора скорости в сферической системе координат:

$$\frac{d\lambda_p}{dt} = \frac{1}{a \cos \varphi} u_p, \quad \frac{d\varphi_p}{dt} = \frac{1}{a} v_p, \quad \frac{dz_p}{dt} = w_p, \quad (1)$$

где $a = 6,371\ 106$ м – радиус Земли.

Задание исходного положения частицы при $t = 0$ определяет начальные условия:

$$\lambda_p|_{t=0} = \lambda_{p0}, \quad \varphi_p|_{t=0} = \varphi_{p0}, \quad z_p|_{t=0} = z_{p0}. \quad (2)$$

Вследствие сферической геометрии области для любой переменной F должно также выполняться условие периодичности по долготе:

$$F(\lambda) = F(\lambda + 2\pi). \quad (3)$$

В уравнениях (1) координаты частицы $(\lambda_p, \varphi_p, z_p)$ – искомые переменные. Их временная последовательность «прочерчивает» траекторию. В правых частях стоят компоненты вектора скорости частицы $\mathbf{u}_p = (u_p, v_p, w_p)$, который при естественном предположении о полном увлечении частицы несущим ее потоком совпадает со скоростью течения $\mathbf{u}(\lambda, \varphi, z, t)$ в точке, где в данный момент времени t располагается частица:

$$\mathbf{u}_p = \mathbf{u}(\lambda, \varphi, z, t) \text{ при } \lambda = \lambda_p, \varphi = \varphi_p, z = z_p. \quad (4)$$

Вектор скорости \mathbf{u} течения в данной задаче определяется на основе расчетов по модели общей циркуляции океана (МОЦО). В используемой нами конечно-разностной МОЦО поле вектора скорости течения определено на дискретном множестве узлов сеточной области $(\lambda_i, \varphi_j, z_k)$, $i = 1, 2, \dots, N_\lambda$, (возрастание индекса i с запада на восток), $j = 1, 2, \dots, N_\varphi$ (возрастание индекса j с севера на юг), $k = 1, 2, \dots, N_z$ (возрастание индекса k сверху вниз) в дискретные моменты времени t_n , $n = 0, 1, 2, \dots, N_t$. Необходимые для интегрирования уравнений (1) значения компонентов вектора скорости частицы $\mathbf{u}_p = (u_p, v_p, w_p)$ определяются путем применения операторов линейной интерполяции в пространстве и во времени к рассчитанным по МОЦО полям скорости течений $\mathbf{u}(\lambda_i, \varphi_j, z_k, t_n)$.

По смыслу задачи, частица не может пересечь ни береговую линию, ни дно, так как на границе жидкой среды, по определению, нормальные к границе составляющие скорости течений нулевые. В конечно-разностной реализации решения уравнений (1) это условие может быть обеспечено выбором либо неявной схемы, либо аппроксимации по времени достаточно высокого порядка. Для получения численного решения мы использовали схему Рунге–Кутты четвертого порядка (см., например, [1]). Условие $w|_{z=0} = 0$ обеспечивает также непроницаемость поверхности воды, к которой отнесено начало вертикальной координаты $z = 0$.

В соответствии с определением (4) траектории строятся с использованием лишь детерминированных компонентов движения, связанных с полем трехмерного вектора скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$. Получаемые таким образом траектории будут трактоваться как показатели переноса вод океана. Заметим, что при использовании аналогичной процедуры построения траекторий, но с добавлением к скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$ случайной компоненты $\mathbf{u}' = (u', v', w')$, имитирующей турбулентные флуктуации, лагранжевы характеристики часто интерпретируются в терминах распространения примесей (см., напр., [3, 9]).

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ

Меняющееся со временем трехмерное поле скорости течений, необходимое для построения траекторий, определялось на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана [13]. Модель основана на примитивных уравнениях и аналогична широко используемой за рубежом модели общей циркуляции океана, разработанной в Лаборатории геофизической гидродинамики (GFDL, США) [16, 25, 26], и ряду отечественных моделей [2, 11].

Подробное описание модели общей циркуляции океана и результатов проведенных с ней разнообразных численных экспериментов дается в работах [12–14]. В сравнении с прежними версиями МОЦО использовавшийся здесь вариант включал ряд изменений, направленных на уточнение расчетов, приведенных в статье [5].

Для проведения численных экспериментов по расчету течений для построения траекторий использовалась глобальная версия МОЦО, расчетной областью в которой является весь Мировой океан, за исключением приполярной зоны к северу от 80,3° с.ш. Горизонтальное разрешение МОЦО в Южном океане составляет 2×2°. Вертикальная структура аппроксимирована 32 уровнями со сгущением в поверхностных слоях. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости $A_M = 1 \times 10^5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ и горизонтальной турбулентной диффузии $A_H = 1 \times 10^3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Шаг по времени $t = 12$ мин.

Интегрирование МОЦО в численных экспериментах стартовало из состояния покоя с январскими распределениями температуры и солёности воды из климатического атласа WOA-2001 [17].

В качестве атмосферных воздействий на поверхности океана использовались данные реанализа метеорологических полей NCEP-DOE AMIP-II [21]. Эти данные имеют 6-часовую дискретность по времени и подавались на вход МОЦО в исходном виде (с линейной интерполяцией по времени на каждый временной шаг, составлявший 12 мин) в основном эксперименте (в дальнейшем он обозначается как эксперимент BASE) и в виде сглаженных по времени значений в дополнительном эксперименте (в дальнейшем он обозначается как эксперимент SMON при выбранном месячном окне сглаживания). Сопоставление результатов BASE и SMON, различающихся лишь частотным спектром подаваемых на вход МОЦО атмосферных воздействий, позволяет оценить влияние короткопериодных (суточных и синоптических) вариаций на пути возможного распространения вод.

Оба интегрирования проведены на 24 года (1979–2002 гг. по календарю, соответствующему данным об атмосферных воздействиях). Выходные поля архивировались для последующего использования в расчетах траекторий жидких частиц с дискретностью в 5 суток.

В областях, занятых морским льдом (по данным еженедельного объективно-го анализа, включенным в массив полей реанализа метеорологических полей [21]), потоки тепла и пресной воды обнулялись, модуль вектора касательного напряжения ветра редуцировался с коэффициентом 0,8, а сам вектор поворачивался на 20° по часовой стрелке в Северном полушарии и на 20° против часовой стрелки в Южном полушарии с тем, чтобы в первом приближении учесть влияние ледяного покрова на передачу количества движения от атмосферы к воде.

4. ПЕРЕНОС ИЗ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ РАСЧЕТОВ ОТДЕЛЬНЫХ ТРАЕКТОРИЙ

Результаты расчетов траекторий, проходимых жидкими частицами, выпущенными на разных глубинах в Атлантическом секторе Южного океана, представлены на рис. 1 в виде проекций на горизонтальную (сферическую) поверхность (левые панели) и в трехмерном представлении (правые панели). Все изображенные здесь траектории соответствуют движению на 24-летнем интервале времени. На-

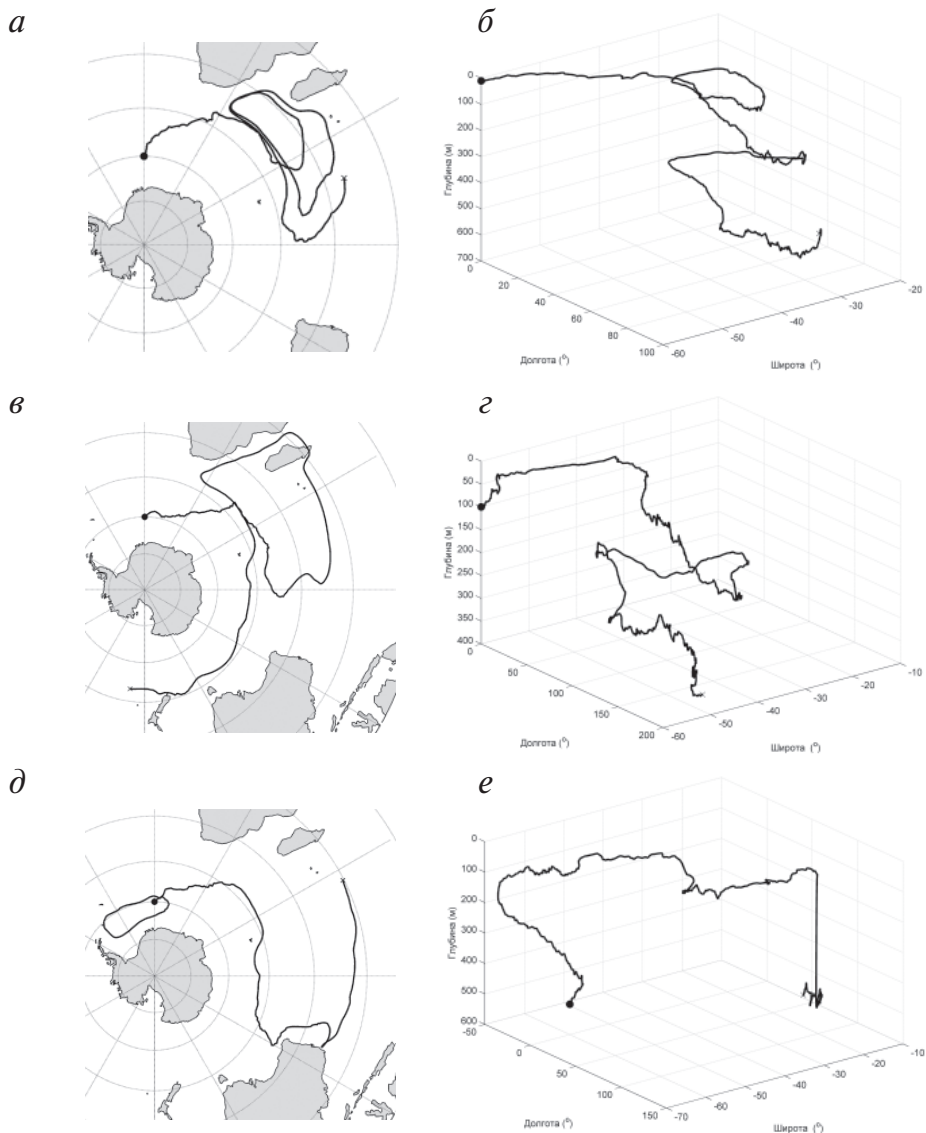


Рис. 1. Траектории жидких частиц, выпущенных в Атлантическом секторе Южного океана ($\lambda_{p0} = 0$, $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.) на глубинах 10 м (а, б), 100 м (в, з) и 500 м (д, е).

Левые панели (а, в, д) – горизонтальные проекции траекторий; правые панели (б, з, е) – их трехмерные представления. Расчет по данным о течениях из эксперимента BASE (6-часовые атмосферные воздействия). Продолжительность расчета 24 года (с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2002 г.). Кружками (крестиками) показаны начальные (конечные) положения частиц

начальное положение (условия (2)) соответствует 1 января 1979 г., конечная точка траекторий – 31 декабря 2002 г. Датировка привязана к календарю, отсчитываемому в МОЦО при расчете поля вектора скорости течений с использованием реальных данных об атмосферных воздействиях за соответствующий 24-летний период.

Жидкие частицы, выпущенные в Атлантическом секторе Южного океана в пределах верхнего 100-метрового слоя, с течением времени смещаются по направлению к экватору вследствие, очевидно, экмановских течений, имеющих направленную к экватору составляющую в поясе преобладающих западных ветров. Частица с 10 м по достижении субтропических широт около 40° ю.ш. захватывается в локализованный круговорот, совершая многократные вытянутые в долготном направлении петли вокруг центра с приблизительными координатами 35° ю.ш., 45° в.д. С течением времени происходит погружение частицы, и дальнейшее ее движение в проекции на горизонтальную поверхность контролируется потоками в слое до 800 м. Как видно из рисунка 1б, погружение происходит по спиральной траектории, описываемой против часовой стрелки. По мере погружения ветви спирали расширяются от 10 до 15° по широте и от 30 до 60° по долготе.

Трехмерная картина движения оказывается довольно сложной. Так, частица, стартовавшая на глубине $z_{p0} = 500$ м, «меняется» горизонтами движения с частицей с меньшей стартовой глубиной, $z_{p0} = 100$ м. В первые 16 лет движения происходит подъем с небольшими колебаниями. К середине 17-го года частица достигает наивысшего положения, $z_{p0} = 8$ м. В последующем подъем сменяется погружением, особенно быстрым на 19-м году с начала движения, так что к концу 24-го года частица оказывается почти на той же глубине (около 540 м), с которой стартовала. В географическом плане (рис. 1д) конечная точка движения располагается далеко от исходного положения, к востоку от о-ва Мадагаскар на широте 20° ю.ш., в промежутке побывав у побережья Австралии.

Общая для всего 24-летнего периода тенденция к подъему отмечается и для частиц с более глубоким начальным положением: с $z_{p0} = 1000$ м, $z_{p0} = 2000$ м и $z_{p0} = 3000$ м. Горизонтальные смещения этих частиц локализованы в районе Африканско-Антарктической котловины с частичным проникновением в море Уэдделла. Сходство формы горизонтальной проекции траекторий с внешними очертаниями котловины может служить указанием на то, что движение здесь контролировалось топографически захваченным круговоротом.

Ни одной из частиц, стартовавших в Атлантическом секторе Южного океана, не хватило 24 лет, на протяжении которых строилась траектория, для того, чтобы в своем движении замкнуть хотя бы одну петлю вокруг Антарктиды. Наиболее протяженная из них с $z_{p0} = 100$ м прошла лишь половину угловой протяженности широтного круга, описав, правда, при этом обширную, с захватом о-ва Мадагаскар, петлю (рис. 1е).

Поведение частиц с начальным положением на верхних стартовых горизонтах ($z_{p0} = 0$, $z_{p0} = 10$ м) в проливе Дрейка и в других районах Южного океана похоже на то, что наблюдалось для траекторий, исходящих из Атлантического сектора. Привычная для Южного океана картина циркумполярного обращения вод проявляется лишь в траекториях частиц, выпущенных в проливе Дрейка с глубин от $z_{p0} = 500$ м и более. Частицы с $z_{p0} = 500$ м и $z_{p0} = 1000$ м успевают за 24 года совершить полтора оборота вокруг Антарктиды, а частица с $z_{p0} = 2000$ м – примерно 2/3 оборота. Все эти три частицы к концу пути смещаются вверх: при $z_{p0} = 1000$ м и $z_{p0} = 2000$ м почти монотонно, а частица с $z_{p0} = 500$ м к концу 18-го года поднимается почти к поверхности океана ($z_{p0} = 7$ м), а к концу 24-го года оказывается на глубине 150 м.

5. ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ЧАСТОТНОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

В предыдущем разделе обсуждались траектории жидких частиц, дающие представление о распространении водных масс, по данным о течениях в эксперименте BASE, в котором на вход МОЦО подаются атмосферные воздействия (потоки тепла, пресной воды и количества движения) с 6-часовой дискретностью по времени. Оценим теперь зависимость траекторий жидких частиц и на этом основании –

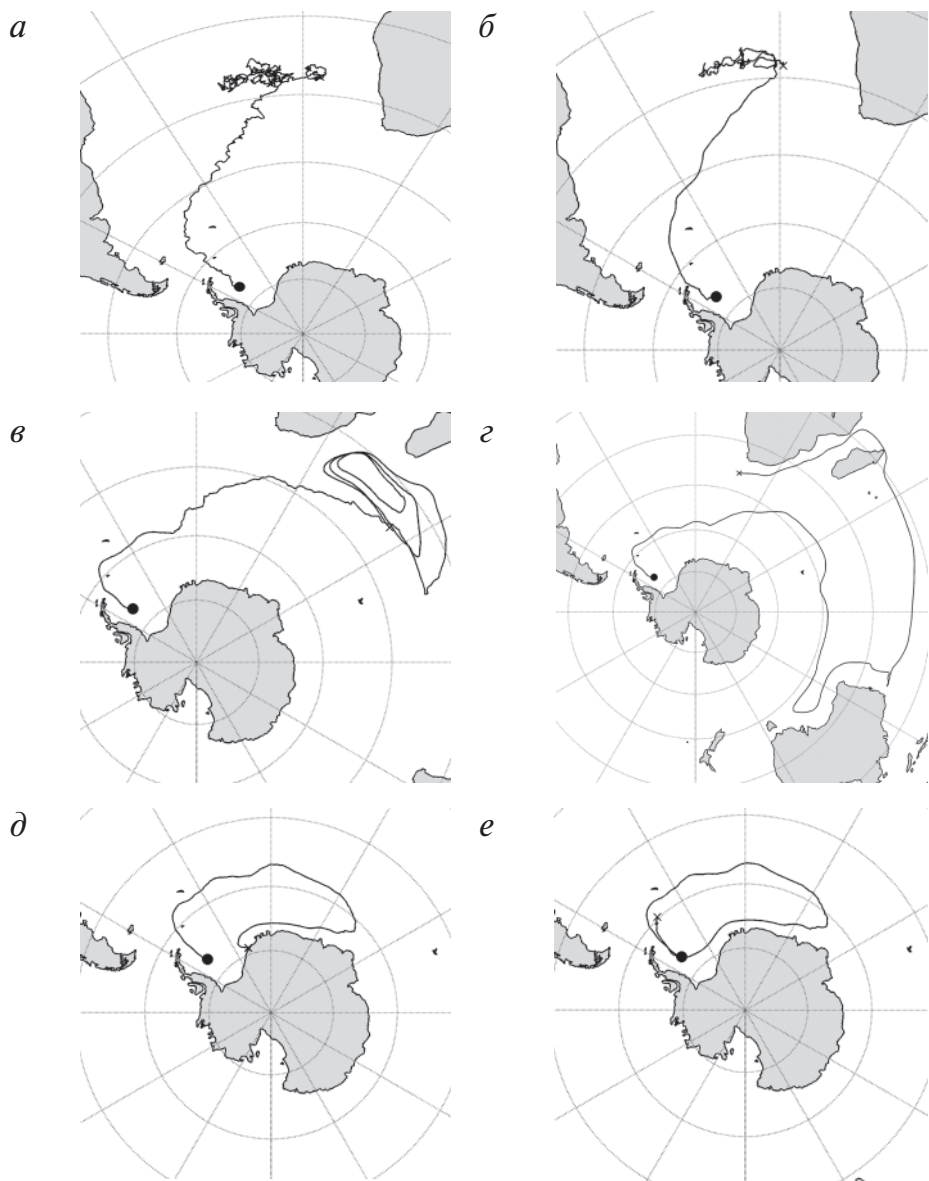


Рис. 2. Траектории жидких частиц, выпущенных в море Уэдделла ($\lambda_{p0} = 50^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 70^\circ$ ю.ш.) на глубинах $z_{p0} = 0$ м (а, б), $z_{p0} = 100$ м (в, з) и $z_{p0} = 1000$ м (д, е).

Левые панели (а, в, д) – расчет траекторий по данным о скоростях течений в эксперименте BASE (атмосферные воздействия с 6-часовой дискретностью), правые панели (б, з, е) – по данным о скоростях течений в эксперименте SMON (атмосферные воздействия сглаженные по времени с окном в один месяц). Время прохождения траекторий – 24 года (с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2002 г.). Кружками (крестиками) показаны начальные (конечные) положения частиц

путей возможного распространения водных масс от короткопериодных вариаций атмосферных воздействий, присутствующих в эксперименте BASE и отфильтрованных в эксперименте SMON.

Это можно сделать, сопоставляя левые и правые панели рис. 2, на котором изображены траектории жидких частиц, выпущенных на разных глубинах в море Уэдделла. Как следует из такого сопоставления, крупномасштабные особенности картины движения частиц, получаемой из расчетов с двумя вариантами меняющегося со временем поля течений, во многих, хотя и не всех, случаях обладают достаточно большим сходством. Качественные различия отмечаются для траекторий частиц, привязанных к поверхности океана ($z_{p0} = 0$) и являющихся строго двумерными. Траектории, рассчитанные по полю течений из эксперимента BASE, в котором сохранена суточная и синоптическая изменчивость атмосферных воздействий и напрямую связанных с ними поверхностных течений, оказываются более хаотичными, как следствие флуктуаций в соответствующем диапазоне частотного спектра. Однако в крупномасштабном плане различия в форме траекторий и в конечном положении частиц сравнительно невелики.

Несколько неожиданно* то, что для более глубоких стартовых горизонтов фильтрация короткопериодной части атмосферного форсинга и соответствующие изменения в поле течений приводят к более отчетливым изменениям структуры крупномасштабных переносов. Одно из наиболее впечатляющих – перемещение частицы из моря Уэдделла с горизонта 100 м (сравн. рис. 2*в* и 2*г*).

То обстоятельство, что форма траекторий частиц, перемещающихся на глубинах и не испытывающих непосредственного влияния меняющейся структуры атмосферных воздействий, оказывается существенно более чувствительной к короткопериодным вариациям скорости течений, объясняется тем, что поверхностные частицы, «привязанные» к поверхности, $z_{p0} = 0$, имеют на одну степень свободы меньше, чем нижележащие частицы. Претерпевая смещения по вертикали, подповерхностные частицы попадают в иные горизонтальные потоки, структура которых вследствие бароклинности меняется от горизонта к горизонту.

Таким образом, имеет место существенная зависимость путей перемещения вод, отражаемых построенными здесь траекториями, от короткопериодной изменчивости течений, накладывающейся на крупномасштабные сезонно меняющиеся поля течений. Эта зависимость является одним из следствий сильной чувствительности траекторий по отношению к их начальному положению (так называемая «хаотическая адвекция»; см., напр., [7, 8]), усиливающаяся наложением флуктуаций на крупномасштабное поле течений.

6. ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ К НАЧАЛЬНОМУ ПОЛОЖЕНИЮ – ПРИЗНАКИ ХАОТИЗАЦИИ В АНСАМБЛЯХ ТРАЕКТОРИЙ

Проведенный выше анализ отдельных траекторий дает указания на возможные перемещения небольших объемов воды в системе крупномасштабной циркуляции Южного океана. Если следовать классическим представлениям о водных массах, то эти перемещения должны отражать и пути распространения водных масс, включающих помеченный объем. При этом, однако, остается открытым вопрос о том, насколько репрезентативны единичные, случайно выбранные траектории для определения лагранжевой структуры движения в рамках используемой нами МОЦО. Или иначе, какова чувствительность рассчитываемых траекторий к начальному положению отслеживаемых маркеров.

* Ведь атмосферные воздействия приложены к поверхности океана, и с увеличением глубины их непосредственное влияние ослабевает, а относительная роль собственной динамики океанских вод возрастает.

Ответ на поставленный вопрос может быть получен на основе построения ансамблей, формируемых путем расчета траекторий с близкими начальными координатами. В данном разделе рассматриваются результаты расчетов ансамблей траекторий, проходимых ансамблями жидких частиц, выпущенных на разных глубинах в различных районах Южного океана. Как и в предыдущем разделе, все приводимые здесь траектории и связанные с ними обобщенные характеристики движения, такие как рассеяние по горизонтали и вертикали, изменения со временем среднего положения по глубине, широтные сечения, соответствуют движению на 24-летнем интервале времени. Начальные положения (условия (2)) относятся к 1 января 1979 г., конечные точки траекторий — к 31 декабря 2002 г. Все ансамбли траекторий построены по данным о течениях в основном эксперименте BASE с 6-часовыми атмосферными воздействиями.

Ансамбли формировались из набора начальных положений ста жидких частиц, распределенных в узлах равномерной решетки $5 \times 5 \times 4$, заполняющей объем $dL \times d\phi \times dz = 2^\circ \times 2^\circ \times 20$ м. Размер объема воды с распределенными в его пределах начальными положениями маркеров примерно совпадает с размером трехмерной ячейки расчетной сетки МОЦО: около 110×220 км² на широте $\phi = 60^\circ$ в горизонтальной проекции и 20 м по вертикали (что равно толщине верхнего расчетного слоя).

На рисунках 3–5 представлены горизонтальные проекции ансамбля траекторий жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями из поверхностного ($z_{p0} = 10$ м), подповерхностного ($z_{p0} = 100$ м) и глубинного ($z_{p0} = 1000$ м) слоев со стартовым положением в четырех различных районах: в проливе Дрейка, в море Уэдделла, в Атлантическом и Тихоокеанском секторах Южного океана. На каждом из фрагментов рисунков показана совокупность траекторий ансамбля из 100 реализаций, отличающихся друг от друга начальными положениями жидких частиц. Диапазон вариаций начальных координат не выходит за пределы элементарного объема сеточной ячейки МОЦО.

Перенос жидких частиц из верхнего слоя океана (рис. 3), который мы здесь рассматриваем как показатель переноса вод, определяется в основном действием экмановских течений. В Южном океане с преобладающими западными ветрами меридиональная составляющая экмановских течений направлена от полюса к экватору. Как следствие, ансамбль частиц смещается к экватору из всех четырех рассматриваемых здесь начальных положений. Большая часть маркеров, стартующих из района пролива Дрейка (рис. 3а), попадает в Атлантический океан. При этом происходит интенсивное перемешивание, охватывающее всю западную половину Южной Атлантики. Часть маркеров, однако, вовлекается в циркумполярное обращение, совершая за 24-летний расчетный период полный оборот вокруг Антарктиды. Аналогичная картина наблюдается и для других стартовых положений в верхнем слое Южного океана — в море Уэдделла (рис. 3б), в Атлантическом (рис. 3в) и Тихоокеанском (рис. 3г) секторах.

В картине переносов частиц со стартовым положением в подповерхностном слое в море Уэдделла и в Атлантическом секторе обнаруживается определенное сходство с распределением траекторий частиц из поверхностного слоя. Связанные с этими частицами воды из моря Уэдделла (рис. 4б) переносятся в Атлантический океан, образуя там зону перемешивания у побережья Южной Америки в средних широтах и на всем долготном протяжении Атлантики в низких широтах. Траектории из Атлантического сектора (рис. 4в), как и их прототипы из поверхностного слоя, покрывают зону перемешивания в Индийском океане. Некоторая часть маркеров, однако, вовлекается в циркумполярное обращение и в итоге оказывается рассеянной по акватории Тихого океана. Воды из подповерхностного слоя в проливе Дрейка (рис. 4а) увлекаются Антарктическим циркумполярным течением и, подобно водам Атлантического сектора, со временем образуют зону перемешива-

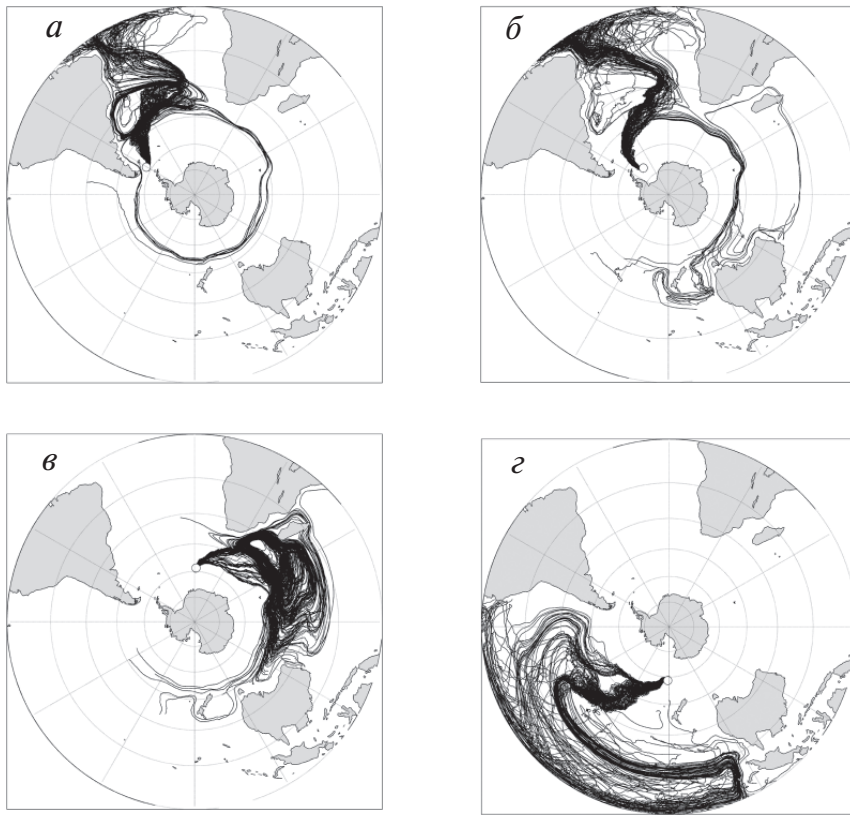


Рис. 3. Горизонтальные проекции ансамбля траекторий жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями из поверхностного слоя ($z_{p0} = 10$ м) со стартовым положением в различных районах Южного океана.

Время прохождения траекторий – 24 года (с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2002 г.). Светлыми кружками указаны начальные положения 100 жидких частиц в узлах равномерной решетки $5 \times 5 \times 4$, заполняющей объем $d\lambda \times d\varphi \times dz = 2^\circ \times 2^\circ \times 20$ м. Стартовые положения: *a* – пролив Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 59^\circ$ ю.ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{p0} = 45^\circ$ з.д., 70 ю.ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 0$, $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 180^\circ$ в.д., $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.)

ния с плотным заполнением в широтном поясе $15\text{--}50^\circ$ ю.ш. Индийского океана. Часть маркеров этого ансамбля после повторного вовлечения в циркумполярное обращение оказывается рассеянной по акватории Тихого океана. Часть подповерхностных вод Тихоокеанского сектора (рис. 4з) участвует в циркумполярном обращении, а другая их часть попадает в антициклонический круговорот в Тихом океане с последующим рассеянием или выходом за пределы расчетной области, ограничиваемой с севера экватором.

Существенно иная картина наблюдается для вод из глубинного слоя (рис. 5). Маркеры, выпущенные в проливе Дрейка и в Тихоокеанском секторе, находятся в зоне действия Антарктического циркумполярного течения, совершая за 24 года примерно полтора полных оборота вокруг Антарктиды (рис. 5а и 5г). Воды из моря Уэдделла (рис. 5б) находятся в зоне действия устойчивого циклонического обращения по периферии Африканско-Антарктической котловины. Такой же ха-

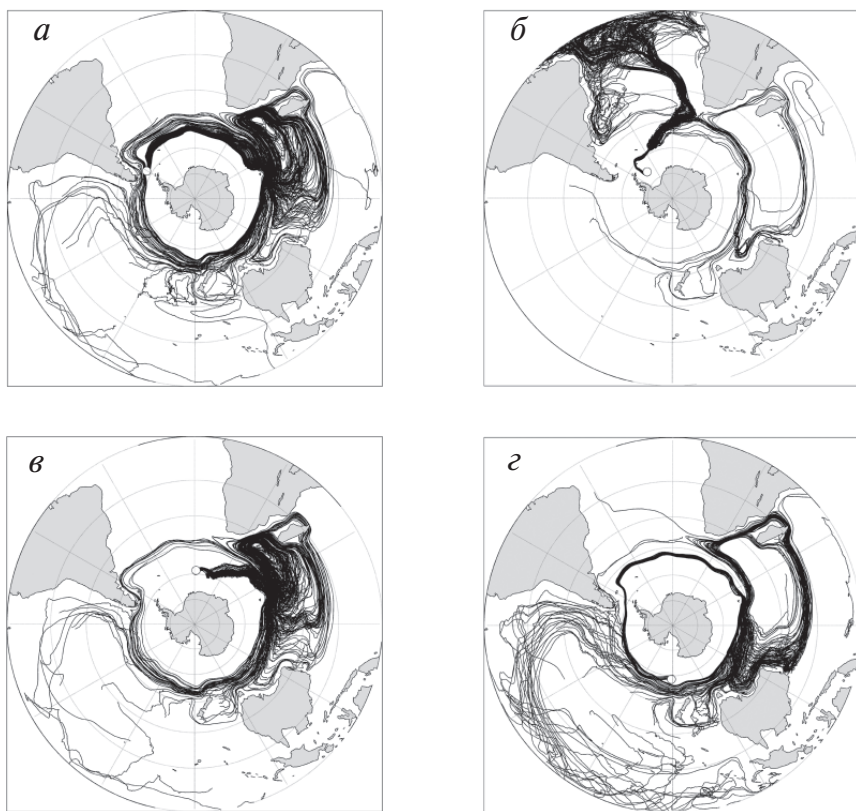


Рис. 4. Горизонтальные проекции ансамбля траекторий жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями из подповерхностного слоя ($z_{p0} = 100$ м) со стартовым положением в различных районах Южного океана.

Время прохождения траекторий – 24 года (с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2002 г.). Светлыми кружками указаны начальные положения 100 жидких частиц в узлах равномерной решетки $5 \times 5 \times 4$, заполняющей объем $d\lambda \times d\varphi \times dz = 2^\circ \times 2^\circ \times 20$ м. Стартовые положения: *a* – пролив Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 59^\circ$ ю.ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{p0} = 45^\circ$ з.д., 70 ю.ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 0$, $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 180^\circ$ в.д., $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.)

рактир движения отмечается и для ансамбля траекторий, исходящих из Атлантического сектора (рис. 5в). Пучки ансамбля траекторий во всех этих случаях оказываются довольно плотными.

На рис. 6 показаны среднеквадратичные отклонения горизонтального радиуса вектора координат частиц относительно среднего положения всего ансамбля, представляющие собой количественную оценку горизонтального рассеяния ансамбля частиц. В целом за весь 24-летний расчетный период рассеяние, как и следовало ожидать, увеличивается. Внутри этого периода, однако, наблюдаются отклонения от монотонности, которые можно объяснить разбеганием с последующей частичной кластеризацией отдельных групп маркеров в системе крупномасштабного обращения вод вокруг Антарктиды. В пределе, при полном перемешивании, изменения со временем должны выходить на насыщение. Тенденция к выходу на такое насыщение действительно наблюдается для движений из поверхност-

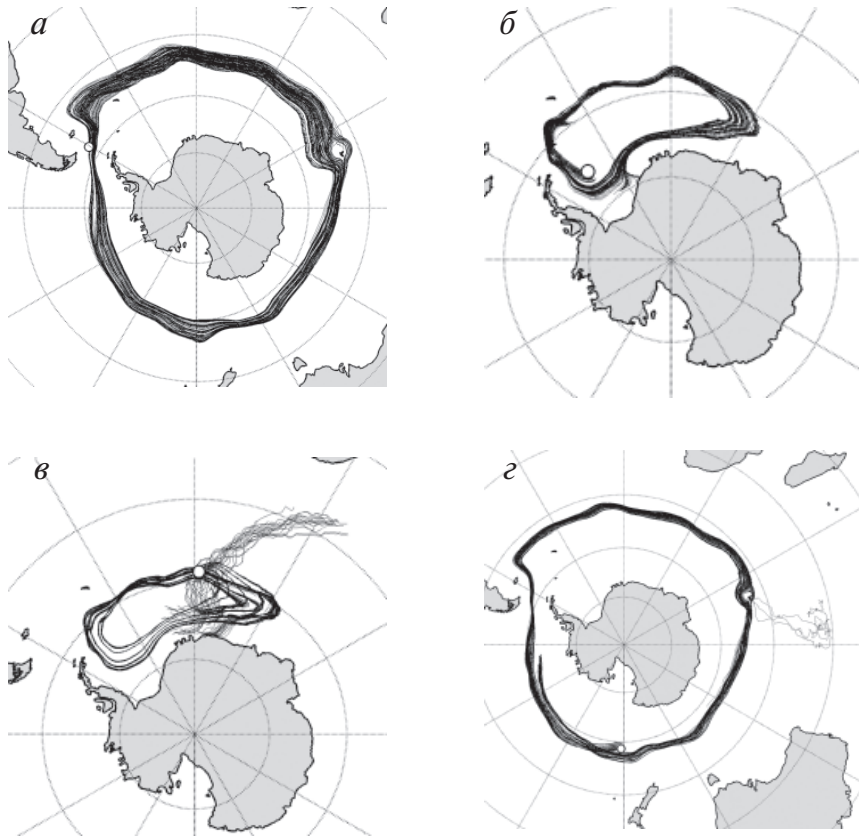


Рис. 5. Горизонтальные проекции ансамбля траекторий жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями из глубинного слоя ($z_{p0} = 1000$ м) со стартовым положением в различных районах Южного океана.

Время прохождения траекторий – 24 года (с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2002 г.). Светлыми кружками указаны начальные положения 100 жидких частиц в узлах равномерной решетки $5 \times 5 \times 4$, заполняющей объем $d\lambda \times d\varphi \times dz = 2^\circ \times 2^\circ \times 20$ м. Стартовые положения: *a* – пролив Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 59^\circ$ ю.ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{p0} = 45^\circ$ з.д., 70 ю.ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 0$, $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{p0} = 180^\circ$ в.д., $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю.ш.)

ного ($z_{p0} = 10$ м) и подповерхностного ($z_{p0} = 100$ м) слоев. Для вод из более глубоких слоев ($z_{p0} = 1000$ м) на протяжении 24-летнего периода выход на насыщение не просматривается. Это находится в согласии с горизонтальной структурой ансамбля траекторий (рис. 5), в которой нет выраженных признаков перемешивания траекторий, располагающихся сравнительно плотными пучками.

Наибольшее по абсолютной величине рассеяние имеет место для ансамблей траекторий, исходящих из подповерхностного слоя ($z_{p0} = 100$ м). Меньшее рассеяние для траекторий из поверхностного слоя ($z_{p0} = 10$ м) объясняется тем, что под действием результирующего переноса с определяющим вкладом направленной от полюса экмановской составляющей маркеры локализуются преимущественно в одном из трех расположенных к северу океанических бассейнов. Исключение составляет лишь случай движения из моря Уэдделла, в котором большая часть ансамбля траекторий заполняет Атлантический сектор, тогда как меньшая их часть

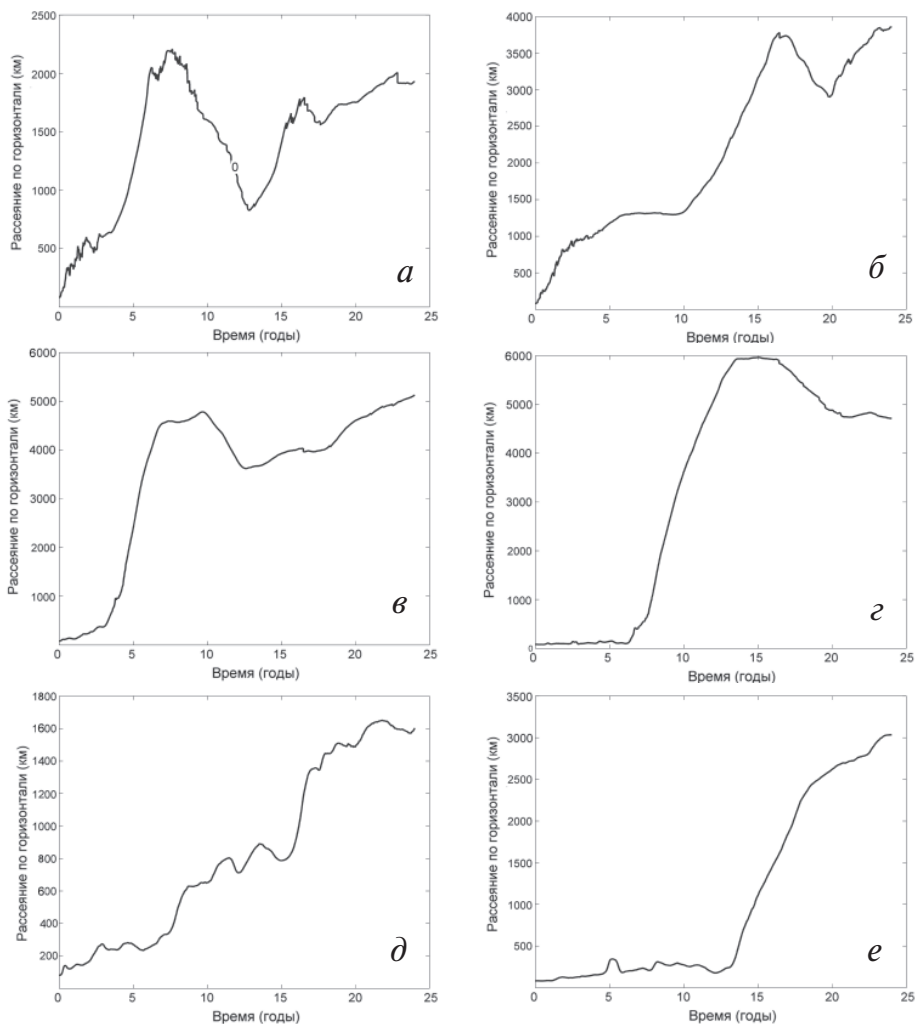


Рис. 6. Изменение со временем горизонтального рассеяния жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями со стартовым положением на трех разных глубинах в проливе Дрейка (*a*, *в*, *д*) и в Тихоокеанском секторе (*б*, *з*, *е*) Южного океана: *a*, *б* – перенос с начальной глубины $z_{p0} = 10$ м; *в*, *з* – с начальной глубины $z_{p0} = 100$ м; *д*, *е* – с начальной глубины $z_{p0} = 1000$ м

захватывается Антарктическим циркумполярным течением с последующим перемещением в Индоокеанский и Тихоокеанский сектора. Наименьшее по величине рассеяние имеет место для движений из глубинного слоя ($z_{p0} = 1000$ м), в согласии с картиной горизонтального переноса, изображенной на рис. 5.

Для определения вертикальной структуры переносов рассмотрим вначале вертикальное рассеяние. Для его количественного выражения используем среднеквадратичное отклонение по вертикали σ_{vert} от средней по ансамблю глубины жидких частиц. Изменения со временем σ_{vert} вместе с такими же изменениями средней глубины ансамбля частиц \bar{z}_p для начального местоположения ансамбля маркеров в проливе Дрейка представлены на рис. 7.

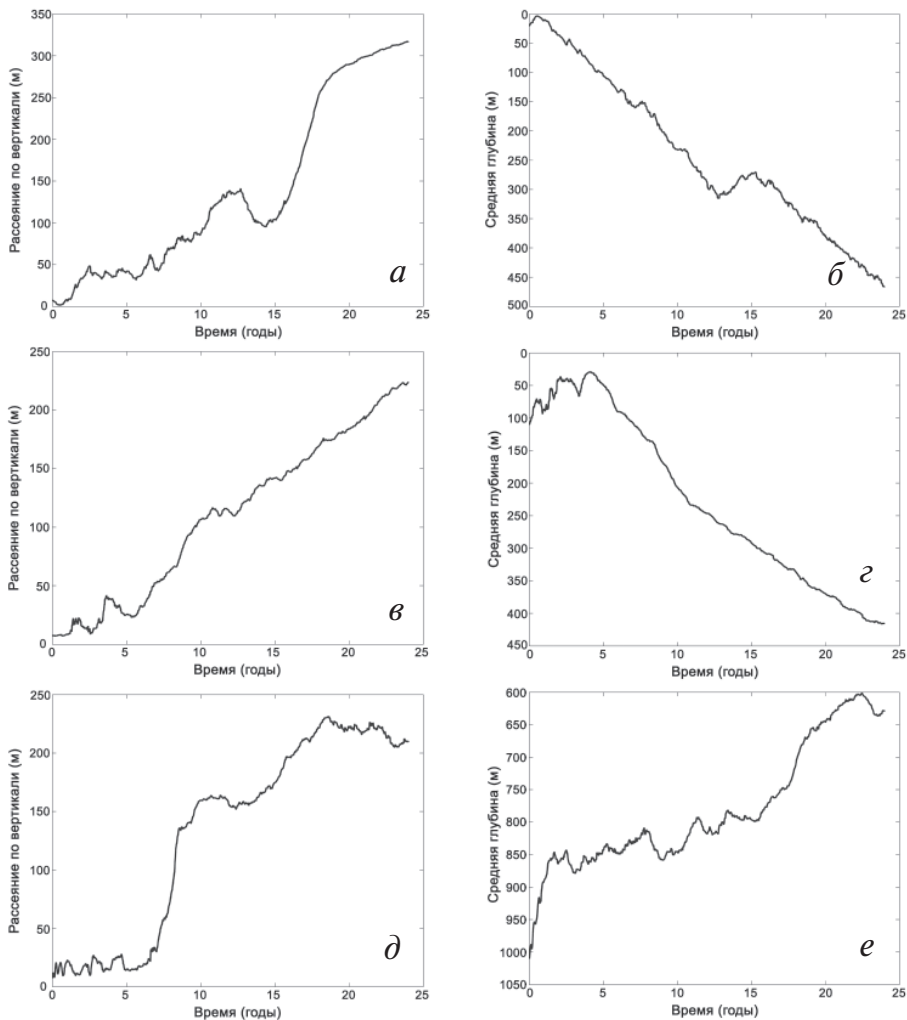


Рис. 7. Изменение со временем вертикального рассеяния σ_{vert} (*a*, *в*, *д*) и средней глубины \bar{z}_p (*б*, *в*, *е*) ансамбля частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями с разных глубин со стартовым положением в проливе Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 59^\circ$ ю.ш.): *a*, *б* – перенос с начальной глубины $z_{p0} = 10$ м; *в*, *в* – с начальной глубины $z_{p0} = 100$ м; *д*, *е* – с начальной глубины $z_{p0} = 1000$ м

Общей для этого случая (как и для случаев с другими начальными положениями) особенностью является почти монотонное увеличение σ_{vert} от начала расчетного периода к его концу. Встречающиеся на фоне общего положительного тренда сравнительно небольшие отклонения от монотонности имеют, по-видимому, случайный характер. Признаки выхода на насыщение можно заметить лишь для ансамбля частиц с глубоким ($z_{p0} = 1000$ м) стартовым положением (рис. 7*д*).

Что касается осредненных по ансамблю глубин частиц \bar{z}_p (правые колонки на рис. 7), то для верхних стартовых горизонтов ($z_{p0} = 10$ м и $z_{p0} = 100$ м) характерно

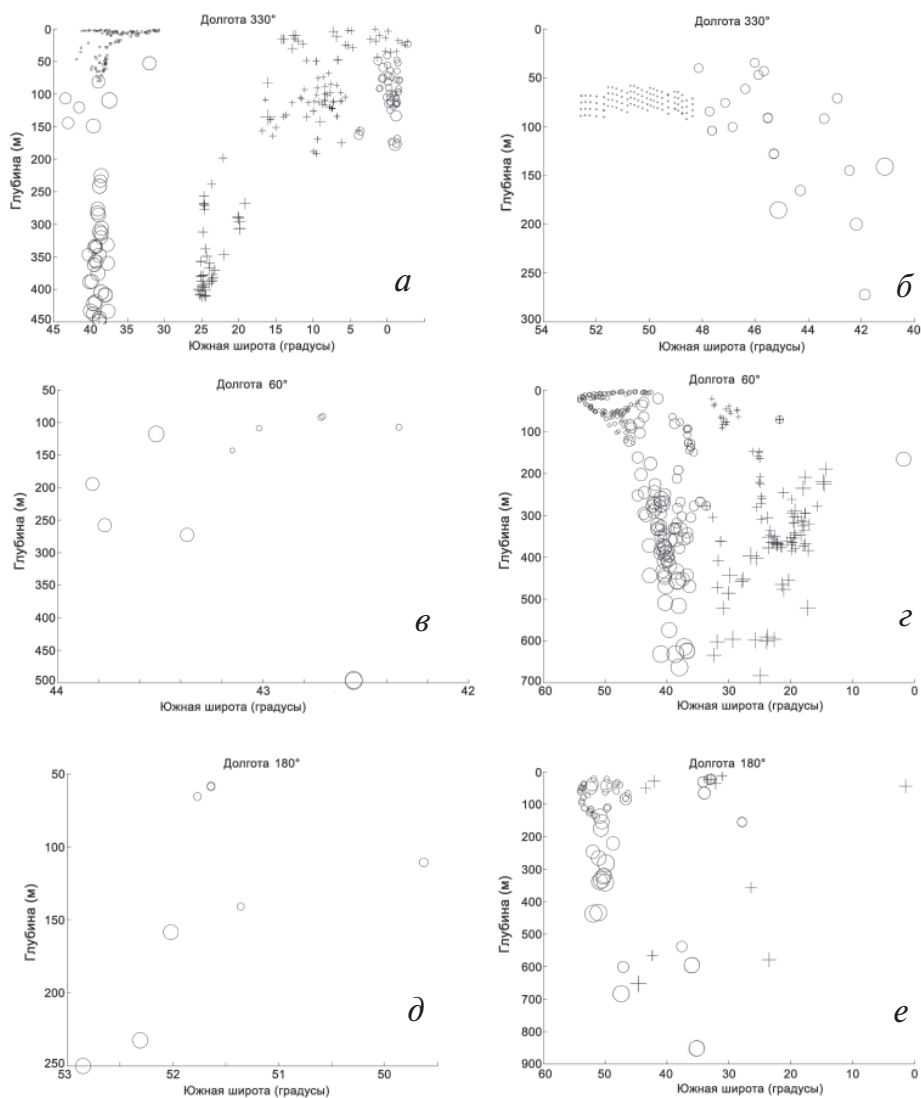


Рис. 8. Вертикальные сечения, показывающие прохождение ансамбля жидких частиц через три меридиональные плоскости для двух стартовых глубин в проливе Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з.д., $\varphi_{p0} = 59^\circ$ ю.ш.):

a, ν, δ – перенос с начальной глубины $z_{p0} = 10$ м; δ, ζ, e – с начальной глубины $z_{p0} = 100$ м; δ, e – с начальной глубины $z_{p0} = 1000$ м. a, δ – меридиан $\lambda = 30^\circ$ з.д.; ν, ζ – меридиан $\lambda = 60^\circ$ в.д.; δ, e – меридиан $\lambda = 180^\circ$. Кружками показаны пересечения меридиональной плоскости с запада на восток, крестиками – с востока на запад. Размер значков пропорционален логарифму времени, прошедшему от начала расчета

увеличение со временем \bar{z}_p , тогда как для глубинного стартового горизонта ($z_{p0} = 1000$ м) средняя глубина ансамбля частиц со временем, как правило, уменьшается.

Более детальное представление о вертикальной структуре переноса вод можно получить из диаграмм, показывающих прохождение ансамбля жидких частиц через выбранную плоскость. Примеры таких сечений, ориентированных в меридиональ-

ной плоскости, для стартового положения ансамбля в проливе Дрейка представлены на рис. 8. Кружками здесь показаны пересечения траекторией меридиональной плоскости с запада на восток, крестиками — с востока на запад. Размер значков пропорционален логарифму времени, прошедшему от начала расчета.

Из рисунка видно, в частности, что жидкие частицы, стартовавшие с глубины 10 м, с течением времени перераспределяются до глубины 500 м. В плоскости меридианов 60° в.д. и 180° все маркеры перемещаются с запада на восток. В меридиональном направлении рассеяние невелико. Оно составляет около 2° , т.е. примерно столько же, сколько и в начальном положении.

Заметное перемешивание отмечается в Атлантическом секторе (на меридиане 30° з.д.), куда попадает большая часть исходного ансамбля. Меридиональное рассеяние здесь составляет 45° , т.е. около 5000 км. Прохождения маркерами меридиональной плоскости с запада на восток перемежаются с обратными пересечениями. Общая картина движения в окрестности данного меридиана содержит все признаки хорошо выраженного перемешивания первоначального компактного ансамбля жидких частиц.

Для ансамбля, стартовавшего из пролива Дрейка с глубины $z_{p0} = 100$ м (правая колонка диаграмм на рис. 8), зона перемешивания располагается в Индоокеанском секторе. Это хорошо видно на сечении по меридиану 60° в.д., в котором вертикальный диапазон зоны перемешивания заключен от 0 до 700 м, а меридиональный — от экватора до 55° ю.ш., т.е. простирается более чем на 6000 км. Имеют место пересечения траекторий в обоих направлениях.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для исследования структуры и возможных путей распространения водных масс в системе циркуляции Южного океана рассчитаны траектории жидких частиц, являющиеся лагранжевыми характеристиками движения. Меняющееся со временем поле скорости течений, необходимое для построения таких траекторий, определялось на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана ГМЦ РФ. Для задания граничных условий на поверхности воды использовались данные реанализа метеорологических полей с 6-часовой дискретностью за период 1979–2002 гг. Траектории построены для различных начальных географических положений, различных стартовых глубин и для разных типов атмосферных воздействий, задаваемых при расчете поля скорости течений в численных экспериментах с моделью общей циркуляции океана.

В результате анализа траекторий получено, что в Южном океане имеет место довольно сложная структура переносов. Циркумполярное обращение вод происходит в подповерхностных слоях, на глубинах более 100 м. Кроме того, в циркумполярное обращение вовлекаются лишь воды из сравнительно ограниченного широтного диапазона начальных положений, в наших расчетных примерах — из пролива Дрейка. В поверхностном слое перенос вод в сильной степени определяется экмановскими течениями. Под действием преобладающих западных ветров отмечается общая тенденция к перемещению частиц по направлению от полюса к экватору.

Картина переносов является существенно трехмерной. По ходу движения в системе горизонтальной циркуляции частицы воды претерпевают сильные вертикальные смещения, на каждом этапе попадая в другие циркуляционные структуры бароклинного океана. Имеет место существенная зависимость получаемых траекторий от частотного состава атмосферных воздействий, порождающих движение в океане.

Рассчитаны также ансамбли траекторий жидких частиц. Введение в рассмотрение ансамбля траекторий позволяет дать более общее описание процессов переноса и перемешивания массы и других свойств вод Южного океана в сравнении с расчетами единичных траекторий.

Из анализа результатов расчета ансамблей траекторий следует, что средние по ансамблю глубины прослеживаемых жидких частиц z_p , как правило, увеличиваются со временем для верхних стартовых горизонтов ($z_{p0} = 10$ м и $z_{p0} = 100$ м) и уменьшаются для глубинного стартового горизонта ($z_{p0} = 1000$ м). Это можно рассматривать как свидетельство того, что хаотический перенос, возникающий в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, содержит вполне отчетливые указания на действенный механизм вертикального перераспределения массы – результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев. Оценить характерное время развития этого процесса по имеющимся данным не представляется, однако, возможным, так как рассматриваемого здесь 24-летнего интервала времени недостаточно для выхода временных изменений вертикального рассеяния на насыщение.

В заключение отметим, что представленная в данной статье картина переносов вод Южного океана имеет, разумеется, приближенный характер в силу ограниченного сеточного разрешения используемой модели общей циркуляции океана. При повышении разрешения картина будет уточняться и детализироваться. Однако и полученные материалы в достаточной степени иллюстрируют возможности использования лагранжевых характеристик движения для решения широкого круга задач, относящихся к изучению климатообразующей роли Южного океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан» (подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики», проект 3 – «Определить климатообразующую роль Южного океана»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годунов С.К., Рябенкий В.С. Разностные схемы. М.: Наука, 1973. 400 с.
2. Демин Ю.Л., Ибраев Р.А. Численная модель расчета течений и уровня в многосвязных областях океана. М.: Препринт Отдел. вычислит. мат. АН СССР, № 183, 1988. 26 с.
3. Дмитриев Н.В., Дуреченская Е.А. Численный анализ переноса примеси для верхних турбулентных слоев морей и океанов // Метеорология и гидрология. 1994. № 12. С. 53–62.
4. Журбас В.М., Ох И.С. Оценки пространственных спектров скорости течений в океане по дрейферным данным // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. С. 172–180.
5. Зеленко А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 211–224.
6. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометеоздат, 1938. 453 с.
7. Козлов В.Ф., Кошель К.В. Об одной модели хаотического переноса в баротропном фоновом течении // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 1. С. 119–128.
8. Козлов В.Ф., Кошель К.В. Хаотическая адвекция в моделях фоновых течений геофизической гидродинамики // Фундаментальные и прикладные проблемы теории вихрей / Под ред. А.В.Борисова, И.С.Мамаева и М.А.Соколовского. Москва–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2003. С. 471–504.
9. Коротенко К.А., Лелявин С.Н. Расчет переноса примеси в море методом блуждающих частиц // Океанология. 1990 Т. 30. № 5. С. 730–735.
10. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы / Под ред. С.С.Лаппо. М.: Московское отделение Гидрометеоздата, 1984. С. 125–129.
11. Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 296 с.

12. *Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.* Параметризация верхнего перемешанного слоя в модели общей циркуляции океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 10. С. 1080–1088.
13. *Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.* Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя // Труды Гидрометцентра СССР. 1992. Вып. 323. С. 3–31.
14. *Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.* Эффекты синоптических вариаций атмосферных воздействий в модели общей циркуляции океана: прямые и косвенные проявления // Метеорология и гидрология. 1999. № 9. С. 66–77.
15. *Broecker W.S.* The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. Vol. 4. P. 79–89.
16. *Bryan K.* A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // *Journal Comput. Phys.* 1969. Vol. 4. № 3. P. 347–376.
17. *Conkright M.E., Locarnini R. A., Garcia H.E. et al.* World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 2002. 17 p.
18. *Fischer J., Schott F.* Labrador Sea Water tracked by profiling floats from the boundary current into the open North Atlantic // *Phys. Oceanogr.* 2002. Vol. 22. № 2. P. 573–584.
19. *Gordon A.I.* Inter-ocean exchange of thermocline water // *Journal Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 5037–5046.
20. *Gordon A.L.* Weddell deep water variability // *Journal Marine Research*. 1982. Vol. 40, Suppl. P. 199–217.
21. *Kanamitsu M., Ebisuzaki W.I., Woollen J., Yang Shi-Keng, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L.* NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2002. Vol. 83. № 11. P. 1631–1643.
22. *Liu Z., Yang H.* The intergyre chaotic transport // *Journal Phys. Oceanogr.* 1994. Vol. 24. P. 1768–1782.
23. *Marshall J., Schott F.* Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Rev. Geophys.* 1999. Vol. 37. № 1. P. 1–64.
24. *Samelson R.M.* Chaotic transport by mesoscale motions // *Stochastic modeling in physical oceanography* / Eds J.Adler, P.Muller, B.Rozovskii. Boston: Birkhauser, 1996. P. 423–433.
25. *Semtner A.J.* Finite-difference formulation of a world ocean model // *Advanced Physical Numerical Modelling. Proc. NATO Advanced Study Inst.*, 2 15 June 1985. Ed. J.J. O'Brien. NATO ASI Ser. V. 186. Dordrecht, 1986. P. 187–202.
26. A Technical Guide to MOM4. GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. Griffies S.M., Harrison M.J., Pacanowski R.C., Rosati A. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. 2004. 339 p.
27. *Veneziani M., Griffa V., Reynolds A. M., Mariano A. J.* Oceanic Turbulence and Stochastic Models from Subsurface Lagrangian Data for the Northwest Atlantic Ocean // *Journal Phys. Oceanogr.* 2004. Vol. 34. P. 1884–1906.
28. *Yang H.* Chaotic transport and mixing by ocean gyre circulation // *Stochastic modeling in physical oceanography* / Eds J.Adler, P.Muller, B.Rozovskii. Boston: Birkhauser, 1996. P. 434–466.
29. *Yang H.* The subtropical/subpolar gyre exchange in the presence of annually migrating wind and a meandering jet: Water mass exchange // *Journal Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26. № 1. P. 115–130.

YU.D.RESNYANSKY, A.A.ZELENKO, B.S.STRUKOV

LARGE SCALE CIRCULATION OF THE SOUTH OCEAN ON EVIDENCE DERIVED FROM NUMERICAL EXPERIMENTS IN LAGRANGIAN REPRESENTATION

The trajectories of liquid particles with different starting coordinates within the waters under consideration were computed in order to explore the structure and probable ways of water mass spreading

in the circulation system of the Southern Ocean. The time dependent field of ocean currents required for building the trajectories was determined on the basis of numerical experiments with an ocean general circulation model developed in the Hydrometcenter of Russia.

From the examination of individual trajectories it was demonstrated that the transport in the Southern Ocean exhibits a rather complicated structure. The transport patterns are essentially three dimensional. The fluid particles during their horizontal movement undergo substantial vertical displacements entering into different circulation structures of the baroclinic ocean. It is also observed an essential dependence of the trajectories on the frequency composition of atmospheric forcing generating the ocean motions.

The ensembles of liquid particle trajectories with close initial positions were also computed. From their examination it was revealed that over the temporal intervals under consideration (up to 24 years) the depths positions of liquid particles averaged over the ensembles, \bar{z}_p , generally increase with time for upper starting positions ($z_{p0} = 10$ m and $z_{p0} = 100$ m) and decrease for deep ones ($z_{p0} = 1000$ m). This may be considered as evidence that the chaotic transport emerging within unsteady three dimensional large scale currents in the Southern Ocean contains quite clear indications of an efficient mechanism for vertical mass redistribution – the resulting submergence of waters from upper layers and their upraise from deep layers.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНОГО КЕРНА

В.Я.ЛИПЕНКОВ¹, Е.В.ПОЛЯКОВА², П.ДЮВАЛЬ³, А.В.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ¹

¹ – ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Санкт-Петербургский государственный горный институт имени Г.В.Плеханова

³ – Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды, г. Гренобль

Установлено, что образование зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова связано с глобальным повышением содержания пыли в атмосфере Земли в периоды максимумов оледенений. Формирующиеся в это время слои ледника отличаются высокой концентрацией микрочастиц, малым размером зерен, одномаксимумной ориентировкой главных осей кристаллов и пониженной вязкостью льда.

В результате петроструктурных исследований ледяного керна из глубоких скважин на станции Восток был получен большой объем информации, имеющей принципиальное значение для понимания особенностей вертикального строения и динамики антарктического ледника. Практическое значение выполненных исследований заключается в том, что добытые в их ходе данные и установленные закономерности являются необходимой экспериментальной базой для моделирования реакции антарктического ледникового покрова на меняющиеся климатические условия его существования [13].

Наиболее общей особенностью большинства физических и структурных характеристик льда, слагающего антарктический ледниковый покров, является их эволюционное изменение в процессе уплотнения и динамометаморфизма слоев ледяной породы. Вместе с тем проведенное исследование показало, что вариации многих структурных характеристик по глубине связаны с климатическими колебаниями, происходившими на поверхности ледника в прошлом.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРОЕНИЯ ЛЬДА В РАЗРЕЗЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА СО СТАНЦИИ ВОСТОК

Петрографические исследования ледяного керна заключались в проведении количественного структурного и петротектонического анализов ориентированных ледяных шлифов размером 4 × 7 см и толщиной 0,3–0,5 мм. Ориентировка ледяных шлифов осуществлялась в соответствии с требованиями стереологического анализа ориентированных трехмерных структур [3, 9] на основе результатов предварительных исследований строения льда. Петротектонический анализ шлифов состоял в определении ориентировки главных кристаллографических (оптических) осей ледяных кристаллов на большой модели трехосного столика Федорова с последующим построением и статистическим анализом структурных диаграмм. В общей сложности по этой программе было исследовано 120 горизонтов ледниковой толщи (по два-три шлифа на каждом горизонте) в интервале глубин от 20 до 3450 м. Глубже этой отметки петротектонический анализ строения льда не прово-

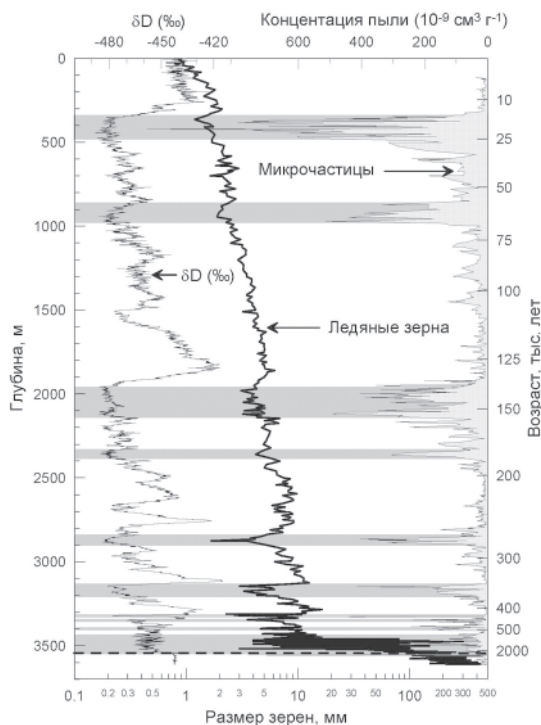


Рис. 1. Вертикальные профили изотопного состава льда (δD , ‰), размера ледяных зерен (мм) и концентрации атмосферной пыли ($10^{-9} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$), измеренные по ледяному керну со станции Восток.

Затушеванные полосы на графике соответствуют пластам льда, сформировавшимся в периоды ледниковых максимумов. Они характеризуются повышенной концентрацией атмосферных микрочастиц и относительно малым размером зерен льда. Шкала возраста льда (справа) по работе [14], данные об изотопном составе и содержании микрочастиц по [12, 15]

дился из-за слишком большого размера ледяных кристаллов. Структурные исследования керна в интервале глубин 3450–3623 м заключались в описании структуры льда и непрерывном послойном измерении средних размеров сечений зерен в тонких ледяных пластинах, вырезанных вдоль оси керна.

В основе рассмотрения метаморфизма ледяной породы лежит термодинамический принцип стремления системы к минимуму свободной энергии, который в случае минеральных агрегатов выражается в стремлении к уменьшению удельной площади границ кристаллических индивидов (зерен). Наиболее яркое представление о размахе структурных преобразований, происходящих в толще антарктического ледника, дает вертикальный профиль размеров зерен льда, приведенный на рис. 1. Как следует из представленных здесь данных, средний размер зерен в интервале глубин 20–3450 м увеличивается за 600 тыс. лет (оценочный возраст породы на глубине 3450 м [14]) примерно в 100 раз: от 1 до 100 мм в диаметре. Вместе с тем на фоне общей тенденции к увеличению размеров кристаллов льда с глубиной наблюдаются колебания, которые обнаруживают отчетливую корреляцию с изменением изотопного состава льда и концентрации в нем аэрозольных примесей. Сопоставление графиков, приведенных на рис. 1, приводит к заключению, что в пластах льда, которые сформировались в периоды максимумов оледенения и

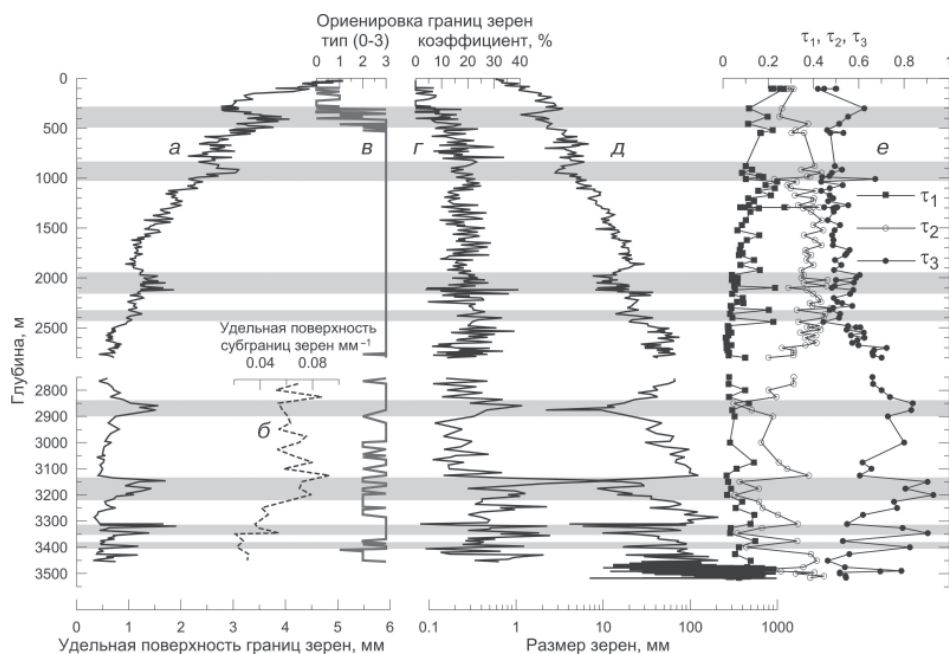


Рис. 2. Характеристики строения льда в районе станции Восток по результатам изучения шлифов, изготовленных из ледяного керна глубокой скважины:

a – удельная площадь граничных поверхностей кристаллов (мм^{-1}); *б* – удельная площадь субграней зерен (мм^{-1}); *в* – тип ориентировки системы граничных поверхностей: изометричная (0), плоскостная (1), плоско-линейная (2), линейная (3); *г* – коэффициент линейной ориентировки системы граничных поверхностей (%); *д* – диаметр кристаллов льда (мм); *е* – нормированные значения параметров распределения Бингхемса (1, 2, 3). Затусованные полосы соответствуют пластам льда, выделенным на рис. 1

поэтому имеют высокую концентрацию микрочастиц (выделены на рисунке затусованными полосами), размер ледяных зерен меньше, чем в пластах с ультранизкой концентрацией микрочастиц, сформировавшихся в межледниковья.

По мере роста зерен с глубиной (возрастом) ледяной породы (рис. 2*д*) и уменьшения удельной площади их границ (рис. 2*а*), изменяется степень и характер пространственной ориентировки системы межзеренных поверхностей (рис. 2*в*, *г*). Изометрическая ориентировка границ зерен наблюдается только до глубины 100–150 м, глубже она сменяется плоскостной, еще глубже – линейно-плоскостной и, наконец, на глубине 700–800 м плавно переходит в линейную, которая и доминирует вплоть до контакта ледникового льда с намерзшей водой озера Восток на глубине 3538 м. Анализ полученных данных показывает, что до глубины примерно 700 м, в условиях малых деформирующих напряжений, доминирует «нормальный» рост зерен, или, иначе говоря, перекристаллизация льда с укрупнением кристаллов [9]. По мере усиления деформаций при движении вниз по разрезу ледника увеличивается плотность дислокаций в кристаллах [4], что вызывает зарождение и развитие малоугловых границ (субграней). Имеющиеся данные о площади поверхности субграней в ледяной породе приведены на рис. 2*б*. Таким образом, глубже 700 м во льду одновременно протекают уже два разнонаправленных процесса: «нормальный» рост зерен и их полигонизация с разделением на части. Полигонизация существенно замедляет результирующую скорость роста зерен глубже 700 м, что хорошо видно из профиля размеров зерен на рис. 2*д*.

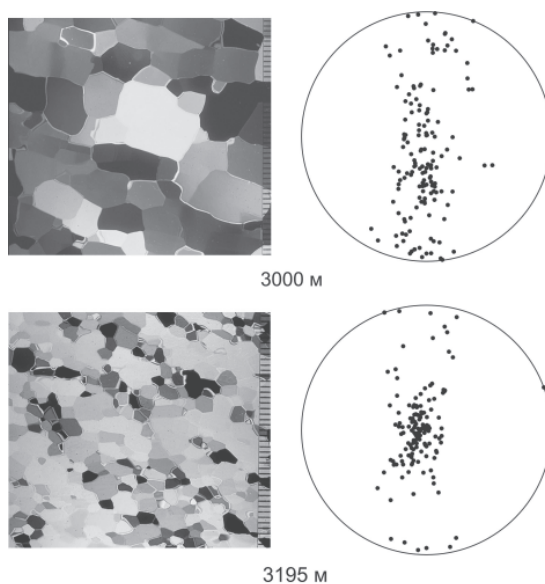


Рис. 3. Типы ледяных тектонитов, обнаруженных в районе станции Восток (микрофотографии шлифов толщиной 0,3 мм в поляризованном свете и диаграммы ориентировок главных кристаллографических осей).

Верхний ряд – типичное строение «межледникового» льда (глубина 3000 м), характеризующееся крупным размером кристаллов, развитием линейной ориентировки системы граничных поверхностей и обилием малоугловых границ, а также поясной ориентировкой главных кристаллографических осей. Нижний ряд – типичная структура «ледникового» льда (3195 м): мелкозернистая с одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей и линейной ориентировкой граничных поверхностей

Существенные с точки зрения механических свойств льда различия наблюдаются и в строении ледяных слоев, образовавшихся в разные климатические эпохи. Петротектонический анализ позволил выявить два типа ориентировок главных осей (0001) кристаллов льда в керне станции Восток [10]. Наибольшее распространение в керне имеет поясная ориентировка, характерная для пластов «межледникового», относительно крупнозернистого, льда. Типичное строение агрегатов «межледникового» льда показано на рис. 3 на примере образца с глубины 3000 м. Подобный тип строения возникает в ходе одноосного растяжения льда, реализуемого при конвергенции линий тока льда в ледниковом покрове. В результате такой деформации главные оси кристаллов группируются вокруг плоскости перпендикулярной оси растяжения (совпадает с осью линейной ориентировки граничных поверхностей зерен), что приводит к упрочению ледяного агрегата. Вместе с тем в слоях «ледникового» (мелкозернистого) льда, приуроченных к пикам концентрации микрочастиц (см. затушеванные зоны на рис. 1), была обнаружена тенденция к группированию главных осей кристаллов вокруг вертикального направления (рис. 3, образец с глубины 3195 м). Развитие одномаксимумной ориентировки обычно наблюдается в ходе одноосного сжатия льда в верхней части ледникового покрова вблизи его ледораздела либо в результате простого сдвига в придонных частях ледника. Поскольку станция Восток находится на расстоянии 300 км от ледораздела, образование вертикальных максимумов в ориентировках главных осей кристаллов в изученном керне, по-видимому, связано со вторым из указанных механизмов.

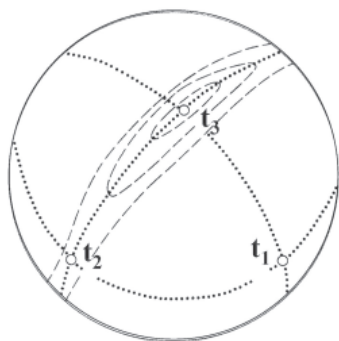


Рис. 4. Ориентировка осей (t_1 , t_2 , t_3) и плоскостей (точечные линии) симметрии в системе распределения Бингхема по отношению к контурам плотностей выхода главных осей кристаллов (пунктирные линии) на поверхности сферы (по [5])

Для количественного описания развития закономерного строения льда в разрезе ледниковой тощи в районе станции Восток нами использовались параметры распределения Бингхема, τ_1 , τ_2 , τ_3 [5], которые позволяют статистически обоснованно идентифицировать основные типы ориентировок главных кристаллографических осей (равномерную, поясную и одномаксимумную), а также количественно охарактеризовать любые промежуточные распределения ориентировок, обладающие орторомбической симметрией (см. рис. 4). Распределение ориентировок описывается шестью элементами симметричной матрицы T порядка 3×3 , с которой связаны три собственных вектора, определяющие направления главных осей (t_1 , t_2 , t_3) генеральной совокупности ориентировок (рис. 4). В свою очередь, каждому из векторов соответствует собственное число τ , пропорциональное плотности ориентировок в этом направлении. В соответствии со схемой, приведенной на рис. 4, в общем случае распределения с орторомбической симметрией $\tau_1 < \tau_2 < \tau_3$. Равномерной ориентировке соответствует примерное равенство значений всех трех параметров $\tau_1 \approx \tau_2 \approx \tau_3$. Поясная ориентировка характеризуется малым значением 1 и примерно равными большими значениями τ_2 и τ_3 ($\tau_1 \ll \tau_2 \approx \tau_3$), а одномаксимумной ориентировке отвечает соотношение $\tau_1 \approx \tau_2 \ll \tau_3$.

Нахождение векторов t и собственных чисел для ориентировок главных осей кристаллов, измеренных на разных горизонтах ледниковой толщи, осуществлялось по методике, изложенной в [5], с помощью специальной компьютерной программы. Распределения по глубине нормированных значений параметров τ_1 , τ_2 , τ_3 приведены на рис. 2e. Анализ полученных профилей показывает, что в интервале глубин 100–600 м сохраняется близкая к равномерной ориентировка главных осей кристаллов льда. В интервале 600–1000 м получает развитие поясная ориентировка, которая затем доминирует (без дальнейшего усиления с ростом глубины) в интервале глубин 1000–2500 м. Глубже 2500 м на фоне пояса постепенно появляется статистически значимый максимум ориентировок главных осей кристаллов в субвертикальном направлении. В целом распределение ориентировок в интервале глубин 2500–3450 м характеризуется имеющимися у нас данными как переходное от поясного к одномаксимумному. Вместе с тем в слоях мелкозернистого льда, приуроченных к пикам концентрации микрочастиц (выделены затушеванными полосами на рис. 2), соотношение значений параметров распределения Бингхема ($\tau_1 \approx \tau_2 \ll \tau_3$) соответствует строгой одномаксимумной ориентировке главных осей кристаллов, характерной для ледяных тектонитов, испытавших деформацию сдвига.

Благодаря значительному наклону скважины (до 14° в отдельных интервалах глубин), в двух случаях удалось установить ориентацию керна по странам света, используя для этого видимые невооруженным глазом прослои вулканического пепла (угол наклона их полюсов по отношению к оси керна примерно равен углу наклона скважины) и результаты измерения азимута наклона скважины. Оказалось, что ось линейной симметрии структуры льда, перпендикулярная плоскости группирования главных кристаллографических осей, имеет азимут примерно 127° , что в пределах погрешности определений совпадает с азимутом движения льда в районе станции Восток $131 \pm 4^\circ$ [1]. Данное наблюдение служит дополнительным подтверждением конвергенции линий тока льда в южной части озера Восток.

Проведенный нами статистический анализ ориентировок главных осей кристаллов убедительно показывает, что различие между двумя типами ледяных тектонитов, весьма незначительное в верхней части разреза, постепенно развивается с глубиной по мере роста сдвиговых напряжений и уменьшения (с ростом температуры) нормальных (растягивающих) напряжений [13]. Это приводит к тому, что на глубинах свыше 2500 м «межледниковые» и «ледниковые» пласты льда резко отличаются по своему строению и, следовательно, механическим свойствам (рис. 3).

МЕХАНИЗМ ВЛИЯНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ НЕОДНОРОДНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Эволюция поясных тектонитов в районе станции Восток была воспроизведена с помощью модели, описывающей последовательную вязко-пластическую деформацию ледяного поликристалла [4]. Несмотря на явное завышение степени упорядоченности ориентировки, вследствие игнорирования эффекта полигонизации, модель качественно верно прослеживает развитие закономерного строения в пластах «межледникового» льда. Вместе с тем она не способна описать появление и развитие одномаксимумных тектонитов, приуроченных к слоям льда, которые сформировались в фазы максимального развития оледенений.

Обнаружение слоев со строгой одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей дало основание говорить о возможной нестабильности нижней части ледниковой толщи в отношении деформации сдвига [10]. Природа «зон сдвига» в районе станции Восток долгое время оставалась неясной, хотя все данные указывали на то, что неоднородность деформации ледникового массива является следствием вертикальной изменчивости структурных и геохимических характеристик льда, которая, в свою очередь, обусловлена колебаниями климатических условий на поверхности ледника [2, 8]. В настоящей работе мы впервые предлагаем концепцию формирования двух типов ледяных тектонитов в районе станции Восток, основанную на изложенном ниже механизме связи строения ледникового льда с глобальной запыленностью атмосферы.

1. Характерным признаком ледниковых эпох и, в особенности, их заключительных стадий, в которые оледенения достигали максимума своего развития, на протяжении последних четырех климатических циклов являлась повышенная концентрация микрочастиц в атмосфере [12]. В основном это было связано с увеличением общей аридности климата Земли, усилением ветровой активности в районах — источниках пыли и интенсификацией меридионального переноса воздушных масс в ледниковые эпохи. Одной из причин повышенной запыленности атмосферы, особенно в фазы максимального развития оледенений, считают также общее уменьшение количества атмосферных осадков и, как следствие этого, ослабление стока микрочастиц на земную поверхность. Все это приводило к увеличению концентрации пыли во льду, образовавшемся в это время на поверхности ледниковых покровов.

2. Причиной роста зерен во льду, как указывалось выше, является стремление системы (поликристалла льда) к уменьшению свободной энергии за счет уменьшения удельной площади граничных поверхностей кристаллических индивидов. Увеличение среднего размера зерен происходит в результате поглощения мелких зерен крупными. Процесс сопровождается миграцией межзеренных границ (граничных поверхностей), скорость которой v определяется уравнением:

$$v = \mu\gamma \left(\frac{1}{\langle R \rangle} - \frac{1}{R} \right), \quad (1)$$

где R и $\langle R \rangle$ – радиус и средний радиус зерен соответственно, μ – подвижность границы, γ – поверхностная энергия.

Уравнение (1) означает, что в поликристаллическом агрегате зерна с радиусом $R > \langle R \rangle$ растут за счет зерен, радиус которых $R < \langle R \rangle$. Следствием этого является параболическая кинетика увеличения среднего размера зерен, которая выражается уравнением

$$\langle R \rangle^2 - \langle R_0 \rangle^2 = 2kt, \quad (2)$$

в котором R_0 – средний начальный радиус зерен в момент времени $t = 0$, а k – экспоненциально зависящая от температуры скорость роста зерен.

При отсутствии примесей (режим классического нормального роста зерен) распределение зерен по их относительным размерам $R/\langle R \rangle$ остается неизменным и хорошо описывается лог-нормальным законом. Присутствие растворимых примесей сдерживает рост зерен за счет уменьшения подвижности их границ μ , однако параметры распределения по размерам остаются неизменными, поскольку растворимые примеси воздействует на все зерна одновременно.

Микрочастицы (нерастворимые примеси) не оказывают воздействия на внутреннюю подвижность межзеренных границ, но способны тормозить их миграцию в том случае, если они расположены на границах, и только в том месте, где они непосредственно находятся. Эффект торможения границ микрочастицами описывается модифицированным уравнением скорости перемещения границ (1), которое принимает вид [7]:

$$v = \mu\gamma \left(\frac{1}{\langle R \rangle} - \frac{1}{R} \pm \frac{1}{R_z} \right), \quad (3)$$

где R_z – предельный радиус зерен, при котором их рост прекращается, поскольку все участки межзеренных границ блокированы микрочастицами. Очевидно, что значение R_z определяется соотношением между размером зерен и расстоянием между микрочастицами [7].

Уравнение (3) предполагает, что зерна, размер которых соответствует условию $(1/\langle R \rangle + 1/R_z) < 1/R < (1/\langle R \rangle - 1/R_z)$, не будут ни расти, ни сокращаться. В то же время зерна, размер которых превышает верхний из указанных пределов, будут расти за счет зерен, размер которых меньше нижнего предела, но скорость этого роста будет меньше той, которая задается уравнением (1). Следствиями такой модификации закона роста зерен являются, во-первых, отклонение кинетики роста от параболического закона (уравнение 2), а во-вторых – изменение формы распределения зерен по размерам в сторону более узкого распределения с меньшим значением стандартного отклонения [7]. Оба указанных вида отклонений от классического закона нормального роста зерен были зафиксированы при анализе экспериментальных данных, полученных по керну станции Восток. Следовательно

но, основной причиной климатически обусловленных вариаций размера ледяных зерен по глубине является изменение концентрации нерастворимых микрочастиц во льду. Данный вывод подтверждается наличием тесной антикорреляции между профилями содержания микрочастиц во льду (рис. 1), размером зерен льда (рис. 1 и рис. 2д) и удельной площадью системы их граничных поверхностей (рис. 2а) в керне со станции Восток.

3. Показано [6, 11], что скорость деформации поликристаллического льда при данном напряжении зависит от среднего размера зерен. Эта зависимость учитывается путем введения в степенной закон течения льда Глена дополнительного скалярного коэффициента E :

$$\dot{\epsilon} = A(T)E\dot{\epsilon}^F(\tau, S), \quad (4)$$

где $\dot{\epsilon}$ – скорость деформации, $A(T)$ – коэффициент, экспоненциально зависящий от температуры, $\dot{\epsilon}^F$ – закон Глена для анизотропного льда, определяющий скорость его деформации как функцию только напряжения τ и коэффициента Шмидта S . Связь параметра E с диаметром зерен льда D имеет вид [6]:

$$E = 1 + \omega D^{-m}, \quad (5)$$

где m – постоянная (для данной температуры) величина, значение которой подбирается экспериментально, ω – параметр, определяющий степень влияния размера зерен на скорость деформации льда по общему закону (4). Значение изменяется в пределах от 0 (нет влияния размера зерен) до ∞ (размер зерен полностью контролирует скорость деформации).

Оценочные расчеты, выполненные по уравнениям (4) и (5) с использованием диапазонов значений параметров ω и m , определенных в работе [13], и данных, полученных по керну станции Восток (рис. 1), показали, что различие в вязкости слоев «межледникового» и «ледникового» льда за счет разного размера ледяных зерен становится заметным (составляет $\sim 5\%$) уже для слоя, образовавшегося в период последнего максимума оледенения и залегающего в настоящее время на глубине примерно 400 м.

4. Различие в вязкости двух указанных типов льда, при примерно одинаковых деформирующих напряжениях, приводит к разной скорости их деформации, что неизбежно вызывает внутренние сдвиговые напряжения между слоями в леднике. Так закладываются условия для формирования слоев с одномаксимумной ориентировкой главных кристаллографических осей зерен внутри толщи льда, для которой в целом характерно поясное строение ледяных тектонитов.

5. Поскольку плоскости внутреннего скольжения кристаллов, оси которых ориентированы в вертикальном направлении, параллельны плоскости деформации сдвига, возникновение одномаксимумного строения означает дальнейшее размягчение породы (уменьшение ее вязкости). Влияние анизотропного строения льда на скорость его деформации описывается коэффициентом Шмидта S в уравнении (4) [9].

6. Положительная обратная связь между характеристиками структуры и строения ледяной породы, определяющими ее реологические свойства, усиливается с глубиной залегания льда в связи с ростом сдвиговых и уменьшением растягивающих напряжений в леднике.

Таким образом, глобальные изменения климата, приводящие к существенным колебаниям концентрации пыли в атмосфере Земли, играют важную роль в формировании и развитии зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова.

Экспериментальным подтверждением влияния указанных зон на динамику ледникового покрова в данном районе служат аномалии в распределении скорости движения льда по глубине, установленные по данным многолетних наблю-

дений за пространственным положением глубоких скважин на станции Восток [1]. Первые попытки моделирования динамики растекания ледникового покрова с учетом «мягких слоев» были сделаны в работе [13]. Полученные результаты свидетельствуют о существенном влиянии структурной и реологической неоднородности строения ледниковой толщи на расчет возраста льда и оценку изменения мощности антарктического ледникового покрова под воздействием глобальных климатических изменений прошлого.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов петроструктурных исследований ледяного керна со станции Восток показал, что вариации структурных и реологических характеристик антарктического льда по глубине связаны с глобальными климатическими изменениями прошлого.

Определены два основных типа ледяных тектонитов, слагающих ледниковый покров в районе станции Восток (рис. 3). Первый (доминирующий) тип формируется из льда, который образовывался на поверхности ледника в межледниковые периоды. Он характеризуется относительно крупным размером зерен и поясной ориентировкой главных кристаллографических осей. Указанное строение льда соответствует деформации одноосного растяжения, связанной с конвергенцией линий тока льда в южной части подледникового озера Восток. Второй тип тектонитов формируется из льда, образующегося в фазы максимального развития оледенения Земли. Его отличительными признаками являются малый размер зерен и одномаксимумная субвертикальная ориентировка главных кристаллографических осей, соответствующая деформации сдвига.

Установлено, что образование зон сдвига в теле антарктического ледникового покрова связано с глобальным повышением содержания пыли в атмосфере Земли в периоды максимумов оледенений. Формирующиеся в это время слои льда отличаются высокой концентрацией микрочастиц, которые сдерживают миграцию границ и рост ледяных зерен. Мелкозернистый «ледниковый» лед обладает меньшей вязкостью и деформируется легче, чем крупнозернистый «межледниковый». Контраст в механических свойствах указанных слоев усиливается с глубиной по мере развития анизотропного строения ледяных тектонитов двух разных типов и, по-видимому, оказывает значительное влияние на динамику ледникового покрова в этом районе.

Работа выполнена в рамках проекта 4 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан»; сотрудничество с французскими учеными осуществлялось в рамках деятельности ЕНИО «Восток».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов К.В., Марков А.Н. Зоны динамической активности в ледниковом покрове Антарктиды в районе ст. Восток // Антарктика. 1990. Вып. 29. С.79–89.
2. Липенков В.Я., Барков Н.И., Саламатин А.Н. История климата и оледенения Антарктиды по результатам изучения ледяного керна со станции Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С.173–230.
3. Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 145 с.
4. De La Chapelle S., Castelnaud O., Lipenkov V., Duval P. Dynamic recrystallisation and texture development in ice as revealed by the study of deep ice cores in Antarctica and Greenland // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol.103. № B3. P. 5091–5105.
5. Cheeney R.F. Statistical methods in geology. London: George Allen & Unwin, 1972. 169 p.

6. *Cuffey K.M., Conway H., Gades A., Hallet B., Raymond C.F., Whitlow S.* Deformation properties of subfreezing glacier ice: role of crystal size, chemical impurities, and rock particles inferred from in-situ measurements // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol.105. № B12. P. 27895–27915.
7. *Durand G., Weiss J., Lipenkov V., Barnola J.M., Krinner G., Parrenin F., Delmonte B., Ritz C., Duval P., Rothlisberger R., Bigler M.* Effect of impurities on grain growth in cold ice sheets // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. № F01015. doi:10.1029/2005JF000320, 2006.
8. *Lipenkov V.Ya.* Atmospheric aerosol and vertical structure of the Antarctic ice sheet // *Global Concerns: Abstracts of Conference on Antarctic Science.* Bremen, 1991. P. 90.
9. *Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Duval P., Pimienta P.* Crystalline texture of the 2083 m ice core at Vostok Station // *Journal of Glaciology.* 1989. Vol. 35. № 121. P. 392–398.
10. *Lipenkov V.Ya., Barkov N.I.* Internal structure of the Antarctic Ice Sheet as revealed by deep core drilling at Vostok Station // *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements: Abstracts of International Workshop (AARI, St. Petersburg, Russia, 24–26 March 1998).* 1998. P. 31–35.
11. *Montagnat M., Duval V.* The viscoplastic behaviour of ice in polar ice sheets // *C. R. Physique.* 2004. Vol. 5. P. 699–708.
12. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* 1999. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
13. *Salamatin A.N., Malikova D.R.* Structural dynamics of an ice sheet in changing climate // *Марлы гляциол. исслед.* 2000. № 89. С.112–128.
14. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R.* Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // *Ann. Glaciol.* 2004. Vol. 39. P. 283–292.
15. *Simoës J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the glacier ice from Vostok core // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 340–346.

V.YA.LIPENKOV, E.V.POLYAKOVA, P.DUVAL, A.V.PREOBRAZHENSKAYA

INTERNAL STRUCTURE OF THE ANTARCTIC ICE SHEET IN THE VICINITY OF VOSTOK STATION FROM THE DEEP-ICE CORE THIN-SECTION STUDIES

It is shown that development of shear zones in the Antarctic ice sheet is linked with global increase of the dust concentration in the atmosphere during past glacial maxima. The ice strata forming in these periods are characterized by high impurity load, small ice-grain sizes, single-maximum c-axis orientation and low viscosity.

ГЛУБОКОЕ БУРЕНИЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА

Н.И.ВАСИЛЬЕВ

Санкт-Петербургский государственный горный институт имени Г.В.Плеханова

Бурение скважин с полным отбором керна в ледниках является единственным способом получения образцов льда для изучения строения, структуры, вещественного состава и динамики ледовых отложений. Большой вклад в разработку теоретических основ и технологии бурения скважин во льду внесли российские ученые. С помощью разработанного российскими учеными оборудования пробурено большое количество скважин в ледниках Арктики и Антарктики, что позволило выполнить большое количество уникальных исследований в области гляциологии, палеоклиматологии, биологии и др. Выдающиеся результаты в бурении скважин позволили нашей стране занять лидирующее положение в мире в области глубокого бурения льда. Об эффективности и надежности разработанных технологий можно судить по стабильности, с которой проходило бурение самой глубокой в мире скважины 5Г-1 на станции Восток в Антарктиде.

Важнейшим и наиболее эффективным способом изучения строения, структуры, вещественного состава и динамики ледовых отложений в полярных областях является бурение скважин с полным отбором керна, что дает возможность проводить кристалломорфологические исследования льда с больших глубин, геофизические наблюдения в скважинах, изучать химический состав льда, содержание изотопов кислорода и углерода, различных включений (земная и космическая пыль, вулканический пепел, бактерии, споры растений и др.). Бурение скважин в ледниках и подледниковых породах в перспективе имеет также большое значение для проведения геологоразведочных работ и дальнейшей эксплуатации месторождений полезных ископаемых, скрытых ледниковыми толщами.

Специфика условий Антарктиды – значительная удаленность, полное бездорожье, крайне суровый климат – предъявляют особые требования к буровому оборудованию, технологии, организации работ и подготовке персонала. Основные требования к буровому оборудованию – низкая энергоемкость, минимально возможный вес, высокое качество керна. Отличительной особенностью технологии бурения льда является получение непрерывного керна, необходимого для проведения всесторонних научных исследований, что требует больших затрат времени на проведение спуско-подъемных операций. Исходя из этих требований, наибольшее распространение для бурения скважин во льду получил способ бурения колонковыми буровыми снарядами на грузонесущем кабеле. Применение гибкой буровой колонны – грузонесущего кабеля – позволило существенно снизить вес поверхностного бурового оборудования по сравнению с бурением на трубах за счет применения легких лебедок для грузонесущего кабеля и повысить скорость спуско-подъемных операций.

Разрушение льда в процессе бурения можно выполнять двумя способами: тепловым и механическим. При тепловом способе бурения лед на забое плавится под воздействием термобуровой коронки, при механическом – за счет разрушения льда коронками резцового типа. Наиболее значимый вклад в развитие теплового способа бурения внесли российские ученые, в частности СПГГИ (ТУ) [7, 18] и ААНИИ [8, 10]. Тепловой способ бурения привлекает в первую очередь относительной простотой буровых снарядов. Однако плавление льда на забое требует

большого количества энергии, что связано с фазовым переходом между твердым и жидким состоянием. Для плавления льда требуется в десятки раз большее количество энергии, чем при его механическом разрушении, что приводит к использованию грузонесущих кабелей большего диаметра, чем для механического бурения. Оборудование для бурения скважин тепловым способом получается значительно более тяжелым и энергоемким, кроме того, качество керна при механическом бурении выше, чем при термобурении.

Исходя из явных преимуществ, последнее время бурение глубоких скважин выполняется только электромеханическими снарядами на грузонесущем кабеле.

Научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы по созданию технологии и технических средств для бурения глубоких скважин во льду ведутся в СПГИ (ТУ) в тесном контакте с ААНИИ с 1967 г. В работах по созданию и внедрению в практику технологии и технических средств для бурения и исследования скважин в ледовых толщах принимал широкий круг российских ученых и полярных исследователей: С.С.Абызов, Н.И.Барков, В.Н.Бахтюков, К.В.Блинов, Н.Е.Бобин, В.Н.Васильев, Р.Н.Вострецов, Л.К.Горшков, А.А.Гусев, Д.Н.Дмитриев, А.Н.Дмитриев, Э.А.Загривный, В.М.Зубков, Е.С.Короткевич, Б.Б.Кудряшов, А.В.Красилев, В.Я.Липенков, Н.Н.Меньшиков, С.В.Митин, Б.С.Моисеев, В.А.Морев, В.М.Пашкевич, Ю.А.Рыдван, Л.М.Саватюгин, Н.И.Слюсарев, Г.Н.Соловьев, Г.К.Степанов, П.Г.Талалай, В.Ф.Фисенко, В.К.Чистяков, В.М.Шашкин, А.М.Шкурко и др. Наиболее значимый вклад внес профессор Б.Б.Кудряшов, который был бессменным научным руководителем данного направления с 1967 по 2002 г.

Созданы основы теории теплового [8, 18] и механического [4, 5, 9] разрушения льда, методики расчета технологических параметров бурения [5, 8, 17, 21]. Обоснован выбор рецептуры незамерзающей заливочной жидкости для предотвращения сужения ствола скважины под воздействием горного давления [1, 11, 19, 20] и повышающейся с глубиной естественной температуры льда, существенно изменяющей его вязкопластические свойства. Разработаны принципиально новые полуавтономные электротепловые и электромеханические буровые снаряды на грузонесущем кабеле (ТЭЛГА [12], ТБЗС [13], ТБС-ВЧ [7], КЭМС [14]), комплексы стационарного и передвижного бурового оборудования [8], системы контроля и автоматизированного управления процессом бурения. Разработаны и освоены специальные методики и аппаратура комплекса геофизических исследований скважин [2, 6] в экстремальных условиях полярных ледников.

Отличительной особенностью этих работ является их ярко выраженная практическая направленность. Начиная с 13-й Советской антарктической экспедиции (САЭ, 1967) сотрудники кафедры технологии и техники бурения скважин, а также других кафедр СПГИ участвовали практически во всех Советских и затем Российских антарктических экспедициях (РАЭ) как в зимовочных, так и в сезонных составах. В ледниковом покрове Антарктиды (станция Восток, обсерватория Мирный, гляциологический профиль Мирный–Восток-1), а также в леднике архипелага Северная Земля пробурено, в общей сложности, более 18 тыс. метров с полным отбором ледяного керна.

Условно к глубоким относятся скважины, глубина которых превышает 1000 м, при этом скважина должна быть заполнена незамерзающей жидкостью, для предотвращения деформации стенок скважины под действием горного давления льда. Даже в таком холодном месте, как станция Восток, глубина «сухой» скважины не может превышать 1000 м, так как в очередном рейсе снаряд не может достигнуть забоя из-за катастрофического уменьшения диаметра скважины. Таким образом, «сухие» скважины считаются глубокими после 500 м.

Бурение глубоких скважин является сложным многофакторным процессом, эффективность выполнения которого во многом зависит от четкой организации

работ и бесперебойного снабжения электроэнергией и надежной работы всего используемого оборудования, включающего наземный комплекс, буровые снаряды и геофизические приборы.

НАЗЕМНОЕ БУРОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ

В наземный комплекс для бурения льда (рис. 1) входят следующие основные элементы: буровое здание, буровая лебедка, пульт управления, мачта и механизмы для обслуживания бурового снаряда, вспомогательные приспособления и инструменты.

В российских буровых комплексах мачта жестко крепится к основанию и может быть приведена в горизонтальное положение при выполнении монтажных и ремонтных работ. Все операции по обслуживанию бурового снаряда на поверхности при сооружении скважины проводятся при нахождении его в вертикальном положении. Для извлечения керна и шлама при механическом бурении или талой воды при тепловом бурении используются специальные устройства, позволяющие проводить операции по отсоединению колонковой трубы и фильтров со шламом от бурового снаряда и поузловую сборку и разборку бурового снаряда.

Буровое здание предназначено для защиты буровиков, приборов и оборудования от внешней среды. В суровых климатических условиях Центральной Антарктиды, особенно на станции Восток, российские специалисты используют буровые здания, собранные из теплозащитных панелей, которыми закрывается также и мачта. Как стационарные буровые здания, так и передвижные буровые комплексы собираются на базе стандартных саней, используемых для перемещения грузов в транспортных походах. В таких буровых зданиях обеспечиваются комфортные условия работы как в сезонные, так и в зимние периоды, когда температура атмосферного воздуха опускается ниже -50°C .

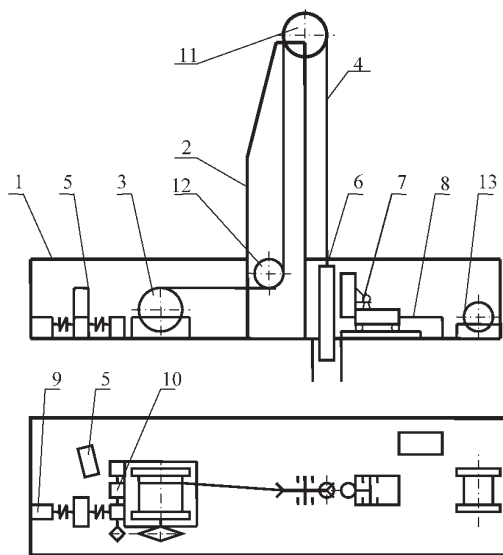


Рис. 1. Буровой комплекс на станции Восток:

1 – буровое здание; 2 – буровая мачта; 3 – буровая лебедка; 4 – грузонесущий кабель; 5 – пульт управления; 6 – буровой снаряд; 7 – устройство для монтажа бурового снаряда; 8 – генератор постоянного тока; 9 – основной привод буровой лебедки; 10 – привод равномерной подачи; 11 – верхний ролик; 12 – нижний ролик; 13 – геофизическая лебедка

БУРОВЫЕ СНАРЯДЫ

Термобуровой снаряд ТЭЛГА-14М (рис. 2а) предназначен для бурения сухих скважин.

Формирование забоя происходит с помощью кольцевой коронки, а талая вода удаляется с забоя за счет призабойной циркуляции воздушного потока. Циркуляционная система снаряда состоит из водоподъемных трубок, водосборного бака, системы обогрева и турбокомпрессора, создающего разрежение в баке для подъема воды. За счет резкого падения скорости потока в водосборном баке происходит гравитационное разделение: вода аккумулируется в нижней части бака, а воздух выбрасывается в затрубное пространство. После заполнения керноприемной трубы керном или водосборного бака водой, снаряд отрывается от забоя, ножи кернорвального устройства врезаются в керн, отрывают его от забоя и удерживают в керноприемной трубе при подъеме на поверхность. На поверхности керн извлекается из керноприемной трубы, из водосборного бака сливается вода.

Термобуровой колонковый снаряд ТБЗС-152М (рис. 2б). Отличие снаряда ТБЗС (рис. 2б) от снарядов для бурения «сухих» скважин типа ТЭЛГА заключается в использовании для удаления воды с забоя призабойной циркуляции заливочной жидкости, с чем связан ряд конструктивных отличий отдельных узлов бурового снаряда. Контроль за работой бурового снаряда в скважине ведется по показаниям забойных датчиков и приборов, включенных в цепи питания нагревательных элементов и насоса.

В *термобуровом снаряде ТБС-112ВЧ* (рис. 2в) с целью снижения потерь энергии в грузонесущем кабеле электроэнергия к забою подается по схеме «источник питания – повышающий трансформатор – грузонесущий кабель – понижающий трансформатор – электрические потребители снаряда». Для уменьшения габаритных раз-

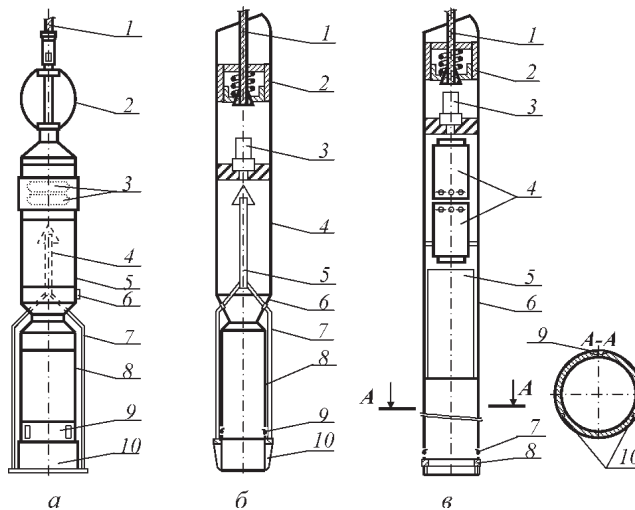


Рис. 2. Схемы термобуровых снарядов:

а – термобуровой снаряд ТЭЛГА-14: 1 – грузонесущий кабель, 2 – центратор, 3 – турбокомпрессор, 4 – центральная водоподъемная труба, 5 – водосборный бак, 6 – сливной клапан, 7 – водоподъемные трубки, 8 – колонковая труба, 9 – кернорватель, 10 – коронка; *б* – термобуровой снаряд ТБЗС-152М: 1 – грузонесущий кабель, 2 – кабельный замок, 3 – насос, 4 – центральная водоподъемная труба, 5 – водосборный бак, 6 – сливной клапан, 7 – водоподъемные трубки, 8 – колонковая труба, 9 – кернорватель, 10 – коронка; *в* – высокочастотный термобуровой снаряд ТБС-112ВЧ: 1 – грузонесущий кабель, 2 – кабельный замок, 3 – насос, 4 – трансформаторы, 5 – водосборный бак, 6 – колонковая труба, 7 – кернорватель, 8 – коронка

меров понижающих трансформаторов, устанавливаемых в термобуровом снаряде, используется переменный ток с частотой 1250 Гц.

Одним из принципиальных отличий снаряда ТБС-112ВЧ от снаряда ТБЗС-152М является работа системы удаления воды из скважины. Талая вода, попадая в бак, замерзает, так как бак не обогревается. На поверхности бак с замерзшей водой извлекается снаряда и заменяется пустым. Благодаря этому экономится большое количество энергии и снижается количество токоведущих жил в грузонесущем кабеле, а следовательно, уменьшаются его диаметр и вес.

Колонковый электромеханический буровой снаряд КЭМС-112 (рис. 3). Одной из основных задач создания эффективной технологии бурения глубоких скважин являлась разработка колонкового электромеханического снаряда для сквозного бурения ледников с выходом в подстилающие горные породы и, в частности, для завершения сверхглубокой скважины на станции Восток, проходка которой началась термобуровыми снарядами.

Работа электромеханического снаряда основывалась на общеизвестных принципах:

- передача вращения от вала погружного электродвигателя породоразрушающему инструменту через двухступенчатый планетарный редуктор и колонковую трубу;
- нейтрализация реактивного момента распорным механизмом, исключающим возможность вращения корпуса электродвигателя и грузонесущего кабеля;
- сбор шлама в процессе бурения осуществляется путем использования принудительной призабойной циркуляции с помощью специального насоса.

Подача на забой обеспечивается дополнительным приводом буровой лебедки с выбранной механической скоростью.

Надежное удаление разрушенной породы с забоя является необходимым условием эффективности процесса бурения. Экспериментальные исследования по удалению и аккумуляции шлама позволили обосновать наиболее надежную конструкцию, представляющую собой проточный коаксиальный сепаратор, оборудованный турбулизирующими и преломляющими поток окнами и фильтровальной сеткой, что отличает его от всех существующих конструкций механических снарядов для бурения скважин во льду.

Полевые испытания созданного оборудования проводились в 1984, 1986 и 1988 гг. на леднике Вавилова (арх. Северная Земля), где в 1988 г. была пробурена скважина глубиной 461 м. На глубине 457 м буровой снаряд вошел в подледниковые породы, бурение по которым производилось стандартной коронкой СА-1. Средняя механическая скорость бурения по сцементированным льдом мореным отложениям и по горной породе, представленной мерзлой

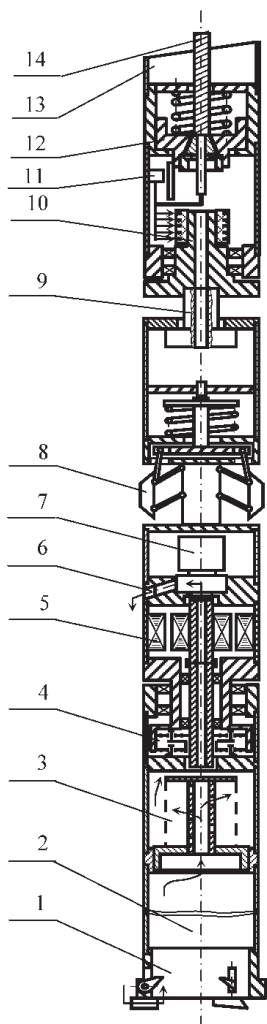


Рис. 3. Схема колонкового электромеханического бурового снаряда КЭМС-112:

1 – коронка; 2 – колонковая труба; 3 – шламособорник; 4 – редуктор; 5 – электродвигатель; 6 – датчик расхода заливаемой жидкости; 7 – насос; 8 – распорное устройство; 9 – ударное устройство; 10 – токосъемник; 11 – датчик нагрузки на забой; 12 – кабельный замок; 13 – верхний шламособорник; 14 – грузонесущий кабель

глиной с включением большого количества обломочного материала осадочного происхождения, составила 1,5 м/ч. Всего по подледниковым породам пройдено 4 м, выход керна 100 %.

ЗАЛИВОЧНАЯ ЖИДКОСТЬ

В качестве основного компонента залиvoчной жидкости, применяемой при бурении глубоких скважин во льду, используются различные виды авиационного топлива (табл. 1) [20].

Ввиду низкой плотности жидких нефтяных топлив при заполнении ими скважин во льду не обеспечивается полная компенсация горного давления ледяной толщи. Для утяжеления столба жидкости в практике бурения используются различные добавки хлорфторуглеродов (фреон-11, фреон-141b) и этиленовых углеводородов (перхлорэтилен, трихлорэтилен) (табл. 2) [20].

Авиационное топливо Jet A-1 является в настоящее время наиболее распространенным за рубежом реактивным топливом и выпускается в ряде стран Европы (Англии, Германии, Швейцарии) и США. Авиационное топливо JP-8 выпускается в США и по своим свойствам близко топливу Jet A-1.

Для глубокого бурения при температуре льда ниже -30°C в Горном институте разработана рецептура низкотемпературной залиvoчной жидкости на углеводородной основе [1]. В качестве углеводородной основы было выбрано авиационное топливо марки ТС-1 по ГОСТ 102227-86, а в качестве утяжелителя был применен фреон-11 (CFC-11). При добавлении в керосин фреона одновременно с повышением плотности снижается вязкость смеси, что положительно сказывается на работе циркуляционной системы снаряда.

В 1987 г. в Монреале и в 1990 г. в Лондоне были приняты международные протоколы, согласно которым производство хлорфторуглеродов, которые способны разрушать озоновый слой, было сокращено на 50 % к 1995 г. и полностью прекращено к 2000 г. Учитывая это с 1995 г. на станции Восток используется дихлорфторэтан (HCFC 141b) вместо CFC-11.

Таблица 1

Свойства топлив, применяемых при бурении скважин во льду

Показатели	DF-A	ТС-1	Jet A-1	JP-8
Технические условия (страна)	FSVV-F-800 (США)	ГОСТ 10227-86 (Россия)	ASTM D1655 (США)	MJL T-83133 (США)
Плотность (числитель, $\text{кг}/\text{м}^3$ при температуре (знаменатель, $^{\circ}\text{C}$))	820,3/(15)	776–786/(20)	775–840/(15)	775–830/(15)
Кинематическая вязкость (числитель, $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ при температуре (знаменатель, $^{\circ}\text{C}$))	1,32/(37,8) 4,1/(-17,8) 8,42/(-32,0)	1,27–1,48/(20) 4,0–5,5/(-40)	<8/(-20)	–
Температура начала кристаллизации, $^{\circ}\text{C}$	–46	–60	–47	–46
Температура застывания, $^{\circ}\text{C}$	–57	–	–51	–
Температура вспышки (не ниже), $^{\circ}\text{C}$	38	28	38	–

Таблица 2

Свойства утяжелителей залиvoчных жидкостей на основе нефтяных топлив

Показатели	Фреон-11	Фреон-141b	Фреон-122	Перхлорэтилен	Трихлорэтилен
Химическая формула	CCl_3F	C_2HClF	$\text{C}_2\text{HCl}_2\text{F}_2$	C_2Cl_4	C_2HCl_3
Плотность при 20°C , $\text{кг}/\text{м}^3$	1487	1247,5	1569	1625	1464
Динамическая вязкость при 20°C , мПа·с	0,444	0,8 (0°C)	–	0,88	0,58
Температура плавления, $^{\circ}\text{C}$	–111	–103	–140	–22	–86,4
Температура кипения, $^{\circ}\text{C}$	23,7	31,7	71,8	121,2	87,2
Температура вспышки, $^{\circ}\text{C}$	не воспл.	не воспл.	не воспл.	не воспл.	32
ПДК, $\text{мг}/\text{м}^3$	5000	500	700	10	10

ГЛУБОКИЕ СКВАЖИНЫ НА СТАНЦИИ ВОСТОК

Основные работы по бурению и исследованию глубоких скважин во льду проводились российскими специалистами на станции Восток в Антарктиде. Начиная с 1967 г. по сегодняшний день пробурено 5 скважин различной глубины (рис. 4).

Скважина № 1Г (рис. 4а). В 1970 г. в период работы 15 САЭ на станции Восток было начато бурение первой глубокой скважины тепловым способом термобуровым снарядом ТЭЛГА-14. В мае 1972 г. скважина 1Г достигла глубины 952,5 м, что является до настоящего времени мировым рекордом бурения «сухих» скважин в ледниках. Из-за обрыва грузонесущего кабеля в очередном рейсе бурение этого ствола скважины было прекращено, и с устья скважины начато бурение нового ствола 1Г-2б. Бурение этого ствола скважины было закончено после ряда аварий в 19 САЭ в 1974 г. на глубине 905 м.

Скважина 3Г (рис. 4б). После неудачных попыток начать бурение глубокой скважины 2Г с помощью термобурового снаряда ТБЗС-152 в 20, 21 и 22-й САЭ буровые работы на станции Восток были приостановлены на один год для анализа полученных результатов, доработки технологии бурения с использованием заливочной жидкости и модернизации бурового снаряда. В ходе этих работ были внесены серьезные изменения в конструкцию отдельных узлов бурового снаряда и разработана система контроля и управления работой бурового снаряда.

В 25-й САЭ в 1980 г. было начато бурение глубокой скважины 3Г усовершенствованным термобуровым снарядом ТБЗС-152М. До глубины 112 м использовался термобуровой снаряд ТЭЛГА-14М, затем бурение продолжено снарядом ТБЗС-152М. При односменной работе к концу 25-й САЭ скважина достигла глубины 1351 м, а в сезонный период в 26-й САЭ глубины 1501 м. В эту экспедицию впервые было использовано небольшое количество утяжелителя CFC-11.

В 26 САЭ с глубины 1501 м бурение скважины 3Г было продолжено высокочастотным буровым снарядом ТБС-112ВЧ. В 30-й САЭ скважина достигла рекордной на то время глубины — 2202 м, а в 31-й САЭ на глубине 1943 м произошла авария, грузонесущий кабель был оторван от кабельного замка снаряда, и дальнейшие буровые работы в скважине 3Г были прекращены.

Скважина 4Г (рис 4в). Бурение скважины 4Г было начато 3 июля 1983 г. на новом буровом комплексе, строительство которого было закончено в 28-й РАЭ. До глубины 120 м использовался снаряд ТЭЛГА-14М, затем бурение было продолжено термобуровым снарядом ТБЗС-152-2М с использованием заливочной жидкости.

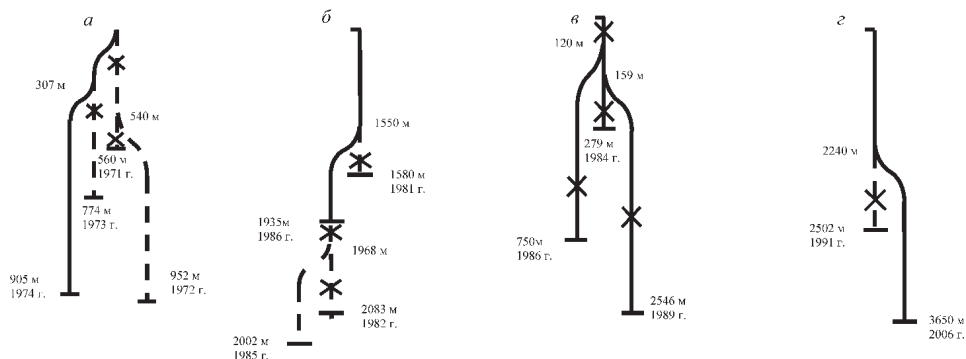


Рис. 4. Схемы глубоких скважин на станции Восток:

а – 1Г; б – 3Г; в – 4Г; г – 5Г

К середине зимовочного периода 34-й РАЭ после ряда аварий, повлекших за собой работы по отклонению от аварийных стволов, скважина 4Г достигла глубины 2428 м, и бурение было продолжено электромеханическим снарядом КЭМС-112. На глубине 2546 м буровой снаряд оказался прихваченным на забое скважины. При попытке ликвидации аварии грузонесущий кабель лопнул на поверхности, и скважина была полностью потеряна. Причины этой аварии стали ясны лишь в процессе буровых работ в 40-й РАЭ при бурении скважины 5Г механическим буровым снарядом.

Скважина 5Г (рис. 4з). В январе 1990 г. буровой комплекс был передвинут к устью аварийной скважины 4Г на 25 м в западном направлении, и 20 февраля была забурена скважина 5Г. До глубины 120 м использовался снаряд ТЭЛГА-14М для прохождения снежно-фирновой проницаемой зоны, затем бурение было продолжено снарядом ТБЗС-152М. В течение двух зимовочных периодов 35-й и 36-й РАЭ проходка скважины велась без серьезных осложнений, все системы бурового снаряда функционировали в нормальном рабочем режиме.

В конце декабря 1991 г. во время подъема снаряда из скважины он оказался прихваченным на отметке 2259 м (глубина скважины в этот момент была равной 2502,7 м). Все попытки по извлечению снаряда из скважины оказались безуспешными, и грузонесущий кабель был оторван от кабельного замка снаряда.

В 37-й РАЭ (1992 г.) было выполнено отклонение ствола скважины от аварийного участка снарядом ТБЗС-132 с двухметровой колонковой трубой при общей длине 6 м. После проходки 14 м в интервале 2232–2246 был получен керн полного диаметра, и новый ствол получил название 5Г-1. С глубины 2249,5 м бурение продолжено снарядом ТБЗС-132 с трехметровой колонковой трубой при общей длине 8 м.

Начиная с 1992 г. бурение скважины и исследования керна проводились в рамках Международного Соглашения между Россией, Францией и США. Получаемый керн распределялся поровну между участниками соглашения. В соответствии с этим Соглашением французская сторона оказывала техническую и материальную поддержку буровых работ, американская — занималась помощью в доставке на станцию людей и грузов. В течение последних месяцев 1992 г. и зимовочного периода 38-й РАЭ (1993 г.) бурение проводилось без особых осложнений, и скважина успешно достигла глубины 2755,3 м. На этом бурение скважины термобуровыми снарядами было закончено. В дальнейшем использовался электромеханический буровой снаряд КЭМС-132. В сезоне 39-й РАЭ не удалось доставить на станцию Восток топливо для работы в зимовочный период и зимовочный состав станции, из-за чего было принято решение законсервировать станцию Восток на год до ноября 1993 г.

В 40-ю РАЭ (1995 г.) бурение было возобновлено электромеханическим снарядом. За зимовку скважина была углублена с 2755 м до 3109 м. В дальнейшем работы проводились только в сезонные периоды, и к концу января 1998 г. (сезон 43-й РАЭ) была достигнута глубина 3623 м. После окончания работ в сезоне 43-й РАЭ скважина была законсервирована. Буровые работы в скважине 5Г-1 были успешно возобновлены через 8 лет в сезоне 51-й РАЭ, и в конце января 2006 г. была достигнута глубина 3650 м.

Перед началом бурения механическим способом участок скважины в интервале 2200–2755 м был расширен до диаметра 139 мм. В процессе бурения механическим способом (максимальный наружный диаметр коронки по резцам 135 мм) пройденные участки скважины периодически расширялись.

В настоящее время скважина 5Г-1 является самой глубокой в мире скважиной во льдах и представляет собой сложное многоступенчатое сооружение. В верхней

части скважины установлена пластиковая обсадная колонна до глубины 120 м с внутренним диаметром 165 мм. До глубины 2200 м скважина пройдена термобуром ТБЗС-152 с наружным диаметром коронки 152 мм и ее минимальный диаметр равен 153 мм. Минимальный диаметр скважины по интервалам глубин составляет: 2200÷3095 м – 139 мм; 3095÷3321 м – 138,4 мм; 3321÷3500 м – 137,9 мм; 3500÷3650 м – 136,2 мм. Общий объем заливочной жидкости (смесь авиационного топлива ТС-1, СФС и фреона F-141b) в скважине составляет около 60 м³. Уровень заливочной жидкости в январе 2006 г. находился на глубине 95 м, ее средняя плотность равнялась 928 кг/м³. До глубины 2200 м скважина практически вертикальна, затем угол отклонения оси скважины от вертикали изменяется в пределах от 6 до 8°.

Забой скважины 5Г-1 (3650 м) находится примерно на 100 метров выше поверхности подледникового озера, обнаруженного в районе станции Восток [16]. Исходя из практических и экономических соображений (связанных с организацией и логистическим обеспечением бурения новой скважины), а также учитывая геополитические интересы России в Антарктиде, наиболее целесообразно использовать для изучения озера Восток уже существующую скважину 5Г-1. В рамках совместного проекта СПГГИ и ААНИИ разработана экологически чистая технология проникновения в подледниковое озеро Восток [15, 22]. Государственная экологическая экспертиза РФ вынесла по проекту положительное заключение, которое было утверждено Министерством природных ресурсов РФ 26 марта 2001 г. В соответствии с разработанной технологией осталось пробурить 70 м, после чего можно будет приступать к непосредственному вскрытию подледникового озера.

Выдающиеся результаты в бурении скважин как тепловым, так и механическими способами позволили нашей стране занять лидирующее положение в мире в области глубокого бурения льда. Об эффективности и надежности разработанных технологий можно судить по стабильности, с которой проходило бурение глубокой скважины 5Г-1.

Исследования глубоких скважин на станции Восток и непрерывной колонки ледяного керна, извлеченного из скважины 5Г-1, возраст которого превышает 500 тыс. лет, уже позволили получить значительные научные результаты:

- учеными России (ААНИИ, Институт географии РАН), Франции (Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды Национального центра научных исследований) и США (Университет Майами) по изотопным и гляциологическим исследованиям ледяного керна впервые установлена цикличность изменения климата на Земле, прослежены четыре ледниковых и межледниковых периода;

- разработана методика асептического отбора микробиологических проб из керна льда и доказана на уровне научного открытия (Диплом № 16) длительность анабиоза микроорганизмов более 200 тысяч лет (СПГГИ совместно с Институтом микробиологии РАН и ААНИИ);

- впервые для центральной части Антарктиды получены данные о температурном режиме ледникового покрова, которые легли в основу математического моделирования процессов тепломассопереноса в леднике.

Продолжение бурения скважины 5Г-1 и проникновение в подледниковое озеро позволит получить уникальные материалы для исследований в области палеоклиматологии, микробиологии, гляциологии, геофизики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. № 992562 СССР. Промышочная жидкость для бурения в низкотемпературных ледовых отложениях. Кудряшов Б.Б., Пашкевич В.М. Чистяков В.К. Опублик. 1983. Бюл. № 4. С. 117.

2. *Блинов К.В., Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н.* Распределение температуры в толще ледникового покрова Антарктиды по профилю обс. Мирный – ст. Восток // *Материалы гляциологических исследований*. М.: МГИ, 1987. Вып. 60. С. 159–163.
3. *Бобин Н.Е., Васильев Н.И., Кудряшов Б.Б., Степанов Г.К., Талалай П.Г.* Механическое бурение скважин во льду: Учебное пособие. Л.: ЛГИ, 1988. 90 с.
4. *Васильев Н.И., Зубков В.М.* Экспериментальные исследования процесса резания льда // *Записки Горного института*. СПб.: Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). 2001. Т. 148 (2). С. 130–133.
5. *Васильев Н.И.* Некоторые особенности процесса колонкового бурения скважин полуавтономными снарядами на грузонесущем кабеле // *Антарктика*. М.: Наука, 1989. Вып. 28. С. 161–166.
6. *Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н., Путиков О.Ф.* Основные результаты геофизических исследований глубоких скважин и ледяного керна в Восточной Антарктиде // *Материалы гляциологических исследований*. М.: МГИ, 1984. Вып. 51. С. 172–178.
7. *Загивный Э.А., Моисеев Б.С., Шкурко А.М.* Результаты полевых испытаний высокочастотного термобурового комплекса ТБС-112 ВЧ при бурении глубокой скважины в низкотемпературном ледниковом покрове (станция Восток) // *Записки ЛГИ*. Л.: ЛГИ, 1983. Т. 105. С. 103–107.
8. *Кудряшов Б.Б., Чистяков В.К., Литвиненко В.С.* Бурение скважин в условиях изменения агрегатного состояния горных пород. Л.: Недра, 1991. 295 с.
9. *Кудряшов Б.Б., Чистяков В.К., Морев В.А.* Бурение ледникового покрова Антарктиды тепловым способом // 25 лет Советской антарктической экспедиции. Л.: Гидрометеоздат, 1983. С. 149–158.
10. *Морев В.А.* Электротермобуры для бурения скважин в ледниковом покрове // *Материалы гляциологических исследований*. М.: МГИ, 1976. Вып. 28. С. 118–120.
11. *Пашкевич В.М., Чистяков В.К.* О разработке специальных буровых растворов для бурения ледникового покрова Антарктиды // *Записки ЛГИ*. Л.: ЛГИ, 1982. Т. 93. С. 72–78.
12. Патент РФ № 1149670 от 11.08.94. Устройство для электротермического бурения-плавления скважин во льду с отбором керна. Кудряшов Б.Б., Чистяков В.К., Шкурко А.М., Земцов А.А.
13. Патент РФ № 1513981 от 11.08.94. Устройство для электротермического бурения плавления скважин во льду. Земцов А.А., Кудряшов Б.Б., Шкурко А.М., Чистяков В.К.
14. Патент РФ № 1472613 от 20.07.94. Колонковый электромеханический буровой снаряд. Кудряшов Б.Б., Васильев Н.И., Чистяков В.К., Уфаев В.В.
15. Патент РФ № 2182225 от 10.05.2002. Термобуровой пробоотборник. Кудряшов Б.Б., Васильев Н.И., Дмитриев Д.Н., Барков Н.И., Веркулич С.Р., Саватюгин Л.М.
16. *Попков А.М., Веркулич С.Р., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Сейсмический разрез в районе станции Восток (Антарктида) – результаты исследований 1997 г. // *Материалы гляциологических исследований*. М.: МГИ, 1999. Вып. 86. С. 152–159.
17. *Талалай П.Г.* Тепловой режим разрушения льда при вращательном бурении // *Записки Горного института*. СПб.: Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), 2001. Т. 148 (2). С. 130–133.
18. *Чистяков В.К., Саламатин А.Н., Фомин С.А., Чугунов В.А.* Тепло-массоперенос при контактом плавлении. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1984. 176 с.
19. *Чистякова В.К., Талалай П.Г., Яковлева А.А.* Промышленные среды для бурения скважин в мерзлых породах. М.: Геоинформмарк, 1999. 78 с.
20. *Talalay P.G., Gundestrup N.S.* Hole fluids for deep ice core drilling // *Memoir of National Institute Polar Research*. Tokyo: National Institute Polar Research, 2002. Special Issue 56. P. 148–170.
21. *Vasiliev N.I.* Some features of ice drilling technology by drill on a hoisting cable // *Memoir of National Institute Polar Research*. Tokyo: National Institute Polar Research, 2002. Special Issue, 56. P. 136–141
22. *Verkulich S.R., Kudryashov B.B., Barkov N.I., Vasiliev N.I., Vostretsov R.N., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Talalay P.G., Lipenkov V.Ya., Savatyugin L.M.* A Project of Penetration and Exploration of Sub-glacial Lake Vostok, Antarctica // *Memoir of National Institute Polar Research*. Tokyo: National Institute Polar Research, 2002. Special Issue, 56. P. 245–252.

N.I.VASILIEV

DEEP DRILLING IN ANTARCTIC ICE SHEET AS METHOD OF
PALEOCLIMATE INVESTIGATIONS

Core drilling in ice sheets is the only mean of the sampling for studying of ice masses structure, material constitution and dynamics. Russian scientists made a substantial contribution in developing of ice drilling theory and technology. By the instrumentality of Russian equipment the large quantity bore-holes has been drilled in Arctic and Antarctic glaciers letting many investigations in glaciology, paleoclimatology, biology and other fields. Due to our breakthroughs Russia became one of the leaders in the in the domain of deep ice drilling. The high-performance «off-the-shelf» technology is reliable and quite stable what was confirmed by drilling of the deepest 5G-1 bore-hole at Vostok station in Antarctica.

ВНУТРИЛЕДНИКОВЫЕ ИЗОХРОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ВОСТОК, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

С.В. ПОПОВ¹, В.Я. ЛИПЕНКОВ², В.В. ЕНАЛИЕВА¹, А.В. ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ²

¹ – Полярная морская геологоразведочная экспедиция

² – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Данные радиолокационного профилирования (РЛП), полученные специалистами Полярной морской геолого-разведочной экспедиции в 1998–2005 гг., использованы для изучения слоистости Антарктического ледникового покрова в районе подледникового озера Восток. Трассирование внутренних слоев, датированных по керну станции Восток, и экстраполяция возрастной шкалы керна на северные районы озера осуществлялись по временным радиолокационным разрезам. Установлен таким образом глубины залегания разновозрастных слоев в северной части озера Восток хорошо согласуются с независимыми данными моделирования ледникового покрова для этого района.

ВВЕДЕНИЕ

Озеро Восток – самое крупное из известных подледниковых озер Антарктиды. По своей площади (около 17,1 тыс. км² [7]) оно сопоставимо с крупнейшим в Европе Ладожским озером. Начиная с летнего полевого сезона 44-й РАЭ (1998/99 г.) специалисты Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) проводят в районе озера Восток работы по радиолокационному профилированию (РЛП) ледника. Общая протяженность маршрутов РЛП, выполненных к 2005 г., превышает 4000 км (рис. 1). В результате этих крупномасштабных полевых работ было завершено картирование береговой черты озера, построены уточненные карты подледного рельефа и мощности перекрывающего озеро ледникового щита в пределах изученной территории [4, 6, 7, 12, 15]. Большой интерес вызвали также попытки изучения стратификации антарктического ледникового покрова по радиолокационным данным [2, 3, 5, 8, 9, 20]. Они базируются на представлении о внутренних рефлекторах как изохронных поверхностях в теле ледникового покрова. Дополнительные данные, свидетельствующие в пользу такого представления, были получены в результате детального сопоставления записи амплитуды отраженного сигнала с результатами изучения строения и состава льда в разрезе ледникового покрова, вскрытого глубокой скважиной 5Г-1 на станции Восток [2]. Проведенное исследование, в частности, показало, что в верхней части разреза ледниковой толщи (до глубины 100–200 м) изменения диэлектрической проницаемости в основном связаны с увеличением плотности ледяной породы с глубиной. В средней части разреза ее вариации, главным образом, определяются изменениями кислотности (и, следовательно, электропроводности) льда, которые, в свою очередь, связаны с эволюцией химического состава атмосферы в ходе глобальных климатических изменений, а также с эпизодическим выпадением осадков, содержащих продукты вулканических извержений [11, 14]. В то же время в самых глубоких частях ледника, где под воздействием деформаций резко возрастает анизотропность строения ледяной породы, отчетливо проявляется зависимость интенсивности отраженного сигнала от характеристик петрографической структуры льда [10, 13]. Последнее особенно ярко выражено в районе станции Восток, для которого характерно развитие зон сдвиговых деформаций, приуроченных к слоям ледяных тектонитов с преимущественно вертикальной ориентировкой главных кристаллографических осей зерен льда [1].

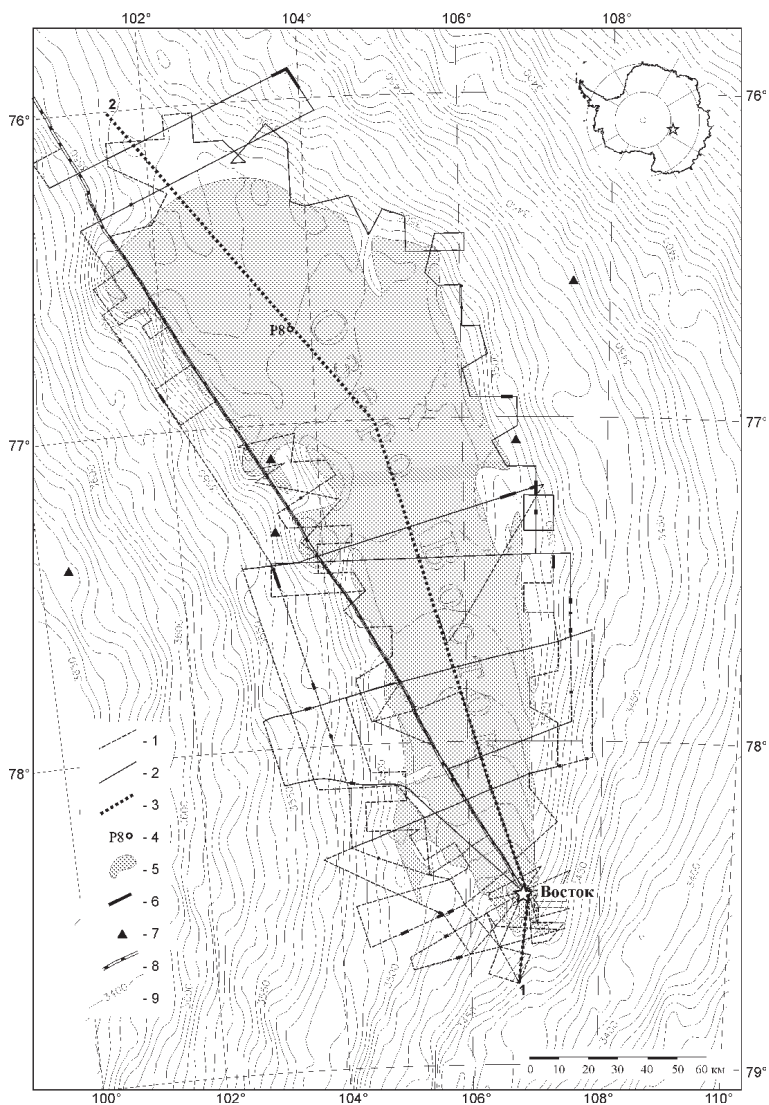


Рис. 1 Схема расположения маршрутов радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток:

1 – маршруты РЛП 1998–2005 гг.; 2 – маршруты, использованные для трассирования внутренних слоев; 3 – профиль 1–2; 4 – пункт P8; 5 – наиболее вероятное положение подледникового озера Восток; подледниковые водоемы; 6 – выявленные в ходе работ 1998–2005 гг.; 7 – в ходе ранних исследований [17]; 8 – положение трассы следования санно-гусеничного похода obs. Мирный – ст. Восток; 9 – изогипсы дневной поверхности в метрах [16]; сечение изолиний 5 м

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Основу настоящего исследования составляют материалы наземного радиолокационного профилирования полученные в ходе полевых работ Полярной морской геологоразведочной экспедиции в районе озера Восток в период с 1998 по 2005 г. [4, 6, 7, 12]. Положение радиолокационных маршрутов приведено на рис. 1.

В задачу исследования входило прослеживание (трассирование) поверхностей внутреннего отражения (изохронных поверхностей), которые пересекают скважину 5Г-1, вдоль маршрутов РЛП, охватывающих территорию озера Восток. Определение пространственного положения изохронных поверхностей в теле ледникового покрова позволяет получить информацию, необходимую для проверки моделей течения ледника, а также экстраполировать датировки ледяных кернов на районы, удаленные на значительные расстояния от точек глубокого бурения льда.

Методически указанная работа выполняется следующим образом. Начальный этап предусматривает выявление и оцифровку наиболее контрастных слоев на выбранных временных радиолокационных разрезах. Маршруты РЛП выбираются таким образом, чтобы они охватывали значительную часть изучаемой территории (озеро Восток) и, за счет точек пересечения, образовывали единую замкнутую сеть (рис. 1), позволяющую производить анализ невязок и оценивать суммарную погрешность всей процедуры трассирования (до 50 м). Трассирование и оцифровка отражающих внутренних слоев вдоль выбранных радиолокационных маршрутов осуществляются визуально. Основными критериями выделения слоев являются: максимальная протяженность и максимальная контрастность, а также совпадение глубинных отметок слоев в районе скважины 5Г-1 с положением реперных горизонтов, выделенных в результате корреляции амплитудной радиолокационной записи с результатами изучения состава и строения ледяного керна [2]. На заключительном этапе работы протрассированные слои одного возраста интерполируются на регулярную сеть (гридируются) с целью построения и анализа карт их пространственного положения в леднике.

В ходе выполненной нами работы были выделены и уверенно протрассированы четыре наиболее контрастные поверхности внутреннего отражения. Эти поверхности пересекают скважину 5Г-1 на станции Восток на глубинах 600, 1060, 1900 и 2180 м и, согласно общепринятой временной шкале «восточного» керна [19], соответствуют возрастам 34,8, 73,0, 131,1 и 160,4 тыс. лет (см. рис. 2). Карты

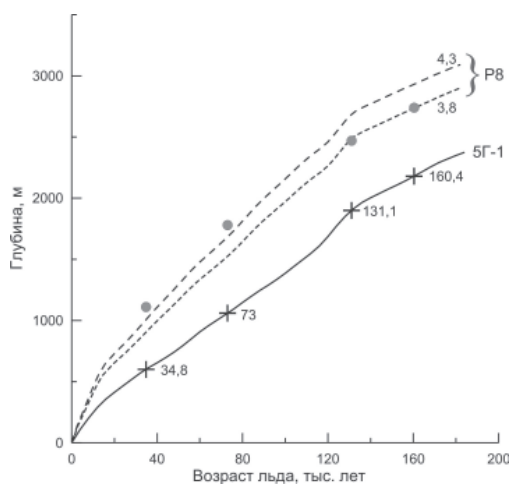


Рис. 2 Глубина залегания изученных изохронных поверхностей (рефлекторов) в районе скважины 5Г-1 (крестики) и в точке Р8 (кружки) в северной части озера Восток (см. карту на рис. 1).

Сплошной линией показана общепринятая временная шкала керна глубокой скважины [19], пунктирными линиями — предварительные расчеты возраста льда для пункта Р8 при двух значениях современной аккумуляции в этой точке (неизвестна) — 3,8 и 4,3 см льда в год [18]

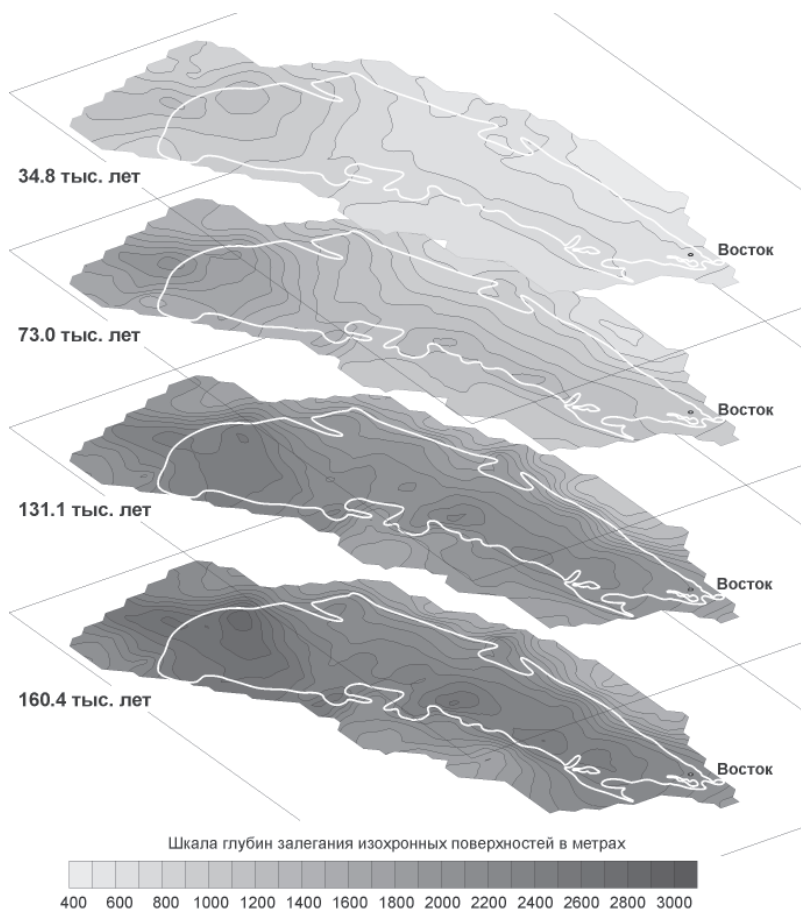


Рис. 3. Карты глубин залегания изохронных поверхностей, датированных возрастами 34,8, 73,0, 131,1 и 160,4 тыс. лет

глубин залегания указанных изохронных поверхностей на территории озера Восток представлены на рис. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проследим изменение глубины залегания изученных изохронных поверхностей вдоль длинной оси подледникового озера Восток по профилю 1–2, общая протяженность которого составляет 340 км (рис. 1). Данными РЛП обеспечен лишь 140-километровый южный участок профиля. Информация о положении изохрон в северной части озера целиком базируется на результатах интерполяции (гридирования) данных, полученных по береговым радиолокационным профилям, а также на данных, полученных в точках пересечения выбранного нами профиля 1–2 с пятью пересекающими озеро радиолокационными маршрутами (рис. 4). Для пунктов пересечений на рис. 4 приведены амплитудные радиолокационные записи, морфологический анализ которых подтверждает подобие формы сигнала, соответствующего отдельным изохронным поверхностям в каждой из пяти точек пересечений. Положение зеркала озе-

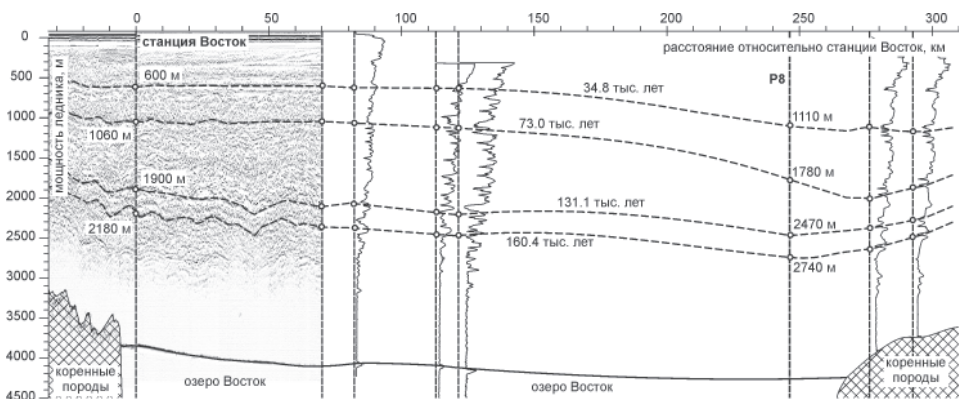


Рис. 4. Результаты определения пространственного положения изохронных поверхностей вдоль профиля 1–2.

В левой части профиля показаны результаты трассирования слоев по данным обработки радиолокационных временных разрезов, в правой – результаты интерполяции (гридирования) данных, полученных на ближайших маршрутах РЛП и в точках пересечения профиля 1–2 с поперечными маршрутами РЛП, которые обозначены вертикальными линиями. Пункт P8 – точка, для которой выполнены модельные расчеты возраста льда [18]. Для точек пересечения даны также записи амплитуды радиолокационного сигнала, которые показывают резкие изменения интенсивности сигнала на горизонтах, соответствующих выбранным изохронным поверхностям. Расстояние по профилям отсчитывается от скважины 5Г-1

ра Восток нанесено по данным сейсмических исследований [4]. Сопоставим установленные нами (экспериментальные) значения глубин выделенных изохронных поверхностей с результатами теоретических оценок возраста льда в пункте P8.

Предварительные расчеты возраста льда в данной точке выполнялись с помощью модели тепло-массопереноса в леднике и упрощенной модели растекания льда [18]. Мощность ледника в этом районе составляет 4200 м [4]. В основу расчетов были положены предположения о сбалансированности массообмена между озером и перекрывающим его ледником, а также о равенстве площадей зон таяния и намерзания в системе озера Восток. Климатические вариации на поверхности задавались по результатам палеоклиматической реконструкции для района станции Восток. Поскольку истинное значение скорости аккумуляции льда в данном районе неизвестно, в расчетах использовались два вероятных (граничных) значения: 3,8 и 4,3 см льда в год.

Результаты математического моделирования [18] показали, что возраст льда в точке P8 на глубине 3350 м составляет порядка 215 тыс. лет, что в два раза меньше возраста льда (435 тыс. лет) на той же глубине, в районе станции Восток. Это означает, что изохронные поверхности над озером Восток погружаются при движении с юга на север на несколько сот метров, копируя, в самых общих чертах, тенденции изменения глубины залегания ледяной кровли озера. Последнее утверждение полностью подтверждается результатами анализа радиолокационных данных, представленных на рис. 3 в виде карт глубин залегания четырех изохронных поверхностей и на рис. 4 в виде разреза ледника по профилю 1–2.

Результаты расчетов возраста в пункте P8 для двух указанных значений аккумуляции приведены на рис. 2. На этом же рисунке кружками показаны глубины залегания (1110, 1780, 2470 и 2740) в этой точке изохронных поверхностей, датированных возрастами 34,8; 73,0; 131,1 и 160,4 тыс. лет. В целом отмечается весьма хорошее совпадение результатов нашего анализа с независимыми данными мате-

матического моделирования ледника для данного района. Маловероятно, что полученное согласование является случайным. Скорее всего, оно является подтверждением, с одной стороны, обоснованности предположений и оценок, лежащих в основе модельных расчетов, а с другой — надежности предложенного метода трасирования внутренних слоев для экстраполяции датировок ледяного керна (5Г-1) на районы, весьма удаленные от буровой скважины. Результаты проведенного исследования свидетельствуют также о больших потенциальных возможностях совместного использования методов математического моделирования и радиолокационного профилирования для прогнозирования возраста ледяной породы на различных глубинах во внутриконтинентальных районах Антарктиды. Именно с решением этой задачи связана проблема поиска места в Антарктиде для осуществления нового проекта глубокого бурения антарктического льда с целью получения максимально длинного (более 1,2 млн лет) палеоклиматического ряда с максимально возможным разрешением по времени.

Работа выполнялась в рамках проекта 4 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 06-05-64967).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В.* Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 68–77.
2. *Мандрикова Д.В., Липенков В.Я., Попов С.В.* Строение ледникового покрова в районе озера Восток (Восточная Антарктида) по данным радиолокационного профилирования // Мат-лы гляциол. исслед. 2005. Вып. 98. С. 65–72.
3. *Мандрикова Д.В., Попов С.В., Липенков В.Я.* Корреляция слоистости ледникового покрова по вещественному составу керна и радиолокационным данным в районе скважины 5Г-1 (ст. Восток, Восточная Антарктида) // Труды XX и XXI Всерос. симп. «Радиолокационное исследование природных сред» / Науч. ред. Маров М.Н., Степаненко В.Д., Мельник Ю.А., Иванов В.Г. (ВКА им. Можайского). 2003. Вып. 3. С. 71–78.
4. *Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В.* Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // ДАН. 2001. Т. 379. Вып. 5. С. 680–685.
5. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
6. *Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Основные результаты наземного радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток в 1998–2002 гг. // Мат-лы гляциол. исслед. 2003. Вып. 94. С. 187–193.
7. *Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Береговая черта подледникового озера Восток и прилегающие водоемы: интерпретация данных радиолокационного профилирования // Мат-лы гляциол. исслед. 2005. Вып. 98. С. 73–80.
8. *Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Gunter M.M., Meertens C.* Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature. 2002. Vol. 416. P. 307–310.
9. *Eisen O., Nixdorf U., Wilhelms F., Miller H.* Age estimates of isochronous reflection horizons by combining ice core, survey, and synthetic radar data // Journal of Geophysical Research. 2004. № B04106. P. 109. doi:10.1029/2003JB002858.
10. *Fujita S., Matsuoka T., Ishida T., Matsuoka K., Mae S.* A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheet // Physics of Ice Core Records. Hokkaido University Press. Sapporo, 2000. P. 185.
11. *Fujita S., Maeno H., Uratsuka S., Furukawa T., Mae S., Fujii Y., Watanabe O.* Nature of radio-echo layering in the Antarctic ice sheet detected by two-frequency experiments // Journal of Geophysical Research. 2002. № B06104. P. 13013–13024.

12. *Masolov V.N., Popov S.V., Lukin V.V., Sheremet'ev A.N., Popkov A.M.* Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica / Fütterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F. eds. // *Antarctica Contributions to Global Earth Sciences*, Springer Berlin Heidelberg. New York, 2006. P. 135–140.
13. *Matsuoka K., Furukawa T., Fujita S., Maeno H., Uratsuka S., Naruse R., Watanabe O.* Crisital orientation fabrics within the Antarctic ice sheet revealed by a multipolarization plane and dual-frequency radar survey // *JGR*. 2003. Vol. 108. № B10. P. 2499. doi: 10.1029/2003JB002425.
14. *Millar D.H.M.* Radio-echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity // *Nature*. 1981. Vol. 292. P. 441–443.
15. *Popov S.V., Lastochkin A.N., Masolov V.N., Popkov A.M.* Morphology of the subglacial bed relief of Lake Vostok basin area (Central East Antarctica) based on RES and seismic data // *Antarctica Contributions to Global Earth Sciences*, Springer Berlin Heidelberg / D.K.Fütterer, D. Damaske, G.Kleinschmidt, H.Miller and F.Tessensohn eds. New York, 2006. P. 141–146.
16. *Rémy F., Shaeffer P., Legrésy B.* Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets // *Geophys. J. Int.* 1999. Vol. 139. P. 645–656.
17. *Robin G.D., Evans Q.S., Bailey J.T.* Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets // *Philos. Trans. R. Soc. London*, 1969. Vol. 146, Ser. A. P. 437–505.
18. *Salamatin A.N., Petit J.R., Lipenkov V.Ya.* An estimate of LV isolation time from a sensitivity experiment for the melting area. *Geophysical Research Abstracts (EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April, 2003)*, European Geophysical Society. Vol. 5. Abstract № 08277, 2003.
19. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R.* Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 39. P. 283–292.
20. *Siegert M.J., Hodgkins R., Dowdeswell J.A.* Internal radio-echo layering at Vostok station, Antarctica, as an independent stratigraphic control on the ice-core record // *Annals of Glaciology*. 1998. № 27. P. 360–364.

S.V.POPOV, V.YA.LIPENKOV, V.V.ENALIEVA., A.V.PREOBRAZHENSKAYA

INTERNAL ISOCHRONOUS LAYERS IN THE ICE SHEET ABOVE LAKE VOSTOK, EAST ANTARCTICA

Radio-echo sounding (RES) data collected by Polar Marine Geological Research Expedition in 1998–2005 are used to investigate internal structure of the Antarctic ice sheet over the vast area of subglacial Lake Vostok. Using RES imageries we trace internal layers (isochrones) and extrapolate the Vostok ice-core time-scale to the northern part of the lake. The depths of the dated layers are found in agreement with independent information from ice-flow modeling.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СНЕГА И ЛЬДА В АНТАРКТИДЕ: КЛИМАТИЧЕСКИЙ СИГНАЛ И ПОСТДЕПОЗИЦИОННЫЙ ШУМ

А.А.ЕКАЙКИН, В.Я.ЛИПЕНКОВ, И.Н.СОКРАТОВА, А.В.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье приведен краткий обзор пространственной и временной зависимости между изотопным составом снега и температурой воздуха в Антарктиде для различных масштабов. Показано, что во всех случаях эти параметры обнаруживают тесную связь друг с другом, но коэффициент этой связи может существенно различаться. Отдельно рассмотрено влияние пост-депозиционных процессов, изменяющих первоначальный изотопный состав снежных осадков после их отложения в виде снежного покрова. Сделан вывод о том, что указанные процессы могут изменять или ослаблять изотопно-температурную зависимость, что имеет значение при палеотемпературной интерпретации данных об изотопном составе глубоких ледяных кернов.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$) осадков на протяжении почти полувека активно используется в климатологии и палеогеографии в качестве индикатора условий формирования атмосферной влаги [7]. Как теоретические исследования (см. обзор в [19]), так и экспериментальные данные [9] показывают, что между изотопным составом осадков и температурой их формирования существует твердая физическая зависимость. Более того, результаты моделирования изотопных преобразований влаги в атмосфере показывают, что коэффициент регрессии между температурой, при которой происходит образование осадков, и изотопным составом последних весьма слабо реагирует на изменение основных метеорологических характеристик. Этот вывод позволил использовать изотопный состав ледяных отложений полярных ледников для количественной реконструкции температурной истории Земли в далеком прошлом (см., например, [17]) применяя современную географическую изотопно-температурную зависимость. С другой стороны, коэффициенты временной регрессии между этими двумя параметрами далеко не всегда совпадают с коэффициентами соответствующей пространственной зависимости и сильно различаются для разных районов и разных временных масштабов. Наконец, независимые данные о прошлых колебаниях температуры в Антарктиде [15] и Гренландии [14] заставили усомниться в том, что «классический» изотопно-температурный метод позволяет корректно оценивать амплитуду палеотемпературных колебаний.

В настоящей работе приведен обзор имеющихся экспериментальных данных о связи изотопного состава твердых атмосферных осадков (и отложенного снега) в Антарктиде с температурой воздуха для различных пространственных (от локального до континентального) и временных (от внутригодового до многолетнего) масштабов и сделана попытка интерпретации соответствующих коэффициентов регрессии. Наряду с уже опубликованными, в статье представлен и ряд ранее не публиковавшихся данных. Отдельно в работе рассмотрены причины формирования «шума» в изотопных данных, в том числе и связанного с влиянием пост-

депозиционных (т.е. имеющих место в снежно-фирновой толще после отложения твердых осадков) процессов.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СНЕГА В АНТАРКТИДЕ

Образцы поверхностного слоя снега, собранные на протяжении последних 30 лет национальными и международными научными и транспортными походами в различных районах Антарктиды, позволили выявить основные закономерности распределения изотопного состава твердых осадков в масштабах всего материка. В качестве примера на рис. 1 выборочно приведены некоторые данные, представляющие собой лишь незначительную часть имеющегося к настоящему времени объема информации.

Рисунок убедительно демонстрирует, что для каждого из рассмотренных районов Антарктиды коэффициент изотопно-температурной регрессии остается неизменным и равным $6 \text{‰}/^{\circ}\text{C}$ (здесь и далее все изотопные данные приведены для дейтерия). Этот коэффициент рассчитан для температуры фирна на глубине 10 м, являющейся приблизительной оценкой средней многолетней температуры приземного слоя воздуха. Пересчет указанного коэффициента для температуры инверсионного слоя атмосферы, где, предположительно, формируются антарктические осадки, дает величину $9 \text{‰}/^{\circ}\text{C}$ [13], что совпадает с теоретическими оценками. В то же время свободные члены уравнений регрессии различаются весьма существенно (до 50 ‰), что свидетельствует о наличии секторных различий. Это означает, что воздушные массы, приходящие в разные районы материка, сформированы при существенно различных метеорологических условиях.

Для иллюстрации изменчивости изотопного состава снега на региональном уровне рассмотрим распределение концентрации кислорода-18 в районе подледникового озера Восток (рис. 2). Представленные данные были собраны во время научных гляцио-геофизических походов начиная с 1999 г.

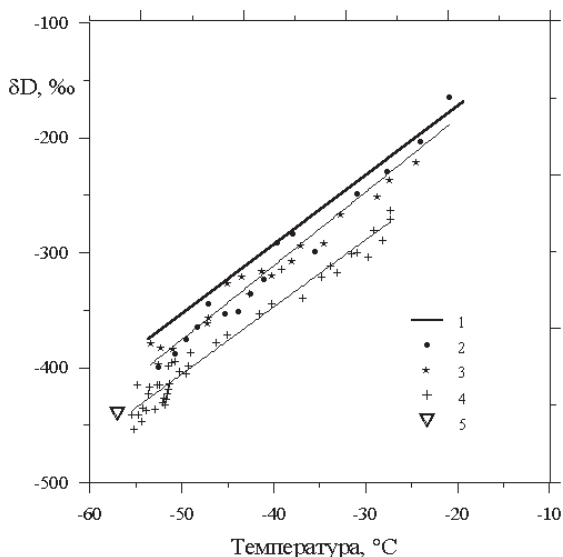


Рис. 1. Зависимость изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи в Антарктиде от средней многолетней температуры воздуха: 1 – Земля Адели [16]; 2 – Мирный–Комсомольская [6]; 3 – Мирный–Комсомольская [2]; 4 – Пэтриот Хиллз–Восток [6]; 5 – станция Восток

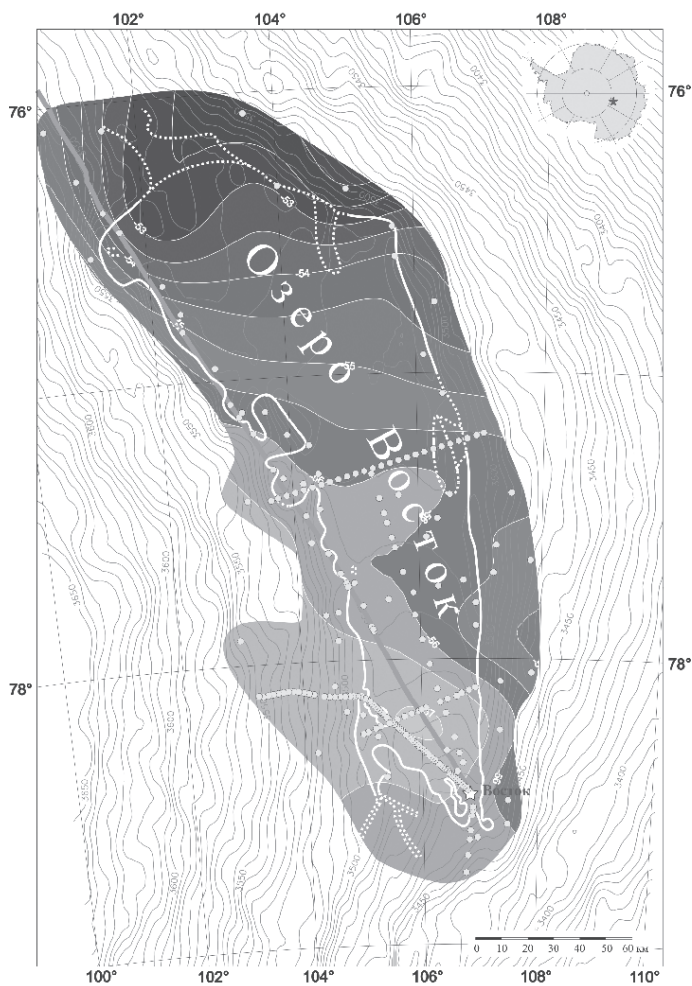


Рис. 2. Распределение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) в поверхностном слое снега в районе озера Восток. Светлыми кружками отмечены пункты отбора изотопных проб

Очевидно, что в первом приближении градиент изотопного состава поверхностного слоя снега направлен с юга на север, что согласуется с географической закономерностью, представленной на рис. 1. В то же время минимум изотопного состава наблюдается в районе станции Восток, а дальше к югу изотопный состав снега вновь повышается. Одна из наиболее вероятных интерпретаций этого наблюдения заключается в том, что ст. Восток располагается вблизи границы раздела воздушных масс, приходящих с Индийского и Тихого океанов. Это предположение связано с тем, что, согласно результатам моделирования [19], изотопный состав осадков понижается при движении воздушной массы в глубь материка. Несовпадение границы раздела масс с главным ледоразделом (проходящим к северу от района озера Восток) объясняется тем, что траектория воздушных масс контролируется не только рельефом поверхности ледника (имеющим очень малые углы наклонов в этом районе), но и расстоянием от побережья.

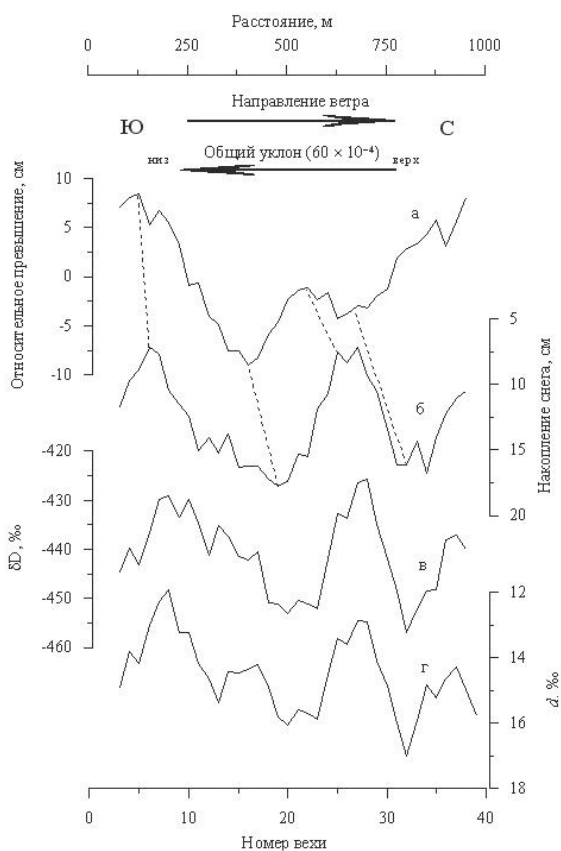


Рис. 3. Пространственная изменчивость высоты снежной поверхности, накопления и изотопного состава снега вдоль профиля СЮ снегомерного полигона по [8]:

a – профиль поверхности, измеренный в декабре 1999 г.; *б* – прирост снега за два года (1998 и 1999 гг.); *в* и *г* – профили средних значений δD и эксцесса дейтерия (d) в верхних 10 см снежной толщи. Все профили сглажены с периодом 125 м. Из профиля высоты снежной поверхности (*a*) удален тренд

Переходя к локальным вариациям изотопного состава поверхностного слоя снега, мы покидаем сферу влияния климатических факторов, поскольку очевидно, что локальная (в масштабе до нескольких километров) климатическая изменчивость в условиях Центральной Антарктиды является несущественной.

На рис. 3 представлен километровый профиль изотопного состава снега, полученный по образцам снега, отобранному на снегомерном полигоне ст. Восток. На графике отчетливо видны пространственные колебания изотопного состава снега, коррелирующие с профилем снегонакопления, а также связь последнего с высотой снежной поверхности [8].

По нашему мнению, представленные данные свидетельствуют о «рельефообусловленном» [4] происхождении указанных аномалий изотопного состава снега. Квазипериодические волны на поверхности снежного покрова (мезо-дюны) приводят к неоднородному отложению снега в процессе метелевого переноса, а неравномерное сезонное пространственное перераспределение снега формирует наблюдающиеся вариации изотопного состава (о чем свидетельствует профиль

эксцесса дейтерия на рис. 3). Миграция мезо-дюн приводит к формированию временных колебаний скорости накопления и изотопного состава снега при наблюдении в отдельно взятой точке, не связанных с климатическими вариациями. Таким образом, мезо-дюны, наряду с микрорельефом и более крупными формами рельефа (мега-дюнами), являются основным источником рельефообусловленного шума, затрудняющего интерпретацию данных по аккумуляции и изотопному составу снега. Доля этого шума в общей дисперсии ряда может составлять около 80 % для изотопного состава и более 90 % для снегонакопления. В работах [3, 4] изложены основные принципы, позволяющие отделить указанный шум от климатического сигнала. В частности, оптимальным методом является построение сводных рядов путем осреднения данных, полученных по отдельным точкам наблюдений (шурфам, ведам или кернам скважин).

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Наиболее наглядно временная зависимость изотопного состава осадков от температуры воздуха может быть продемонстрирована на примере сезонного (внутригодового) хода этих параметров, что связано со значительной годовой амплитудой метеорологических характеристик в Антарктиде.

На рис. 4 представлены средние месячные значения температуры воздуха в приземном слое по данным метеостанции Восток и значения изотопного состава осадков, отбирившихся на протяжении всего 2000-го года [3]. Коэффициент корреляции между температурой и изотопным составом значим и составляет 0,9, а коэффициент регрессии $2,1 \text{ ‰}/^{\circ}\text{C}$, что в 3 раза меньше соответствующего географического коэффициента. Показано [9], что это различие по большей части объясняется тем, что амплитуда температуры, при которой происходит формирование осадков, значительно меньше амплитуды приземной температуры воздуха. Например, если в качестве аппроксимации последней взять температуру в слое инверсии, то коэффициент регрессии будет равен $6,2 \text{ ‰}/^{\circ}\text{C}$. Вторым фактором, влияющим на изотопно-температурный градиент, являются сезонные изменения условий в источнике влаги, которые увеличивают годовую амплитуду изотопного состава осадков. Изменения условий в источнике влаги отражены в представленном на рис. 4 сезонном ходе эксцесса дейтерия.

Детальные гляциологические исследования снежно-фирновой толщи, выполненные в 8 шурфах в окрестностях ст. Восток [2, 8], позволили изучить климатическую изменчивость изотопного состава снега в этом районе Антарктиды за последние 60 лет.

На рис. 5 сводный, очищенный от рельефообусловленного шума, ряд изотопного состава снега за период с 1943 по 1998 г. сопоставлен с рядами средних годовых и средних летних температур приземного слоя воздуха. Коэффициент корреляции (около 0,6) оказался значим, а изотопно-температурный градиент равен более $20 \text{ ‰}/^{\circ}\text{C}$. Столь большой коэффициент регрессии объясняется незначительной амплитудой межгодовой изменчивости приземной температуры воздуха. Таким образом, либо изотопный сигнал усиливается относительно климатического сигнала, либо изотопный состав снега определяется не средней годовой температурой воздуха, а каким-то другим параметром. На сегодняшний день наиболее удовлетворительным объяснением наблюдающихся фактов является предположение о существенном пост-депозиционном изменении изотопного состава снега [5], что более подробно будет изложено в заключительной части настоящей работы. Отметим лишь, что наличие значимых коэффициентов корреляции и регрессии позволяет калибровать ряды изотопного состава снежной толщи на ст. Восток относительно средней годовой температуры воздуха и, таким образом, использовать изотопные данные для палеоклиматических реконструкций.

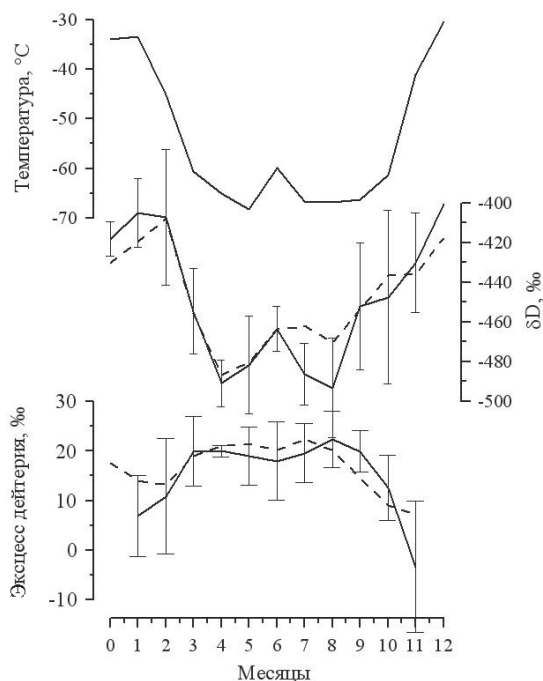


Рис. 4. Сопоставление сезонных вариаций изотопного состава осадков (δD и эксцесса дейтерия) с поверхностной температурой воздуха (сплошные линии) [10]. Пунктиром показан изотопный состав образцов переметенного снега. Вертикальные линии обозначают изменчивость (1σ) изотопного состава отдельных образцов осадков в пределах данного месяца. Эксцесс дейтерия ($d = \delta D - 8 \cdot 18O$) в первом приближении отражает условия в источнике влаги

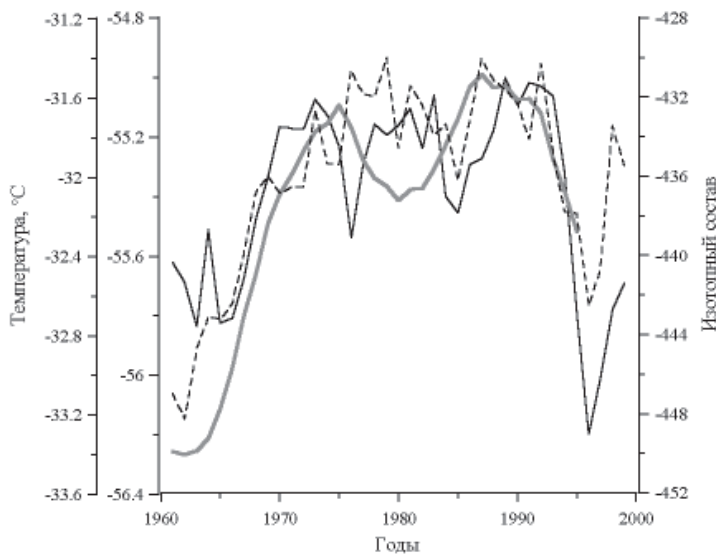


Рис. 5. Сопоставление изотопного состава снега в районе ст. Восток по данным 8 шурфов (жирная серая линия) со средними годовыми (сплошная черная линия) и летними (пунктирная линия) значениями температуры воздуха

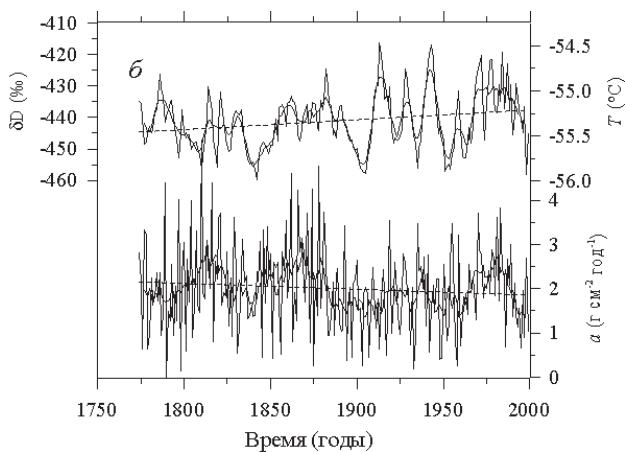


Рис. 6. Сводные ряды изотопного состава (δD) и накопления снега (a) по глубоким шурфам за период с 1775 по 1999 г. Тонкими линиями показаны исходные ряды, а жирными — ряды, сглаженные с периодом 7 лет. Пунктиры показывают линейные тренды рядов, определенные методом наименьших квадратов. Шкала температуры рассчитана по коэффициенту регрессии между δD и T , равному $28 \text{ ‰}/^\circ\text{C}$.

Такая реконструкция была проведена для периода с 1774 по 1999 г. по данным об изотопном составе снега из двух 12-метровых шурфов, вскрытых в районе станции в декабре 1999 — январе 2000 гг. [3, 4]. Полученные результаты представлены на рис. 6.

Прежде всего, следует отметить устойчивую корреляцию между сглаженными рядами скорости накопления и изотопного состава снега, что подтверждает климатическую природу последнего. Положительный знак корреляции также не противоречит современным климатологическим представлениям о связи температуры воздуха и количества осадков в Антарктике [1]. Наиболее характерной особенностью обоих рядов является отчетливо выраженный 50-летний цикл [3], причем размах колебаний изотопного состава в пределах этого цикла составляет $25\text{--}30 \text{ ‰}$, что всего лишь втрое меньше годовой амплитуды этого параметра на ст. Восток. Последний минимум цикла наблюдался в конце 90-х годов XX века. Считается, что происхождение указанной полувековой периодичности связано с колебаниями циклонической активности в Южном полушарии [3]. Примечательно, что вариации изотопного состава и снегонакопления на ст. Восток коррелируют с индексом Тихоокеанского колебания, что свидетельствует о существовании «дальней климатической связи» между Центральной Антарктидой и тропической зоной Тихого океана [10].

Другой особенностью 200-летнего изотопного ряда является слабый (около 7 ‰ , что эквивалентно порядка $0,3 \text{ }^\circ\text{C}$), но статистически значимый положительный тренд изотопного состава снега, что свидетельствует о потеплении климата на протяжении последних двух веков, подтверждаемом данными из других районов Антарктиды (см. обзор в [3]).

ПОСТДЕПОЗИЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СНЕГА И ЛЬДА

Как указано выше, под пост-депозиционными изменениями изотопного состава снега и льда мы подразумеваем изотопные преобразования, имеющие место после отложения твердых осадков на поверхности снежного покрова. Суть этих преобразований в условиях ст. Восток заключается, в основном, в изотопном обмене между

водяным паром атмосферы и снегом, заключенным в пределах верхней части снежной толщи [21]. Интенсивность обмена зависит, в первую очередь, от двух параметров: от скорости накопления снега и температуры. Скорость снегонакопления определяет время, в течение которого данный слой снега находится в пределах верхней части снежной толщи, наиболее подверженной пост-депозиционным изменениям. Соответственно, чем ниже скорость накопления снега, тем эти изменения сильнее. Как указывают Уоддингтон с соавторами, при некоторой критически низкой скорости снегонакопления изотопный обмен между снежной толщей и атмосферой приведет к их изотопному уравниванию и полному стиранию первоначального климатического сигнала [21]. Другим фактором является температура воздуха, которая определяет количество содержащегося в атмосфере водяного пара. Чем выше температура, тем интенсивнее идет процесс изотопного обмена. Именно поэтому величина пост-депозиционного изменения изотопного состава снега определяется в основном летней, а не средней годовой температурой воздуха.

В процессе вертикального переноса водяного пара по воздушным порам внутри снежной толщи и сопутствующих этому многократных фазовых преобразований происходит сглаживание амплитуды изотопного сигнала [11, 12]. С глубиной, по мере замыкания воздушных пор и уменьшения вертикальных градиентов температуры, скорость этой «изотопной гомогенизации» резко снижается.

В части, касающейся изотопной гомогенизации снежно-ледяной толщи, процесс пост-депозиционного изменения изотопного состава снега изучен относительно хорошо [12]. Однако до сих пор по умолчанию предполагалось, что диффузионное сглаживание не изменяет среднего изотопного состава снежной толщи. С другой стороны, изотопный обмен между снежной толщей и атмосферой предполагает подобные изменения.

Прямых доказательств изотопного обмена между снежной толщей и атмосферой в районе ст. Восток к настоящему времени не существует, однако имеется несколько косвенных признаков, указывающих на возможность этого процесса.

Во-первых, как показано выше, изотопный состав снега на ст. Восток гораздо теснее связан со средними летними температурами воздуха (коэффициент корреляции 0,9), чем со средними годовыми. Коэффициент регрессии для летней температуры равен около $11 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$, что значительно ближе к пространственному изотопно-температурному градиенту, чем коэффициент регрессии для средней годовой температуры.

Во-вторых, как показано в [5], временной ряд изотопного состава снега по данным шурфов хорошо согласуется с историей изменения «эффективной» температуры снежной толщи за последние 50 лет, восстановленной по данным термических исследований в скважинах, пробуренных в районе ст. Восток. Иными словами, изотопный состав снега отражает скорее не среднюю годовую температуру воздуха, а температуру верхнего слоя снежно-фирновой толщи, влияющую, с одной стороны, на формирование вертикального профиля температуры этой толщи, а с другой стороны – на интенсивность пост-депозиционных процессов в ней. Изотопно-температурный градиент по данным этой работы ($3,6 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$) хоть и меньше соответствующего географического градиента, но близок коэффициенту регрессии между температурой поверхности ледника и изотопным составом ледяного ядра по результатам температурных исследований в глубоких скважинах [18, 20].

В заключение этого раздела можно добавить, что интенсивность пост-депозиционных процессов могла меняться в прошлом благодаря климатическим изменениям температуры воздуха и, главным образом, скорости накопления снега. Например, в эпоху максимума последнего оледенения (МПО) скорость снегонакопления в районе ст. Восток могла быть вдвое ниже, чем в современную эпоху [18], что подразумевает гораздо более интенсивный изотопный обмен между

атмосферой и подстилающей поверхностью. В настоящее время количественно оценить этот эффект достаточно трудно, но предварительные оценки [9] показывают, что за счет изменения интенсивности постдепозиционных процессов видимый изотопный переход от МПО к голоцену мог уменьшиться на 12 ‰, что составляет 20–25 % от наблюдаемой величины этого перехода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный обзор данных о пространственной и временной изменчивости изотопного состава снега в Центральной Антарктиде демонстрирует целесообразность использования изотопного состава осадков и отложенного снега как инструмента для климатологических и палеографических исследований. Помимо данных о температуре воздуха в районе конденсации влаги, изотопный состав несет в себе информацию о путях поступления воздушных масс, о метеорологических условиях в источнике влаги. В районах с относительно большой скоростью накопления снега (краевые зоны Антарктиды, Гренландия) данные об изотопном составе ледяных кернов успешно используются для датирования ледниковой толщи путем подсчета годовых слоев.

С другой стороны, помимо климатического сигнала, временным рядам изотопного состава, как и другим характеристикам снега, свойственен различного рода шум. В настоящее время мы выделяем два основных источника этого шума: «рельефообусловленный» и пост-депозиционный. Первый из них исследован относительно хорошо и связан с неравномерным отложением снега в ходе метелевого переноса свежевывающих осадков. Второй источник шума связан с изменением изотопного состава после отложения снега за счет изотопного обмена снежной толщи с атмосферой и диффузии молекул воды внутри самой толщи. Количественная оценка указанных изменений требует дополнительных исследований, однако косвенные данные свидетельствуют о том, что пост-депозиционные процессы играют важную роль в формировании вертикального профиля изотопного состава снега и льда на ст. Восток и, вероятно, в других районах Центральной Антарктиды.

Настоящая работа выполнена в рамках Проекта 4 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 05-05-66803 НЦНИЛа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов В.Г. Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 200 с.
2. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Массон В. Изотопный состав поверхностного слоя снежной толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 90. С. 69–79.
3. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Массон-Дельмот В. 50-летний цикл в изменениях аккумуляции и изотопного состава снега на станции Восток // Материалы гляциол. исследований. 2003. Вып. 94. С. 163–173.
4. Екайкин А.А., Липенков В.Я. «Рельефообусловленные» колебания характеристик снежной толщи в Антарктиде // Материалы гляциол. исследований. 2004. Вып. 97. С. 35–43.
5. Липенков В.Я., Шибеев Ю.А., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Вострецов Р.Н., Преображенская А.В. Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // Материалы гляциол. исследований. 2004. Вып. 97. С. 44–56.
6. Dahe Q., Petit J.R., Jouzel J., Stievenard M. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctic Expedition // Journal of Glaciology. 1994. Vol. 40(134). P. 107–118.

7. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. Vol. 16. P. 436–468.
8. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station // *Implications for ice-core interpretation*. Annals of Glaciology. 2002. Vol. 35. P. 181–186.
9. Ekaykin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003. 136 p.
10. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station over the past 200 years // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 39. P. 569–575.
11. Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice, in *Isotopes and Impurities in Snow and Ice* // International Association for Hydrological Sciences, publ. 118, Surrey, 1977. P. 210–219.
12. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice // *The isotope effect in firn diffusion*, in *Physics of Ice Core Records*. Hokkaido University Press, Sapporo, 2000. P. 121–140.
13. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // *Journal Geophys. Res.* 1984. Vol. 89 (D7). P. 11749–11757.
14. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *Journal Geophys. Res.* 1997. Vol. 102 (C12). P. 26471–26487.
15. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores // *Journal Geophys. Res.* 2003. Vol. 108 (D12). ACL 6-1-6.
16. Lorius C., Merlivat L. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coastal area // *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*, International Association for Hydrological Sciences, publ. 118, Surrey, 1977. P. 127–137.
17. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*, 1999. Vol. 399. P. 429–436.
18. Salamatina A.N., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.R., Raynaud D. Ice-core age dating and paleothermometer calibration on the basis of isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica) // *Journal Geophys. Res.* 1998. Vol. 103 (D8). P. 8963–8977.
19. Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. 2004. Т. 97. С. 24–34.
20. Tsyganova E.A., Salamatina A.N. Non-stationary temperature field simulation along the ice flow line «ridge B – Vostok Station», East Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. 2004. Т. 97. С. 57–70.
21. Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A. Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited // *Annals of Glaciology*. 2002. Vol. 35. P. 118–124.

A.A.EKAYKIN, V.YA.LIPENKOV, I.N.SOKRATOVA, A.V.PREOBRAZHENSKAYA

ISOTOPIC COMPOSITION OF SNOW AND ICE IN ANTARCTICA: CLIMATE SIGNAL AND POST-DEPOSITIONAL NOISE

A short review of the spatial and temporal relationships between snow isotopic composition and air temperature in Antarctica is given for different scales. It is shown that in all cases these two parameters are closely related, but with considerably varying slope. The influence of post-depositional processes altering the initial isotopic composition of precipitation after their deposition in snow thickness is considered as well. The conclusion is made that the mentioned processes may change or weaken the isotope-temperature gradient, which may affect the paleo-temperature interpretation of deep ice core isotopic records.

ОЦЕНКА БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ПОДЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ВОСТОК, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, В ПЛАНЕ ПОДДЕРЖАНИЯ МИКРОБНОЙ ЖИЗНИ

С.А.БУЛАТ¹, И.А.АЛЕХИНА¹, Ж.Р.ПЕТИ², В.Я.ЛИПЕНКОВ³, В.В.ЛУКИН³

¹ – Петербургский институт ядерной физики РАН

² – Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды, Гренобль, Франция

³ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Задачей настоящего исследования было оценить микробное содержание в так называемом озерном льду, происходящем из замерзшей воды подледникового озера Восток, погребенного под 4-километровой шапкой Восточного Антарктического щита. Конечной целью проекта является обнаружение микробной жизни (открытие новых форм жизни) в этой экстремальной по условиям существования ледовой экосистеме. Главным методом исследования было обнаружение и идентификация молекул ДНК с учетом строгих правил работы с «древней» ДНК. Для подсчета клеточных популяций использовали проточную цитофлюорометрию.

В результате оба подхода показали, что лед озера Восток содержит крайне низкую неравномерно распределенную биомассу, что свидетельствует о том, что сама вода озера (по крайней мере, ее верхние слои), по-видимому, едва ли заселена микроорганизмами.

Вплоть до настоящего времени исследование только озерного льда, содержащего глинисто-слиюнные включения, позволило обнаружить несколько бактериальных фило типов (видов). Среди них неожиданно оказались хемолитоавтотрофный термофил *Hydrogenophilus thermoluteolus* и дополнительно три неидентифицированных вида, все прошедшие множественные контроли на загрязнение чужеродной микрофлорой. Напротив, более глубокий и чистый озерный лед (без каких-либо седиментов) не показал ничего заслуживающего внимания. Исследование глубокого и древнего атмосферного льда (слои ледника прямо над озером) также не выявило никаких достоверных сигналов, что свидетельствует в пользу полной изоляции экосистемы озера Восток от поверхностной биоты по меньшей мере на протяжении последних 15 млн лет. Все эти находки и ожидания обсуждаются в контексте необычной биогеохимической среды озера Восток.

Таким образом, вопрос о жизни в озере Восток остается пока открытым. В целом полученные результаты указывают, что поиск жизни в озере Восток сопряжен с очень высокой вероятностью загрязнения чужеродной микрофлорой. Само же подледниковое озеро Восток может рассматриваться как исключительно чистая (почти стерильная) гигантская водная система на Земле, которая могла бы служить в качестве уникальной испытательной площадки для отработки методов и инструментария для поиска внеземной жизни на ледовых планетах и лунах.

Подледниковые антарктические озера (рис. 1) в настоящее время рассматриваются в качестве уникальных земных аналогов ледовых условий, вероятно существующих на полюсах Марса или спутниках Юпитера (Европа) или Сатурна (Энцеладус), и поэтому возможность таких сред содержать микробную жизнь привлекает особое внимание. Из таких озер наиболее известным и изученным является крупнейшее подледниковое озеро Восток.

Именно изучение антарктических подледниковых озер является одной из пяти приоритетных программ Международного полярного года. Несмотря на то, что присутствие микробных клеток в озере Восток, Восточная Антарктида, было уже заявлено в результате изучения озерного льда, т.е. замерзшей воды озера [5, 8], большая вероятность «прямого» загрязнения образцов чужеродной микрофлорой требует особых предосторожностей при интерпретации полученных результатов [2, 9] (рис. 2).

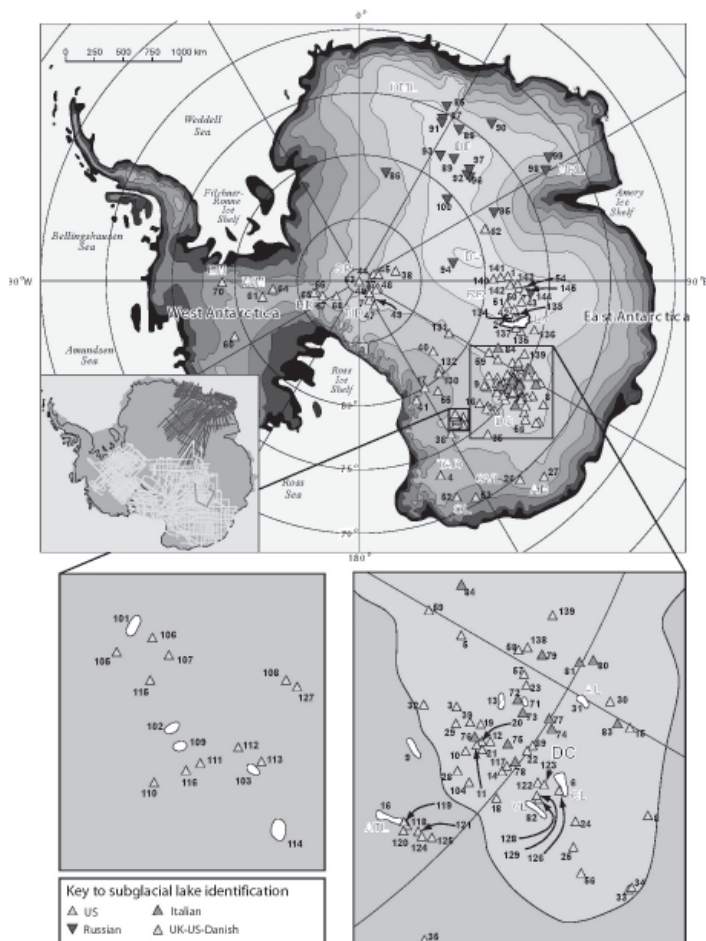


Рис.1. Подледниковые озера и другие водоемы, обнаруженные в Антарктиде по настоящее время методами дистанционного зондирования [10]

Задачей нашего исследования было оценить микробное содержание в озерном льду озера Восток, погребенном под 4-километровым Восточно-антарктическим ледовым панцирем [4]. Конечной целью исследования является обнаружение и характеристика микробной жизни в этих экстремальных ледовых условиях, которые характеризуются изоляцией от поверхностной окружающей среды в течение как минимум 15 млн лет, отсутствием света, высоким давлением (около 400 атм), низкой температурой (около точки замерзания), крайне низким содержанием органических веществ и вероятным сверхизбытком растворенного кислорода.

Основными методами исследования были методы молекулярной филогенетики, в частности секвенирование (ДНК-анализ) генов малой субъединицы рибосомной РНК бактерий и археобактерий с соблюдением критериев изучения и установления подлинности «древней» ДНК [12]. Оценку количества клеток осуществляли проточной цитофлуориметрией.

Озерный лед, полученный при глубоком бурении во льду на станции Восток [3] (рис. 2), на сегодняшний день представляет единственную и уникальную в своем

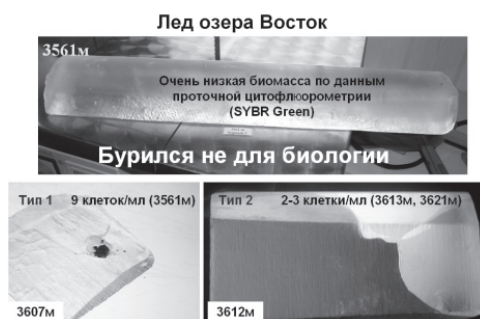


Рис. 2. Образцы озерного льда двух типов и содержание микробных клеток по данным проточной цитофлуориметрии

роде возможность для поиска жизни в подледниковых озерах Антарктики. Вместе с тем отметим, что этот лед бурился не для биологии и поэтому большую и до конца не решенную проблему представляет его полная биодеконтаминация [9], включая полное удаление следов жидкости для бурения, которая сама по себе представляет среду, пригодную для существования микроорганизмов [1].

Возраст озерного льда оценивается максимум в 20 тыс. лет [7] (рис. 3). Этот лед состоит из двух слоев. Верхний слой, так называемый первый тип льда, содержит мелкие (микронного размера) включения глинисто-слюдяных осадков и, как полагают, образуется над мелководным заливом, расположенным по линии тока льда по направлению к ст. Восток. Нижний, второй тип льда, не содержит никаких частиц (очень чистый) и образуется над глубоководной частью озера. Оба типа льда практически не содержат воздуха (газовое содержание на 2–3 порядка меньше, чем в атмосферном льду – леднике), в нем не обнаружено кислорода, а также метана и сульфида водорода, хотя отмечено незначительное обогащение диоксидом углерода, что явно указывает на анаэробные условия. Для этого льда характерно крайне низкое содержание растворенного углерода (менее 10 ppbC), что говорит об ультра-олиготрофных условиях. Окисленные соединения азота (нитраты, нитриты) не выявлены, а восстановленные (аммоний) если и выявляются, то представляют источник загрязнения. Особенностью льда первого типа является присутствие в нем как окисленных (в основном), так и восстановленных (в виде металл-сульфидов) соеди-

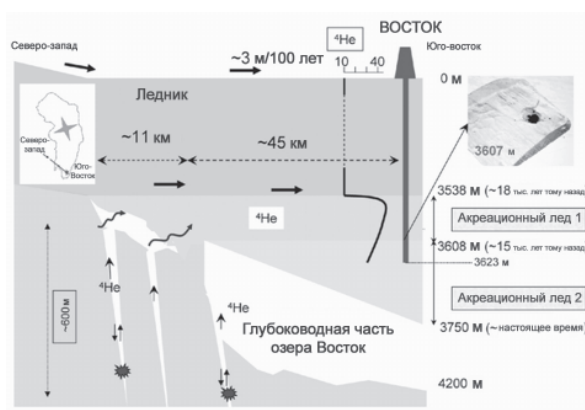


Рис. 3. Схема керна льда со станции Восток в поперечном разрезе озера Восток (ток льда слева направо)

нений серы, а также обогащение магнием и кальцием. Присутствие «вездесущего» водорода пока только предсказано и будет количественно измерено в ближайшее время. Температура всего слоя озерного льда не превышает -7°C , что находится в пределах так называемой физиологической температуры, при которой экспериментально показан факт метаболической активности бактерий [1]. Таким образом, возможные редокс-пары, которые могут поддерживать хемолитоавтотрофную жизнь (а иная невозможна при данных условиях), ограничены водородом как единственно возможным восстановителем и, с другой стороны, сульфатами и диоксидом углерода как акцепторами электронов и источником углерода.

Такие знания об озерном льде и возможные предсказания для воды озера (при условии, что озерный лед действительно представляет воду озера) позволили сделать следующие предположения о возможных формах микробной жизни в озере. Так, независимо от того, где могут «жить» бактерии – непосредственно во льду (и именно во льду первого типа с минеральными включениями) или воде озера, возможно обнаружение хемоавтотрофных пьезофильных психрофил. Отличие льда от воды в плане условий, важных для жизни, заключается только в содержании кислорода. В озерном льду бактерии должны быть анаэробными, тогда как в воде озера – «оксигенофильными» (науке пока неизвестны) или аэробными (зависит от пока не изученного гидрологического режима озера Восток, которое может быть связано с другими озерами в единую сеть с периодическими сбросами воды [13]). Однако в обоих случаях микроорганизмы должны быть хемоавтотрофами по способу получения энергии и психрофильными и пьезофильными по физиологии.

Проведенные исследования образцов озерного льда методами ДНК-анализа показали, что этот лед в целом является исключительно чистым, не содержащим ни бактериальную, ни археобактеральную ДНК. До настоящего времени лишь несколько бактериальных флотипов были вскрыты в образцах озерного льда первого типа, содержащего глинисто-слюдяные включения. В то же время тщательный, со всеми предосторожностями в плане контаминации анализ более глубокого, молодого и чистого озерного льда второго типа не дал никаких достоверных находок. Следует также отметить, что в наиболее глубоких и древнейших горизонтах атмосферного льда (возрастом до 2 млн лет), располагающегося прямо над поверхностью озера, также не была обнаружена микробная ДНК [2]. Таким образом, глубокий и древний атмосферный лед служит своеобразным барьером между экосистемой озера и поверхностной биотой на протяжении по меньшей мере 15 млн лет.

**Бактериальные виды, обнаруженные
во льду озера Восток**

Лед Образец	Достоверные виды	Ближайший родственник
Тип 1		
3551	0	Термофил - 50 - 52°C
47м { 3561 (2 x)*	1	<i>H. thermoluteolus</i> (3 + 6** клона)
3593	0	
~5000 лет { 3607 (3 x)	1	<i>Hydrogenophilus thermoluteolus</i> (12 клонов)
Тип 2		
3612	0	
3619 (3 x)	0	
3623	0	

* Повторности
**Celine Lavire/Philippe Normand (Лион, Франция)

Рис. 4. Термофильные бактерии, обнаруженные в озерном льду типа 1 [2, 6]



Рис. 5. Геотермальное окружение (среда) озера Восток (в его основании) и термофильные бактерии в озерном льду типа 1

Среди находок в озерном льду первого типа отметим единственный организм, надежно идентифицированный по ДНК-сигналу, который оказался истинным термофилом и хемоавтотрофом бактерией *Hydrogenophilus thermoluteolus* [2] (рис. 4). Впервые эта бактерия была обнаружена в образце льда с глубины 3607 м [2], но в последующем была подтверждена в другом горизонте льда первого типа (3561 м) [6]. Интересно, что данные горизонты разделены между собой слоем льда толщиной 47 м и возрастом около 5 тыс. лет.

Термофильные бактерии, обнаруженные по ДНК-отпечаткам в озерном льду первого типа, по всей видимости, обитают не в самой воде озера (температура $2^{\circ}\text{C} \div -3^{\circ}\text{C}$), а в его основании [2]. Было предположено, что они могут жить в относительно теплых ($40-60^{\circ}\text{C}$ на глубине 2–3 км) анаэробных осадочных породах, богатых диоксидом углерода и водородом, в глубоких разломах на дне или окрестностях озера и выбрасываться/выноситься в мелководный залив озера (где образуется озерный лед первого типа) в результате сейсмотектонической активности, периодически происходящей в районе озера Восток [11] (рис. 5). Существует несколько геологических и геофизических подтверждений такого сценария [2, 7]. Следует подчеркнуть, что находка термофильных бактерий в озерном льду дала импульс для пересмотра целого ряда геологических и геофизических параметров озера Восток, что сделало его наиболее полно изученным из всех подледниковых озер Антарктиды и, тем самым, наиболее желанным объектом для проникновения.

Имея в виду окислительно-восстановительные реакции, возможные в озерном льду первого типа, было предпринято специальное исследование с целью обнаружения ДНК-отпечатков двух других групп хемоавтотрофов, которые могли бы существовать в данных условиях, а именно метаногенных архебактерий и сульфат-редуцирующих бактерий. Однако ни ПЦР с праймерами, специфичными для архебактерий, ни тщательный анализ рДНК клоновых библиотек на присутствие сульфат-редуцирующих бактерий не дали результатов. Отметим, что это полностью согласуется с данными по газовому содержанию в озерном льду первого типа — отсутствию метана и сульфида водорода. Таким образом, вопрос о жизни в озере Восток остается до сих пор открытым.

Результаты ДНК-анализа озерного льда были подтверждены прямыми методами флуоресцентной и лазерной конфокальной микроскопии, сканирующей элек-

тронной микроскопии и проточной флуориметрии. Все методы микроскопии не позволили обнаружить микробные клетки в тщательно деконтаминированном озерном льду. Лишь метод проточной цитофлуориметрии позволил определить концентрации клеток в концентрированных образцах воды в пределах 0,6–9 клеток на мл воды для озерного льда обоих типов. Полученный результат, который оказался на 2–3 порядка ниже, чем ранее опубликованные данные [5, 8], свидетельствует о крайне низкой биомассе во льду, образованном из воды озера Восток, и подчеркивает важность строгой деконтаминации образцов льда [3].

Подводя итоги, отметим, что озерный лед первого типа характеризуется очень малой и неравномерно распределенной биомассой, которая может и не иметь прямого отношения к воде озера. Это косвенно свидетельствует о том, что и водный столб (по крайней мере, его поверхностный слой) должен характеризоваться очень бедной микробной жизнью, если таковая там вообще существует, ибо из идентифицированных находок аутентичной (для льда) пока остается одна – хемолитоавтотрофная термофильная бактерия.

На основании уже полученных результатов можно сделать предположение, что озеро Восток может быть единственной в своем роде сверхчистой (почти стерильной) гигантской водной системой на нашей планете (бактериальной планете) и, тем самым, служить уникальной экспериментальной площадкой для отработки методов поиска жизни за пределами Земли на ледовых планетах и лунах. Дальнейшее изучение этого вопроса (о существовании жизни в озере Восток) предполагает исследование новых образцов озерного льда, находящегося намного ближе к открытой воде озера, далее, при проникновении в озеро, – изучение различных горизонтов водного столба и в заключение – изучение осадочных пород озера, которые в отличие ото льда и воды наиболее вероятно содержат микробную жизнь.

Выражаем благодарность Российской антарктической экспедиции и Санкт-Петербургскому государственному горному институту за образцы кернов льда Восток. Работа выполнена в рамках ФЦП «Мировой океан» (подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики») и гранта РФФИ 05-05-66806-НЦНИЛ. Исследование также было поддержано ЕННО «Восток» (GDRE «Vostok»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Alekhina I.A., Marie D., Petit J.R. et al. Molecular analysis of bacterial diversity in kerosene-based drilling fluid from the deep ice borehole at Vostok, East Antarctica // FEMS Microbiology Ecology. 2007. Vol. 59. P. 289–299.
2. Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M. et al. DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: implications for searching for life in extreme icy environments // Int. J. Astrobiology. 2004. Vol. 3. P. 1–7.
3. Jouzel J., Petit J.R., Souchez R. et al. More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok, Antarctica // Science. 1999. Vol. 286. P. 2138–2141.
4. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q. et al. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. Vol. 381. P. 684–686.
5. Karl D.M., Bird D.F., Bjorkman K. et al. Microorganisms in the accreted ice of Lake Vostok, Antarctica // Science. 1999. Vol. 286. P. 2144–2147.
6. Lavire C., Normand P., Alekhina I. et al. Presence of *Hydrogenophilus thermoluteolus* DNA in accretion ice in the subglacial Lake Vostok, Antarctica, assessed using rrs, cbb and hox // Environ. Microbiol. 2006. Vol. 8. P. 2106–2114.
7. Petit J.R., Alekhina I., Bulat S. Lake Vostok, Antarctica: Exploring a subglacial lake and searching for life in an extreme environment // Lectures in Astrobiology. Berlin: Springer, 2005. Vol. 1. P. 227–288.

8. Prisco J.C., Adams E.E., Lyons W.B. et al. Geomicrobiology of subglacial ice above Lake Vostok, Antarctica // *Science*. 1999. Vol. 286. P. 2141–2144.
9. Prisco J.C., Kennicutt II M.C., Bell R.E. et al. Exploring subglacial antarctic lake environments // *EOS*. 2005. Vol. 86. P. 193, 197.
10. Siegert M.J., Carter S., Tabacco I., Popov S., Blankenship D.D. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes // *Antarctic Science*. 2005. Vol. 17. P. 453–460.
11. Studinger M., Bell R.E., Karner G.D. et al. Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205. P. 195–210.
12. Willerslev E., Cooper A. Ancient DNA // *Proc. R. Soc. B*. 2005. Vol. 272. P. 3–16.
13. Wingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A. et al. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // *Nature*. 2006. Vol. 440. P. 1033–1036.

S.A.BULAT, I.A.ALEKHINA, J-R.PETIT, V.YA.LIPENKOV, V.V.LUKIN

BIOGEOCHEMICAL ASSESSMENT OF LIFE POTENTIAL OF SUBGLACIAL LAKE VOSTOK, EAST ANTARCTICA

The objective of the study was to estimate microbial content of accretion ice originating from the water of the subglacial Lake Vostok buried beneath 4-km thick East Antarctic ice sheet with the ultimate goal to discover microbial life in this extreme icy environment. The DNA study constrained by Ancient DNA research criteria was used as a main approach. The flow cytometry was implemented for cell counting.

As a result, both approaches showed that the Lake Vostok accretion ice contains the very low unevenly distributed biomass indicating that the water body (at least upper layer close to the ice-water boundary) should also be hosting a highly sparse life.

*Up to now, the only accretion ice featured by presence of mica-clay sediments allowed the recovery a few bacterial phylotypes. This unexpectedly included the chemolithoautotrophic thermophile *Hydrogenophilus thermoluteolus* and three more unclassified phylotypes all passing numerous contaminant controls. In contrast, the deeper and cleaner accretion ice with no sediments presence and near detection limit gas content gave no reliable signals. The deep glacial ice horizons just above the lake also showed no confident DNA signals, thus, serving a life-barrier between the Lake Vostok ecosystem and surface biota for at least 15 Ma. All these findings and farther (expectations) are discussed in terms of unusual biogeochemical environment of the lake.*

Thus, the question «Is there life and which life forms» remains to discover. In general, the results obtained testify that the search for life in the Lake Vostok is constrained by a high chance of forward-contamination. The subglacial Lake Vostok may be viewed as the only exceptionally clean (near-sterile) giant aquatic system on the Earth which could provide a unique test area for searching for life on icy planets and moons.

ОТЕЧЕСТВЕННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ ЭКОСИСТЕМ АНТАРКТИКИ – 50 ЛЕТ

А.В.НЕЕЛОВ¹, И.С.СМИРНОВ¹, М.В.ГАВРИЛО²

¹ – Зоологический институт РАН

² – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Посвящается 185-летию открытия Антарктиды русскими моряками, 95-летию лидера отечественных биологических антарктических исследований члена-корреспондента РАН А.П.Андрияшева и 50-летию Первой Комплексной антарктической экспедиции.

Статья посвящена истории отечественных биологических исследований в Антарктике: в водах Южного океана, на континенте Антарктида и на прилегающих островах. Приводятся основные научные результаты, полученные за 50 лет активных и интенсивных работ по изучению антарктической биоты: флоры, фауны, микробиоты, ее экосистем и биоресурсов, охране уникальной природы Антарктики. Подчеркивается выдающийся вклад отечественных работ в познание биоразнообразия антарктической биоты, биологии и экологии составляющих ее видов, структуры и функционировании морских, наземных и пресноводных экосистем, авифауны. Отмечены нерешенные вопросы и основные перспективные направления фундаментальных и прикладных исследований на ближайшее будущее.

Начало изучения антарктической биоты, ее флоры, фауны, микробиоты и экосистем в целом было положено отечественными учеными во время Первой КАЭ 1955/56 г. В первой экспедиции к берегам шестого континента на д/э «Обь» и «Лена» участвовали биологи из институтов АН СССР и ВНИРО, в том числе ныне здравствующий и активно работающий лидер российских антарктических исследований, чл.-корр. РАН А.П.Андрияшев. В течение 50 лет интенсивных, зачастую пионерских полевых и камеральных исследований морской, в первую очередь, и наземной фауны и флоры Антарктики были получены во многом уникальные фактические результаты и сделаны фундаментальные теоретические обобщения в изучении антарктической биоты, которые сразу же выдвинули отечественных ученых в мировые лидеры, а советскую, ныне российскую биологическую науку в число ведущих научных школ в деле исследования Южного океана и шестого континента.

Активные и весьма плодотворные натурные исследования биологов в различных районах Южного океана и на континенте во время первых трех КАЭ и затем в 8-й САЭ дали в руки наших исследователей, уже имевших к тому времени богатый опыт работ в Арктике и дальневосточных морях, обильные по тем временам материалы. В результате были сделаны первые крупные обобщения по биоразнообразию, особенностям структуры, распространения донной флоры и фауны, биоценологических особенностей распределения зообентоса на шельфе антарктических морей, а также по особенностям размещения наземной биоты на континенте и адаптациям отдельных видов. Были проведены первые сравнения поляр-

ных флор и фаун, которые были подтверждены и развиты дальнейшими исследованиями и послужили позднее основой для развития российскими биологами концепции таксономической и биоценотической биполярности.

Во-первых, орудия лова приносили столь богатые сборы морской донной и пелагической флоры и особенно фауны, что обилие видов животных в каждой пробе вызывало всеобщее удивление, при этом подавляющее число слагающих биоценозы видов всех экосистем были эндемиками. Уже в этих экспедициях впервые для Южного полушария были осуществлены количественные исследования донной фауны, показавшие смену (изменение) обилия отдельных групп животных в биоценозах по мере увеличения глубины. Значения биомассы здесь достигали 450–500 г/м² на глубинах 100–500 м, что превышало величину биомассы на сходных глубинах даже в самых продуктивных районах Мирового океана, хотя основную массу составляли «некормовые» виды животных. Во-вторых, поражал размер многих видов, что было также необычно для полярной биоты, и это явление терминологически получило название «гигантизма». В-третьих во многих местах у берегов Антарктиды была выявлена богатая и разнообразная по составу (свыше 100 видов) флора макрофитов. В-четвертых, и это тоже было весьма необычно для высоких широт, ярко выраженная мозаичность распределения донной фауны и ее сложная биоценотическая структура – полимиксность, обусловленная преобладанием смешанных грунтов и их разнообразием [20, 21, 41, 42, 48, 87]. В дальнейшем все эти обобщения, сделанные в то время еще на относительно небольших материалах, были подтверждены и развиты последующими разнообразными отечественными и зарубежными исследованиями в Антарктике, в частности на мелководье антарктических шельфов [31–37, 39, 71], что было осуществлено впервые в мировой науке.

С самых первых дней работы в Антарктике много внимания было уделено и продолжает уделяться и поныне рыбам. Вскоре появляются не только сообщения о поимке новых и редких видов антарктических рыб, но и сводные отечественные работы по рыбам Антарктики как результат первых экспедиций в воды Южного океана [3, 4]. Начатые в 1965 г. широкомасштабные рыбохозяйственные экспедиции принесли не только новые данные по биоразнообразию и особенностям распространения антарктических рыб, но также по их биологии и экологии, определенный итог которым был подведен в обобщающих сводках Ю.Е.Пермитина [73, 74] и А.П.Андрияшева [10]. Особенности же распространения антарктических рыб и других животных Южного океана, как и зоогеографического деления южнополярной области Земли, приведены на картах нового Атласа Антарктики [14, 19].

Наиболее характерной чертой всех первых работ в Южном полушарии была комплексность советских антарктических биологических экспедиций, в которых наряду с морскими работами проводились также исследования наземной растительности, орнитологические работы и осуществлялось изучение биоты пресных вод континента и прибрежных районов антарктических морей, в том числе микробиоты [48, 50, 56–59]. Однако микробиологические работы вскоре были прекращены или минимизированы, а результаты первых исследований в дальнейшем были подвергнуты основательной критике из-за их методического несовершенства и претерпели существенную корректировку [90]. Отечественными специалистами был внесен значительный вклад в изучение одной из основных групп пресноводного планктона – коловраток, фаунистический состав которых систематизировала Л.А.Кутикова [60].

Во время всех сезонных морских работ постоянно проводилось разностороннее исследование фито- и зоопланктона, его таксономического состава, особенностей пространственного распределения и географического распространения, продукционных показателей и биомассы отдельных компонентов планктона.



Рис. 1. Е.Н.Грузов около гигантской губки на глубине 45 м в море Дейвиса

С большей или меньшей периодичностью и масштабностью полевых работ эти исследования продолжают вплоть до настоящего времени.

Одним из важнейших этапов гидробиологических работ была организация и проведение двух сезонных (в составе 11-й в 1965/66 г. и 13-й САЭ в 1967/68 г.) и круглогодичной под руководством Е.Н.Грузова (в 16-й САЭ: 1970–1972 гг.) легководолазных экспедиций ЗИН РАН, когда впервые в истории изучения Антарктики были исследованы с помощью акваланга прибрежные участки шельфа и криопелагические (подледные) биоценозы в море Дейвиса в районе обсерватории Мирный. Во время этих работ были проведены фенологические исследования донных сообществ животных и водорослей (до глубины 60 м) (рис. 1) и прибрежных криопелагических биоценозов у архипелага Хасуэлл, а также продукционных циклов в этих экосистемах [31, 32, 34, 39]. Также был впервые собран великолепный коллекционный материал с недоступных для судового траления малых глубин. В дальнейшем аналогичные работы были осуществлены сотрудником ИО РАН И.А.Мельниковым на польской станции им. Генриха Арцтовского на о. Кинг-Джордж, а также в Арктике, и затем на дрейфующей станции «Уэдделл-1» [65]; сходные работы, но в значительно меньшем масштабе, осуществил в конце 1980-х гг. немецкий гидробиолог М.Раушерт на нашей станции Беллинсгаузен, приведя в своей работе отличные фотографии сублиторальных видов донных животных [98].

Значительный прогресс в познании антарктической биоты был получен в результате рыбохозяйственных исследований в Южном океане, планомерное начало которым было положено в 1965 г. на НПС «Академик Книпович», после рекогносцировочного рейса РТ «Муксун» в 1963 г., показавшего присутствие потенциально возможных для организации промысла скоплений криля и некоторых видов рыб в антарктических водах. За 26 лет интенсивных экспедиционных исследований было сделано несколько сот научно-промысловых рейсов судов системы МРХ СССР в различные районы Антарктики; так, только АтлантНИРО и Запрых-промразведка за этот период провели около 200 экспедиций преимущественно в Атлантический сектор Антарктики [82, 88]. Участвовали в изучении собственно живых биологических ресурсов вод Южного океана и окружающей природной среды ученые всех институтов системы ВНИРО и специалисты Рыбпромразведок. Эти экспедиции в Антарктику дали уникальные научные материалы в руки исследователей самых разных направлений биологических и сопряженных наук; были открыты богатейшие промысловые ресурсы криля и рыб антарктических вод [84, 93], при этом рыбы оказались, к несчастью, чрезвычайно чувствительными к воздействию на них неконтролируемого крупномасштабного промысла. Существовавший же в то время запрет на публикацию результатов этих работ в открытой печати привел к потере отечественного приоритета не только в чисто рыбопромысловых исследованиях, но и во многих направлениях биологии промысловых и непромысловых видов животных Антарктики. Лишь накопленные коллекционные материалы позволили отечественным ученым внести значительный вклад в познание таксономического состава и структуры донной и пелагической фауны Антарктики. Вместе с тем исследования специалистов институтов МРХ и АН внесли чрезвычайно весомый вклад в познание состава, структуры и функционирования пелагических экосистем Южного океана, в особенности криля, и абиотических факторов среды, обуславливающих исключительно высокую биологическую продуктивность антарктических вод [26, 27, 61, 63 и многие другие работы этих и других авторов].

Очень плодотворными оказались исследования, которые были проведены на китобойных флотилиях «Слава» и затем «Советская Украина», в особенности В.Л.Юховым, который, изучая питание кашалота в антарктических водах, использовал его как посредника в исследовании особенностей биологии и распределения самых крупных рыб Антарктики – клыкачей и кальмаров, являющихся в этих водах основными объектами питания этого кита. Именно с «помощью» кашалота Юхову удалось открыть факт миграции взрослых особей антарктического клыкача от берегов континента, где он размножается и проводит первые годы жизни до половозрелости, за тысячи миль в открытую пелагиаль Южного океана для питания кальмарами и пелагическими рыбами [94]. Ныне в водах Южного океана осуществляется активный ярусный промысел патагонского и антарктического клыкачей, начало которому было положено экспериментальным ловом рыбаков Севрыбы в районе Скал Шаг в 1985 г. [47, 93].

Рыбохозяйственные работы с некоторыми перерывами продолжались до 1990 г., но с 1991 г. были приостановлены из-за полного прекращения исследований и отечественного промысла в водах Антарктики. Лишь в 2000 г., впервые после многолетнего перерыва, были проведены новые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом секторе Южного океана на двух судах «Атлантида» (АтлантНИРО) и «И.Захаров» (ВНИРО и Севрыбпромразведка) с задачами выяснить состояние хода восстановления промысловых запасов рыб и криля в традиционных районах промысла в этом регионе Антарктики.

Начиная с 1982 г., когда была подписана Конвенция по сохранению морских живых ресурсов Антарктики и создан одноименный международный Комитет –

АНТКОМ, или CCAMLR, нашей страной было внесено в базу данных этой организации наибольшее по объему количество первичных данных и материалов по биологии, распределению, численности и промысловому использованию биоресурсов [К.В.Шуст, личное сообщение].

В настоящее время этот вклад нами очень мало дополняется, а резкое снижение нашей исследовательской и рыбохозяйственной деятельности в Южном океане может пагубно отразиться не только на наших приоритетных позициях в вопросах использования живых биологических ресурсов, но и при вероятном пересмотре международного статуса Антарктики и ее отдельных районов, в первую очередь шельфов. В этой связи было бы своевременно и целесообразно уже сейчас вернуть наш исследовательский и добывающий флот в воды Антарктики для продолжения столь успешно начатых ранее работ по комплексному изучению экосистем, их продукционных возможностей и сырьевой базы и, конечно, промысла.

Особое значение имеют исследования пелагиали и ее населения, напрямую связанные с продуктивностью антарктических вод, и особенно абиссальных и ультраабиссальных глубин антарктических вод Южного океана, которые были проведены на судах АН СССР «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев» и других в 1960–1970 гг. и дали уникальные материалы по фауне, в том числе рыб, Южного Оркнейского и Южного Сандвичева (здесь до глубины около 8200 м) желобов и желоба Маккуори-Хьюорт, которые до сих пор остаются не повторенными. Весьма существенный вклад в исследования биоты Южного океана внесли работы немецкого ледокола «Поларштерн» в море Уэдделла, в двух рейсах которого (1996 и 2000 гг.) и особенно в обработке материалов из этого моря принимали активное участие и специалисты Зоологического института [76, 77]. В результате донная фауна моря Уэдделла в настоящее время является наиболее изученной среди фаун всех антарктических морей [97]; ныне в ней обнаружено уже более 1500 видов донных животных, но по многим группам даже имеющиеся материалы еще до конца не обработаны.

При сравнении с арктическими морями по числу выявленных к настоящему времени видов – более 1500 (1059 в 2000 г., [97]), море Уэдделла можно поместить между Баренцевым – 2504 и Карским – 1387 видов. Антарктическая морская фауна характеризуется не только богатым видовым составом, но и высокой степенью эндемизма ее представителей, превышающей по некоторым группам беспозвоночных 60 % от их общего выявленного видового состава. Самому большому морю Антарктики – Уэдделла – также присущи эти черты. Помимо этого, фауна моря Уэдделла обладает рядом особенностей, выделяющих ее из ряда фаун соседних акваторий. Согласно правилу Уоллеса, видовое разнообразие увеличивается при продвижении от высоких широт к низким. Однако сравнение высокоширотной фауны моря Уэдделла с фауной соседнего с ним Магелланова района, расположенного много севернее, обнаруживает нарушение этого правила для некоторых групп морских донных животных. Видовое разнообразие ряда групп: актинии, кумовые раки и мшанки (*Actiniaria*, *Cumacea*, *Bryozoa*) – в море Уэдделла почти не уступает таковому в Магеллановом районе, а в других – губки, морские пауки, голотурии, морские звезды и офиуры (*Porifera*, *Pantopoda*, *Holothuroidea*, *Asteroidea*, *Orphiuroidea*) даже значительно выше. Причем число видов губок, морских пауков, звезд и офиур в море Уэдделла в два с лишним раза превышает таковое в Магеллановом районе. Следует также добавить, что и в количественном отношении фауна моря Уэдделла не только не уступает фауне северного соседа, но на некоторых участках дна превосходит ее.

Такое высокое качественное и количественное обилие биоты в море Уэдделла, как было показано в недавней работе авторов вместе с Б.И.Сиренко [83],

обусловлено комплексом абиотических и биотических факторов этого региона Южного океана, резко отличающихся от таковых в Магеллановом районе, три из них наиболее существенно влияют на увеличение обилия жизни этого моря Антарктики: трофические условия, гидрологические условия, биоценотическая обстановка.

В первую очередь, конечно, влияют трофические условия, или питание. Высокое содержание биогенов, благодаря активным динамическим процессам, способствует развитию богатого фитопланктона. Обилие последнего сказывается на увеличении биомассы зоопланктона. Большое количество органики, произведенное в верхней толще воды, в виде живого и мертвого фито-, зоопланктона и их фекалий (пеллетт), погружаясь на дно, обеспечивает питанием богатое донное население шельфа и склона и способствует увеличению его продуктивности и общей биомассы бентоса. Море Уэдделла расположено в системе круговорота Уэдделла — циклонической циркуляционной системы, формирующейся южнее Полярной фронтальной зоны [15, 46]. Стабильность этой циркуляционной системы способствует постоянному и обильному присутствию криля в зоне ее действия [63]. Огромные массы криля, появляющиеся у северной оконечности Антарктического полуострова и проходящие по северной окраине круговорота Уэдделла шлейфом до 20–25° в.д., далее с водными массами заворачивают на востоке круговорота на юг, а затем вдоль материка на запад, возвращаясь, в конце концов, снова в море Уэдделла, где часть живой и большая часть мертвой органики потребляется донными (бентосными) организмами. В течение тысячелетий в море Уэдделла оседающая на дно из поверхностных слоев концентрированная органика давала возможность развиваться богатым поселениям сидячих организмов. Разрушение (деструкция) микроорганизмами богатой органики на дне и в толще воды моря Уэдделла регулярно снабжало и снабжает воды круговорота новыми биогенами. В некотором смысле море Уэдделла можно назвать своеобразным аккумулятором, который обеспечивает стабильное пополнение зоопланктоном (в том числе крилем) всю зону круговорота Уэдделла.

Большое видовое разнообразие фауны, в том числе многих групп бентоса напрямую зависит от количества экологических ниш, которые, в свою очередь, зависят от разнообразия фаций. Если в Магеллановом районе явно наблюдается разнообразие донных фаций, то в изученных районах моря Уэдделла, наоборот, — однообразие фаций (однообразие грунтов, отсутствие проливов, островов и т.п.). Фауна моря Уэдделла с успехом «вышла из такого затруднительного положения». Она сформировала сложную структуру донных сообществ обрастателей и биоценологических отношений между ними. Основу фауны моря Уэдделла на шельфе составляют крупные губки, ветвистые мшанки, крупные колониальные и одиночные асцидии, колонии птеробранхий, различных кишечнополостных, прикрепляющиеся к грубообломочному материалу и друг к другу. Вся эта масса видов-обрастателей, стремясь вытянуться вверх, насколько это возможно, ближе к сестону — взвешенному в воде органическому веществу, основному источнику пищи, который разносится течениями, — образовала многоэтажные поселения. Самыми высокими и массивными оказываются губки, остальные сидячие сестонофаги нередко прикрепляются на теле более высоких гидробионтов. В результате образуются поселения, состоящие из нескольких ярусов, то есть некая «многоэтажность» биотопов, в каждом из которых условия для прикрепления и питания различаются. Многие подвижные организмы (офиуры, лилии, голотурии и др.) забираются, по возможности, в самый верхний ярус. По-видимому, ярусное распределение сидячих организмов компенсирует недостаток разнообразия донных фаций в море Уэдделла и увеличивает число экологических ниш, или, точнее, трофических лицензий. Это, в свою очередь, способствует увеличению видового разнообразия, даже по сравнению с более северным нотальным регионом, каковым является

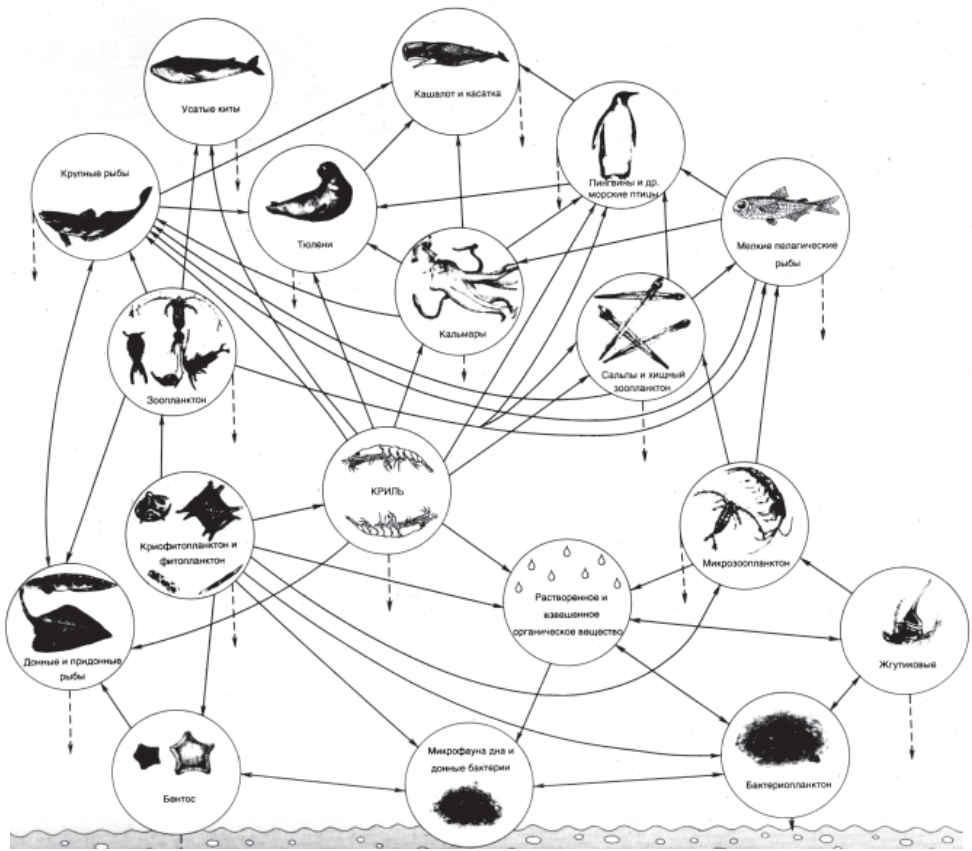


Рис. 2. Пищевые связи в антарктических морских экосистемах

Магелланов район [76]. Все это в равной мере должно быть присуще и другим окраинным антарктическим морям, большинству которых, насколько это известно ныне [16, 23], также присущи свои локальные круговороты, ранее описанные как прибрежные противотечения западного направления [85, 86], но степень изученности биоразнообразия, структуры и распределения донных биоценозов которых несравненно меньшая к настоящему времени, чем таковая моря Уэдделла [83, 97]. Однако весь комплекс современных знаний о структуре и трофических связях во всех экосистемах антарктических вод позволил составить общую схему пищевых цепей между основными их компонентами, где центральным звеном, бесспорно, является криль, а верхним звеном в трофической цепи являются млекопитающие (киты и тюлени) и птицы (пингвины, трубконосые и другие) [69] (рис. 2), хотя по общей вторичной (животной) продукции (биомассе) в сыром весе криль занимает лишь третье место – 5 %, значительно уступая планктону – 56 % и даже, как теперь выяснено, сальпам – 39 % [28].

Накопленный за весь этот период исследований фактический материал позволил сделать ряд новых крупных обобщений и теоретических заключений. Отметим, кроме вышесказанного, лишь некоторые наиболее значимые.

Для многих видов обосновано циркумполярно-антарктическое распространение; выявлено много новых, ранее неизвестных науке видов животных и растений. Очень многие виды в разных группах животных имеют значительный вертикаль-

ный диапазон распределения по глубине (например, морские звезды [38] и офиуры [40], и максимум видового разнообразия (как и численности и биомассы донных животных, включая рыб) приходится на район бровки шельфа, т.е. на глубины 500 м у материка и 350–300 м в районах антарктических островов. На преимущественно антарктическом материале была разработана схема вертикальной зональности морской донной фауны с выделением новых вертикальных зон жизни: псевдобатииали, псевдоабиссали, талассобатииали – бесшельфовой океанской батииали подводных гор, банок, гайотов [6, 9]. Была обоснована особая ледовая, или криопелагическая, зона жизни, связанная с нижней поверхностью прибрежных или дрейфующих льдов, существование которой отмечал в описании своих путешествий знаменитый капитан Джеймс Кларк Росс еще в XIX веке [5, 7, 8]. Ныне получила обоснование и биотопическая биполярность криопелагических сообществ Арктики и Антарктики, а самой ледовой зоне И.А.Мельников [64, 66] присвоил название «Криаль». Обоснована формообразующая роль криля как длительно действующего эволюционного фактора, приведшего к образованию вторичнопелагических, донных по происхождению, видов крилеядных рыб [10, 13], а также многих видов кальмаров, птиц, включая пингвинов, и тюленей (тюлень-крабоед) – облигатных крилефагов, не говоря уже об усатых китах, ежегодно мигрирующих в воды Антарктики для откорма именно крилем.

Выявлена структура пелагических экосистем Южного океана [26, 27], и выявлена значительная роль салпы в их трофических цепях. Продемонстрировано, что салпы могут существенно влиять на состав и количественное распределение фито- и зоопланктона, выедавая отдельные их компоненты [28, 29]. Нужно, правда, отметить, что и сами салпы служат пищей некоторым видам антарктических рыб, в частности, факультативно скваме (*Lepidonothoten squamifrons*) [91] и иногда как основная пища нототении Кемпа (*Lepidonothoten kempi*) (собственные данные).

Наконец, в последние годы была выявлена и описана преимущественно отечественными ихтиологами богатейшая фауна вторичноантарктических, северо-тихоокеанских по происхождению, липаровых рыб (сем. Liparidae) Южного океана, насчитывающая ныне 112 видов 7 родов. Именно здесь у берегов Антарктиды и в прилежащих водах, преимущественно на батииальных глубинах, липаровые рыбы дали вторичный центр видообразования, проникнув затем и в ультраабиссальные желоба. Морфологическое сходство североатлантических представителей семейства именно с антарктическими видами, а не с тихоокеанскими позволило обосновать концепцию расселения липаровых рыб в историческое время из приантарктических вод вдоль срединноокеанических хребтов в различные районы Южного океана и далее вплоть до Северной Атлантики и отсюда в глубины Центрального Полярного бассейна [11, 12]. Наибольший вклад в фундаментальные и многие частные вопросы изучения морской биоты Антарктики внес член-корреспондент РАН проф. А.П.Андряшев (рис. 3), бесспорно считающийся ныне всей мировой научной общественностью лидером отечественных антарктических биологических исследований [68, 72].

Фактическое прекращение с 1991 г. отечественных натурных биологических исследований в Антарктике привело за 10 лет не только к уменьшению геополитической роли России в мировой науке и ее влияния на развитие биологических исследований в Южном океане и на материке, но и к потере нашего лидерства в изучении биоты Антарктики. Поэтому на настоящем этапе первоочередной задачей является восстановление Россией отечественных натурных исследований в Южном океане и Антарктике в целом, чему должны способствовать увеличение финансирования, постройка нового исследовательского судна и работы в течение Международного полярного года.

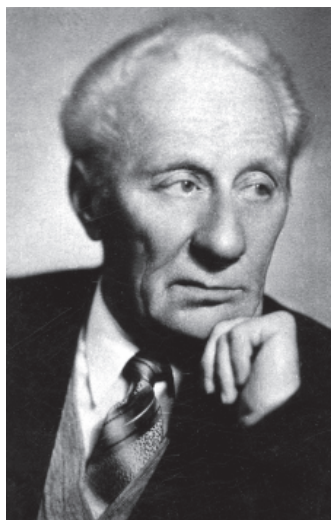


Рис. 3. Лидер отечественных антарктических биологических исследований, член-корреспондент РАН А.П.Андряшев

Морские птицы (пингины и преимущественно трубконосые), именно к этой экологической группе относятся практически все представители антарктической орнитофауны, представляют собой связующее звено между экосистемой Южного океана и ледяного континента. Отечественные орнитологические исследования были начаты в первых антарктических экспедициях и с разной интенсивностью велись на протяжении всей деятельности КАЭ/САЭ/РАЭ. Выбор конкретных тем исследований определялся интересами специалистов и возможностями сбора материала.

Во время первых экспедиций традиционно главное внимание уделяли составу авифауны и географии птиц, что нашло отражение и в первом «Атласе Антарктики» [49, 51–54, 62]. В эти же годы было начато и изучение экологии птиц, адаптаций к обитанию в суровом климате южнополярной области. Экологические исследования пингинов и буревестников в гнездовой период (фенология гнездового цикла, демография, линька, морфометрия, особенности поведения, энергетика, терморегуляция) получили наибольшее развитие в 1970-е гг. в работах В.М.Каменева [43–45 и др.]. После 20-летнего перерыва исследования российских орнитологов на антарктических станциях Мирный и Беллинсгаузен были возобновлены в середине 1990 гг. Современные работы имеют природоохранную направленность, уделяется внимание антропогенному влиянию на популяции антарктических птиц и мониторингу экосистем. Учитывая широкие экосистемные связи морских птиц и их положение на вершине трофической пирамиды, их используют в качестве индикаторов состояния окружающей среды. В частности, для индикации состояния морской экосистемы Антарктики было предложено выбрать снежного буревестника *Pagodroma nivea* (рис. 4) [24].

Морской период жизни птиц также не оставался без внимания отечественных зоологов. Наиболее значимый вклад в это направление внес В.П.Шунтов [92 и др. его работы], который вместе с коллегами провел ширококомасштабные учеты птиц в открытых водах Южного океана. Особенности распространения птиц в водах Антарктики и трофическим связям трубконосых птиц и китообразных, осваивающих сходные пищевые ресурсы антарктической пелагиали, посвятил ряд работ Л.В.Корабельников в 1970–1980 гг., а также и другие исследователи. В по-



Рис. 4. Снежный буревестник *Pagodroma nivea* – вид-индикатор состояния морской экосистемы Антарктики (на гнезде)

следнее десятилетие в морской части РАЭ учеты морских птиц и млекопитающих ведутся на достаточно регулярной основе [95, 96]. К сожалению, эти работы носят попутный характер и не подкрепляются судовыми океанологическими и гидробиологическими наблюдениями.

Особый интерес представляют работы по морфологии, морфо-функциональным, физиологическим и биохимическим адаптациям антарктических птиц, механизмам глубокой адаптации к длительному обитанию в морской среде, являясь массовыми потребителями криля, рыб и головоногих. Эволюция и родственные связи представителей древних групп морских птиц Южного океана: пингвинов и трубконосых – на основе морфофункционального анализа их челюстного аппарата прослежены в работах Ф.Я.Держинского и его школы.

В заключение необходимо упомянуть о малоизученном аспекте экосистемной роли морских птиц Антарктики – их связи с паразитами и комменсалами. Считается, что фауна и население эктопаразитов и сапрофитов морских птиц крайне бедна, благодаря образу жизни хозяев, связанному с соленой водой. Тем не менее в результате новых исследований, начало которым было положено еще после первых экспедиций в Антарктику, обнаружены интересные находки, в т.ч. выявлены новые таксоны перьевых клещей [67] и панцирных клещей-орибатид [55], [78, 79]. Предполагается значительная роль широко мигрирующих морских птиц в распространении непаразитических почвенных микроартропод и заселении этими нелетающими животными антарктической суши с помощью птиц. В то же время, исследования почвенных беспозвоночных – коллембол (ногохвосток), начатые еще во времена первых экспедиций [30], в дальнейшем, к сожалению, продолжены не были. Ныне возобновлены исследования биоразнообразия антарктических нематод – паразитических и свободноживущих в таллуме лишайников животных группы червей [99], ранее уже изучавшихся в ЗИН РАН [89].

Вновь начаты исследования наземных и пресноводных экосистем. Уже имеются первые результаты: взяты пробы воды с различных подледных горизонтов озера Радок, расположенного вблизи станции Прогресс. Возобновлены и уже в трех РАЭ активно проводятся сезонные ботанические исследования лишенофлоры в разных районах континента и на о. Кинг Джордж, в том числе лишенометрические работы; получены новые богатые материалы по региональным флорам, в том числе уникальные по ранее очень фрагментарно или вообще никогда не исследованным территориям — район озера Радок и массив Шо, где выявленное биоразнообразие лишайников ныне представлено 54 видами [1, 2].

Считаем своим долгом отметить, что, несмотря на значительные успехи в деле изучения морской биоты Антарктики, огромные возможности были безвозвратно упущены. Из сотен научных рейсов судов системы МРХ СССР в Антарктику лишь в пяти рейсах были собраны и доставлены в научные институты полноценные коллекции донных животных, во многих рейсах не было собрано никаких коллекций вообще, даже рыб. Сейчас, когда прошло уже свыше 15 лет со времени прекращения крупномасштабного промысла в водах Антарктики, одной из самых насущных задач является изучение сукцессионных процессов в экосистемах, подвергшихся катастрофическому воздействию промысла. Так, в знаменитой долине Бородатова на шельфе о. Южная Георгия интенсивный промысел привел к существенной перестройке таксономической структуры донных биоценозов из-за механического воздействия на них тралов и огромного, так и оказавшегося неучтенным, влияния отбросов промысла на донные сообщества в таких районах, на что авторы уже обращали внимание раньше [70].

Результаты исследований российских ученых в Антарктике опубликованы в сотнях научных статей в различных отечественных и зарубежных журналах и сборниках, в 9 томах серии «Исследования фауны морей» — «Результаты отечественных биологических антарктических экспедиций», издаваемых ЗИН РАН, в нескольких монографиях, часть из которых опубликована за рубежом, в нескольких томах Трудов Института океанологии РАН, в сборниках «Антарктика» (ныне «Арктика и Антарктика») и двух специальных «биологических» номерах «Информационного бюллетеня САЭ (РАЭ)» № 53 и № 116.

В 1968 г. в 4-м томе «Результатов биологических исследований ...» был опубликован Указатель отечественной литературы по биологическим исследованиям в Антарктике, насчитывающий 401 название с 1956 по 1967 г. включительно и частично за 1968 г. [75]. В 2001 г. вышел в свет «Библиографический указатель отечественной литературы по Антарктике (1970–1990 гг.)» под редакцией Н.И.Баркова и Л.М.Саватюгина [22], изданный ААНИИ, где раздел «Биология», правда имеющий, к сожалению, значительные пробелы, насчитывает 1498 наименований печатных работ.

Было сделано очень много докладов на различных совещаниях по всем направлениям биологических исследований в Антарктике и опубликованы сотни тезисов этих докладов. К сожалению, приходится констатировать, что многие пионерские исследования и работы российских ученых, выполненные на материалах, полученных в ходе рыбохозяйственных экспедиций, были безосновательно засекречены чиновниками МРХ СССР. Они не стали тогда достоянием мировой научной общественности и, в силу этого, не получили признания и приоритета в мировой науке, что нанесло непоправимый вред как самим исследованиям, так и геополитическим интересам России в Антарктике. Ради справедливости следует отметить, что зарубежные ученые плохо знакомы с работами русских коллег, вышедших в свое время даже на английском языке в престижных изданиях за границей.

В настоящее время российские ученые, несмотря на практически полное отсутствие натурных работ в Антарктике вот уже в течение более 10 лет, продолжают обрабатывать богатейшие коллекции животных и растений, хранящиеся в фондах российских научных центров, которые были собраны в Антарктике подвижническим трудом нескольких поколений исследователей и простых сборщиков, не профессионалов, за почти полувекшовой период активных исследований. На основе этих коллекций и присылаемых нам для обработки материалов, собранных в различных современных зарубежных экспедициях, российские ученые проводят детальнейшие ревизии различных групп антарктических животных и растений, с целью более полного и точного познания биологического разнообразия южнополярной области Земли, что закладывает основу для формирования комплексного подхода к экосистемному изучению биоты Антарктики и Южного океана в целом как необходимого этапа в организации в этом регионе экологического мониторинга и научно обоснованного рационального (возобновимого и неистощимого) использования богатейших природных биологических ресурсов Антарктики. Практическое осуществление всех этих работ стало возможным благодаря участию 8 институтов РАН, Роскомгидромета, Росрыбхоза, а именно: ЗИН, БИН, ИОРАН, ИОЗРАН, ААНИИ, ВНИРО, АтлантНИРО, а также СПбГУ – в реализации трех Проектов подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» под общим руководством Росгидромета. Два Проекта связаны с непосредственным изучением различных экосистем как на материке Антарктида, так и в Южном океане и созданием базы данных по антарктической биоте, это Проект № 11 – «Проведение комплексного изучения антарктической биоты» и Проект № 12 – «Криаль», в котором реализуются все направления, связанные с всесторонним изучением экосистем морских дрейфующих и припайных льдов.

Если изучение естественной антарктической микробиоты отечественными исследователями практически не проводится уже в течение нескольких десятилетий, о чем было сказано выше, кроме изучения микрофлоры ледовых кернов скважины к подледному озеру Восток, осуществляемого учеными Института микробиологии РАН под руководством С.С.Абызова, и некоторых исследований морского бактериопланктона, то исследования привнесенной микробиоты, являющейся следствием антропогенного воздействия на природные экосистемы материка, в первую очередь, в районах как действующих, так и законсервированных, полярных станций, осуществляется российскими учеными с достаточной интенсивностью уже в течение нескольких последних лет. Эти исследования проводят ученые ААНИИ под руководством Ш.Б.Тешебаева. При этом большое внимание уделяется вопросу адаптационных возможностей привнесенной микрофлоры из разных географических регионов Земли к суровым условиям Антарктиды и ее влияния на природную микробиоту континента.

В настоящее время ученые ЗИН и БИН РАН и ААНИИ успешно развивают работы по составлению компьютерного банка данных по донной фауне и рыбам Южного океана, лишенофлоре и птицам Антарктики и созданию информационно-поисковой системы для пользования этими данными, не имеющими аналогов в мире; разрабатываются компьютерные программы составления карт ареалов, пространственного распространения животных в Южном океане и их вертикального и биоценотического распределения [25, 80, 81]. Это открывает новую страницу в деле изучения океанической биоты, что стало возможным только благодаря многолетним целенаправленным исследованиям отечественных ученых по выявлению биоразнообразия региональных фаун в Южном океане, прежде всего ученых ЗИН РАН и ИОРАН и институтов системы ВНИРО.

Все результаты первых отечественных антарктических экспедиций вкупе со всеми результатами исследований в Антарктике, полученными здесь мировым

научным сообществом за все время работ, были обобщены в двух томах Атласа Антарктики ([17] – карты, [18] – текст). Но огромные ежегодно получаемые массивы данных и результаты научных исследований на шестом континенте и в Южном океане потребовали новых обобщений, и в конце 1980-х гг. отечественные специалисты приступили к созданию карт нового издания Атласа. К сожалению, известные события в стране не позволили осуществить задуманное в срок, лишь в 2005 г. обновленное издание Атласа увидело свет [14] в серии Атлас океанов том VI; значительный раздел в нем составляют и данные по биоте и экологии Антарктики (листы 251–268 и 269–271).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каковы основные направления и задачи новых биологических исследований в Антарктике?

Для наиболее полного представления об истории формирования и становления современной антарктической биоты в целом, организации мониторинга ее биоразнообразия с целью сохранения уникальной фауны и флоры, а также рационального использования антарктических биоресурсов необходим комплексный экосистемный анализ всех структур, слагающих Южный океан: криали, пелагиали, бентали, хадали. При этом для выявления основных закономерностей вертикального распределения фауны, более полного представления таксономической и трофической структуры биоты всех вертикальных зон Южного океана от поверхности до максимальных глубин, в первую очередь необходимы исследования батиаля континентального и островных склонов (на глубинах 1200–3000 м), различных океанических поднятий – талассобатиаля и ложа океана – абиссали (3000–4500 м), как наименее изученных в фаунистическом отношении районов, а также глубоководных желобов, внутришельфовых депрессий и прибрежных малых (0–60 м) глубин. Важной частью этих работ должны стать исследования сукцессионных процессов в районах, подвергшихся значительному или даже сверхсильному антропогенному воздействию на их экосистемы. Прежде всего, это районы бывшего и/или продолжающегося крупномасштабного промысла рыбы и криля, добычи китов, а также районы, непосредственно примыкающие к научным антарктическим станциям, и места активного посещения людьми, связанные с развивающимся полярным туризмом. С другой стороны, актуальны мониторинговые исследования таксономического состава флоры и фауны, состояния популяций наземных и морских экосистем, наиболее быстро и адекватно реагирующих на локальные и глобальные климатические изменения окружающей среды.

Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке Проекта 11 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев М.П. Лишайники региона залива Прюдс (Восточная Антарктида) // Новости сист. низш. раст. 2005. Т. 39. С. 169–178.
2. Андреев М.П. Новые виды лишайников для флоры Восточной Антарктиды // Новости сист. низш. раст. 2006. Т. 40. (в печати).
3. Андрияшев А.П. Батипелагические рыбы Антарктики. Семейство Mucrophidae // Исслед. фауны морей. I (IX). Результаты биологических исследований Советских антарктических экспедиций (1955–1958 гг.). Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 216–294.
4. Андрияшев А.П. Обзор фауны рыб Антарктики // Исслед. фауны морей. II (X). Результаты биологических исследований Советских антарктических экспедиций (1955–1958 гг.). Т. 2. М.; Л.: Наука, 1964. С. 335–386.

5. Андрияшев А.П. О микрофлоре и фауне, связанной с антарктическим припайным льдом // Зоол. журнал. 1967. Т. XLVI. Вып. 10. С. 1585–1593.
6. Андрияшев А.П. Некоторые добавления к системе вертикальной зональности морской донной фауны // Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана: Тез. докл. Ленинград, 18–21 ноября 1974 г. Л.: Наука, 1974. С. 6–7.
7. Андрияшев А.П. О первых рыбах из Антарктики, добытых экспедицией Джеймса К. Росса, и о некоторых вопросах морской криобиологии. 1. Идентификация загадочных рыб «Sphyræna» и «Notothenia phosæ» // Зоол. журнал. 1976. Т. LV. Вып. 6. С. 866–878.
8. Андрияшев А.П. О первых рыбах из Антарктики, добытых экспедицией Джеймса К. Росса, и о некоторых вопросах морской криобиологии // Зоол. журнал. 1978. Т. LVII. Вып. 2. С. 228–239.
9. Андрияшев А.П. О некоторых вопросах вертикальной зональности морской донной фауны // Биологические ресурсы Мирового океана / Ред. П.А.Моисеев. М.: Наука, 1979. С.117–138.
10. Андрияшев А.П. Общий обзор донных рыб Антарктики // Морфология и распространение рыб Южного океана. Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1986. Т. 153. С. 9–45.
11. Андрияшев А.П. О вероятности трансокеанского (неарктического) расселения вторичноглубоководных видов рыб бореального тихоокеанского происхождения до глубин Северной Атлантики и Арктики (на примере семейства Liparidae) // Зоол. журнал. 1990. Т. 69. Вып. 1. С. 61–67.
12. Андрияшев А.П. Липаровые рыбы (Liparidae, Scorpaeniformes) Южного океана и сопредельных вод // Исслед. фауны морей. Т. 53 (61). Сер. «Результаты биол. исслед. Российской антаркт. эксп.» Т. 9. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 475 с.
13. Андрияшев А.П., Токарев А.К. Изученность ихтиофауны и задачи исследований // Тр. Компл. антаркт. эксп. АН СССР. Описание эксп. на д/э «Обь» 1955–1956 гг. М., 1958. С.195–207.
14. Антарктика. Атлас океанов. Т. VI. Флора и фауна / Ред. А.В. Неелов. СПб.: Изд-во ГКУ ВМФ РФ, 2005. Л. 251–268; 269–271.
15. Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В. Циркуляция и структура вод западной части моря Уэдделла по данным натурального эксперимента «Дрейфующая станция “Уэдделл-1”» // Антарктика. 1998. Вып. 34. С. 5–30.
16. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Циклонические круговороты окраинных морей Восточной Антарктиды // Арктика и Антарктика. 2003. Вып. 2(36). С. 126–148.
17. Атлас Антарктики. САЭ. Т. 1. М.; Л.: Гл. упр. геодезии и картографии МГ СССР, 1966. Биология. Л. 127–132.
18. Атлас Антарктики. САЭ. Т. 2. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1969. Биология. С. 477–541.
19. Атлас океанов. Т. VI. Антарктика. СПб.: Изд-во ГКУ ВМФ РФ, 2005. С.250–274.
20. Беляев Г.М. Некоторые закономерности количественного распределения донной фауны в Антарктике // Информ. бюл. САЭ. 1958. № 3. С. 43–44.
21. Беляев Г.М., Ушаков П.В. Некоторые закономерности количественного распределения донной фауны в водах Антарктики // Докл. АН СССР. 1957. Т. 112. № 1. С. 137–140.
22. Библиографический указатель отечественной литературы по Антарктике (1971–1990 гг.) / Под ред. к.г.н. Н.И.Баркова, к.г.н. Л.М.Саватюгина. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 480 с.
23. Ботников В.И., Каньгин А.П., Королев В.К., Пряников С.М. Антарктика: Атлас океанов. Т. VI. СПб.: Изд-во ГКУ ВМФ РФ. 2005. Геострофические течения. Л. 219.
24. Булавинцев В.И., Головкин А.Н., Денисова А.В. Снежный буревестник как перспективный объект комплексного экологического мониторинга в Антарктике. Антарктика. М.: Наука, 1993. Вып. 31. С. 167–178.
25. Воронина Е.П., Смирнов И.С., Лобанов А.Л., Голиков А.А., Неелов А.В. «ЭКОАНТ» – информационно-поисковая система по экологии и коллекциям антарктических морских животных // Информационные системы по биоразнообразию видов и экосистем: Научная программа и тезисы 4-го Междунар. симпозиума. СПб., 2003. С. 65–66.
26. Воронина Н.М. Экосистемы пелагиали Южного океана. М.: Наука, 1984. 296 с.

27. *Воронина Н.М.* Исследования антарктической пелагиали: некоторые итоги и основные задачи // Пелагические экосистемы Южного океана: Сборник научных трудов / Отв. ред. д.б.н. Н.М.Воронина. М.: Наука, 1993. С. 260–264.
28. *Воронина Н.М., Масленников В.В., Ратькова Т.Н.* Изменение структуры антарктического планктона в местах массового развития сальп // *Океанология*. 2005. Т. 45. С. 393–401.
29. *Воронина Н.М., Ратькова Т.Н.* Изменения распределения и состава антарктического фитопланктона в местах массового скопления сальп // *Океанология*. 2006. (в печати).
30. *Городков К.Б.* Членистоногие // *Атлас Антарктики*. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. С. 509–515.
31. *Грузов Е.Н.* Лед как абиотический фактор верхнего шельфа Антарктиды // *Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана: Тез докл. Ленинград, 18–21 ноября 1974 г.* Л.: Наука, 1974. С. 45–46.
32. *Грузов Е.Н.* Водолазные гидробиологические исследования в Антарктике // *Информ. бюл. САЭ*. 1978. № 97. С. 124–135.
33. *Грузов Е.Н.* Батиметрия морских звезд и история формирования шельфовой фауны Антарктиды // *Проблемы морской биогеографии: Тез. докл. Всесоюзн. совещания. Владивосток, 1980*. С. 29–31.
34. *Грузов Е.Н.* Водолазные гидробиологические работы в Антарктике и их обеспечение // *Подвод. гидробиол. исследования. Владивосток, 1982*. С. 57–67.
35. *Грузов Е.Н.* Биологическая зональность материкового шельфа Антарктиды // *Тез. докл. Всесоюзн. научн. конфер. «Сырьевые ресурсы антарктической зоны океана и проблемы их рационального использования», 4–6 октября 1983 г. Керчь, 1983*. С. 25–26.
36. *Грузов Е.Н.* Следы прошлого оледенения в вертикальном распределении морских звезд Антарктики // *Антарктика. Докл. комиссии. М.: Наука, 1984. Вып. 23*. С. 142–154.
37. *Грузов Е.Н.* Биология. Южный океан. Глава VI // *География Мирового океана. Северный Ледовитый и Южный океаны / Отв. ред. А.Ф.Трешников, С.С.Сальников. Л.: Наука, 1985*. С. 343–364.
38. *Грузов Е.Н.* Распределение видов иглокожих. А. Морские звезды (класс Asteroidea) // *Атлас океанов. Т. VI. Антарктика. СПб.: Изд-во ГУК (Саша, то ГУК, то ГКУ!) ВМФ РФ, 2005. Л. 259 А*.
39. *Грузов Е.Н., Пушкин А.Ф.* Результаты подводных гидробиологических исследований // *Тр. Сов. антаркт. экспед. 1973. Т. 56*. С. 121–134.
40. *Грузов Е.Н., Смирнов И.С.* Распределение видов иглокожих. Б. Змеехвостки (класс Ophiuroidea) // *Атлас океанов. Т. VI. Антарктика. СПб.: Изд-во ГУК ВМФ РФ, 2005. Л. 259 Б*.
41. *Зинова А.Д.* Состав и характер флоры водорослей у берегов Антарктиды и у островов Кергелен и Макуори // *Информ. бюл. САЭ*. 1958. № 3. С. 47–49.
42. *Зинова А.Д.* Флора водорослей макрофитов Антарктики и Субантарктики // *Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969*. С. 492–496.
43. *Каменев В.М.* Императорские пингвины в районе обсерватории Мирный // *Информ. бюл. САЭ*. 1968. № 70. С. 49–52.
44. *Каменев В.М.* Экология пингвинов Адели островов Хасуэлл // *Информ. бюл. САЭ*. 1971. № 82. С. 67–71.
45. *Каменев В.М.* Экология императорских пингвинов района архипелага Хасуэлл. Адаптация пингвинов. М., 1977. С. 141–156.
46. *Клепиков В.В.*, Гидрология моря Уэдделла // *Гидрология прибрежных антарктических вод. Тр. Сов. антаркт. экспед. 1963. Т. 17*. С. 45–93.
47. *Кокорин Н.В.* Лов рыбы ярусами. М.: Изд-во ВНИРО, 1994. 423 с.
48. *Колтун В.М.* Донные беспозвоночные // *Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969*. С. 509–515.
49. *Короткевич Е.С.* Наблюдения над птицами во время первой зимовки Советской антарктической экспедиции в 1956–1957 гг. // *Информ. бюл. САЭ*. 1958. № 3. С. 83–87.

50. *Короткевич В.С.* Население водоемов оазисов в Восточной Антарктиде // Информ. бюл. САЭ. 1958. № 3. С. 91–98.
51. *Короткевич Е.С.* Птицы Восточной Антарктиды // Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Морской транспорт, 1959. Вып. 1. С. 95–108.
52. *Короткевич Е.С.* Распространение императорских пингвинов // Информ. бюл. САЭ. 1963. № 42. С. 37–44.
53. *Короткевич Е.С.* XII. Зоогеографическое районирование, ареалы // Атлас Антарктики. Т.1. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Л. 132 (В–Д).
54. *Короткевич Е.С.* Птицы // Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. С.523–533.
55. *Кривоулицкий Д.А., Лебедева Н.В., Гаврило М.В.* Микроартроподы почв в оперении птиц Антарктики // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 845–848.
56. *Криси А.Е.* Микробиологические исследования в Южном океане // Тр. Сов. антаркт. эксп. 1971. Т. 54. С. 209–218.
57. *Криси А.Е.* Количественное распределение гетеротрофных микроорганизмов в проливе Дрейка // Микробиология. 1972. Т. 41. С. 733–739.
58. *Криси А.Е.* Микробиологическая океанография // М.: Наука, 1976. 269 с.
59. *Криси А.Е., Мицкевич И.Н., Розанова Е.П., Осницкая Л.К.* Микробиологические исследования озера Ванда (Антарктида) // Микробиология. 1976. Т. 45. Вып. 6. С. 1075–1081.
60. *Кутикова Л.А.* Коловратки континентальных вод Восточной Антарктиды // Информ. бюл. САЭ. 1991. № 116. С. 87–99.
61. *Макаров Р.Р.* Жизненный цикл и особенности распределения *Euphausia superba* Dana // Тр. Всесоюз. н.-и. ин-та рыбн. хоз-ва и океаногр. 1972. Т. 77. С. 85–92.
62. *Макушок В.М.* О биологических сборах и наблюдениях в обсерватории Мирный в 1958 г. // Информ. бюл. САЭ. 1959. № 6. С. 40–42.
63. *Масленников В.В.* Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 295 с.
64. *Мельников И.А.* Экосистема арктического морского льда. М.: ИО АН СССР, 1989. 191 с.
65. *Мельников И.А.* Ледовая дрейфующая станция «Уэдделл-1» (Антарктика) // Океанология. 1995. Т. 35. № 2. С. 310–313.
66. *Мельников И.А.* Экосистемы морских льдов Антарктики: сравнительный анализ // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. № 2(36). С. 149–164, 188.
67. *Мионов С.В.* Новый подрод и три новых вида перьевых клещей рода *Zschvatkinia* с трубконосых // Паразитология. 1989. Т. 23. Вып. 4. С. 309–319.
68. *Неелов А.В.* К юбилею Анатолия Петровича Андрияшева // Морфология и распространение рыб Южного океана. Тр. Зоол. института АН СССР. 1986. Т. 153. С. 4–8.
69. *Неелов А.В.* Пищевые цепи экосистем антарктических вод // Атлас океанов. Т. VI. Антарктика. СПб.: Изд-во ГУК ВМФ РФ, 2005. Флора и фауна. Л. 268 Б.
70. *Неелов А.В., Смирнов И.С.* Результаты исследований донной фауны, проведенных в 22 рейсе РГМА «Эврика» в 1987 г.: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. «Сырьевые ресурсы Южного океана и проблема рационального использования», 16–18 апреля 1991 г., г. Керчь. М., 1991. С. 108–111.
71. *Неелов А.В., Смирнов И.С.* Современное состояние изученности антарктических экосистем // Исследования и охрана окружающей среды Антарктики: Тез. докл. науч. конф., 13–15 ноября 2002 г., г. Санкт-Петербург. СПб., 2002. С. 80–82.
72. *Парин Н.В., Неелов А.В.* Лидер советских морских биологических исследований в Антарктике // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1991. № 116. С. 5–9.
73. *Пермитин Ю.Е.* Видовой состав и зоогеографический анализ фауны донных рыб моря Скотия // Вопр. ихтиологии. 1977. Т. 17. Вып. 5 (106). С. 843–861.
74. *Пермитин Ю.Е.* К исследованию фауны и распространения донных рыб Антарктики // Биологические ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1987. С. 258–296.

75. *Петровская М.В.* Указатель литературы по биологическим исследованиям Советской Антарктической экспедиции // Исследования фауны морей. VI(XIV). Результаты биологических исследований Советских антарктических экспедиций. Вып. 4. Л.: Наука, 1968. С. 255–270.
76. *Сиренко Б.И., Арнц В.Е., Смирнов И.С.* Фауна моря Уэдделла и ее особенности // Проблемы Арктики и Антарктики. 2003. Вып. 74. С. 171–180.
77. *Сиренко Б., Смирнов И., Степаньянц С., Арнц В., Гутт Ю., Рахор А., Пипенбург Д., Свобода А.* Российско-германское сотрудничество в изучении морской фауны Арктики и Антарктики: история, результаты и перспективы исследований // История океанографии. Материалы 7-го Междунар. Конгресса по истории океанографии (8–12 сентября 2003 г.). Ч. 1. Калининград: Изд-во Калининград. гос. университета, 2004. С. 157–164.
78. *Ситникова Л.Г.* Панцирные клещи (Acarina, Oribatei) в Антарктиде // Тр. Сов. ант. эксп. Л., 1969. Т. 49. С. 267–281.
79. *Ситникова Л.Г., Андрейчикова Е.И.* Орибатида островов Маккуори и Кергелен // Информ. бюл. Сов. ант. эксп. 1972. № 83. С. 77–79.
80. *Смирнов И.С., Лобанов А.Л., Дианов М.Б., Голиков А.А., Алимов А.Ф., Неелов А.В., Гаврило М.В.* Создание информационно-поисковой системы по экологии бентоса и птиц Антарктики (ЕСОАНТ) на основе электронной коллекции беспозвоночных, рыб и птиц. «Электронные библиотеки: перспективные методы и технологии, электронные коллекции»: Сб. докл. Третьей Всерос. конф. RCDL'2001. Петрозаводск, 11–13 сентября 2001 г. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С. 197–198.
81. *Смирнов И.С., Лобанов А.Л., Голиков А.А., Неелов А.В., Воронина Е.П.* Информационно-поисковая система «ЭКОАНТ» по экологии и коллекциям антарктических морских беспозвоночных и рыб // Исследования и охрана окружающей среды Антарктики: Тез. докл. науч. конф., 13–15 ноября 2002 г., Санкт-Петербург. СПб., 2002. С. 99–101.
82. *Смирнов И.С., Неелов А.В.* Изучение антарктической донной фауны в рейсах судов рыбодобывающего флота СССР и России: Тез. докл. междунар. науч. конф. «История отечественной океанологии», 28 октября – 1 ноября 1996 г., г. Калининград. Калининград, 1996. С. 106–107.
83. *Смирнов И.С., Неелов А.В., Сиренко Б.И.* Антарктические экосистемы Южного океана: современное состояние и степень изученности // Мировой океан, водоемы суши и климат: Тр. XII Съезда Русского Географического общества (Кронштадт, 14–19 августа 2005). Т. 5. СПб., 2005. С. 156–165.
84. *Сушин В.А., Литвинов Ф.Ф.* Исследования криля // История развития рыбохозяйственных исследований АтлантНИРО: К 50-летию основания института (1949–1999). Калининград: Изд. АтлантНИРО, 1999. С. 99–105.
85. *Трешников А.Ф.* Морфологический очерк окраинных морей Антарктики // Гидрология прибрежных антарктических вод: Тр. Совет. антаркт. экспед. 1963. Т. 17. С. 5–44.
86. *Трешников А.Ф.* Циркуляция поверхностных вод Южного Ледовитого океана // Информ. бюл. САЭ. 1964. № 45. С. 5–8.
87. *Ушаков П.В.* Бентонические работы Советской антарктической экспедиции на дизель-электроходе «Обь» (1956–1958 гг.) // Информ. бюл. САЭ. 1958. № 3. С. 39–42.
88. *Фролкина Ж.А., Трунов И.А., Константинова М.П., Боронин В.А., Захаров Г.П.* Исследования Юго-Западной Атлантики и Атлантической части Атлантики // История развития рыбохозяйственных исследований АтлантНИРО: К 50-летию основания института (1949–1999). Калининград: Изд. АтлантНИРО, 1999. С. 66–73.
89. *Цалолыхин С.Я.* Редкие и новые виды нематод из Антарктики // Тр. Зоол. инст. АН СССР. 1989. Т. 194. С. 96–101.
90. *Чеботарев Е.Н.* Современное состояние природной микробиоты наземных пресноводных и морских экосистем Антарктики // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. № 2 (36). С. 165–184, 188.
91. *Чечун И.С.* Питание и пищевые взаимоотношения некоторых рыб субантарктических вод Индийского океана // Морфологические основы систематики костистых рыб и их биология. Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1984. Т. 127. С. 38–68.

92. *Шунтов В.П.* Морские птицы и биологическая структура океана. Владивосток: ТИНРО, 1972. 376 с.
93. *Шуец К.В.* Рыбы и рыбные ресурсы Антарктики. М.: Изд-во ВНИРО, 1998. 163 с.
94. *Юхов В.Л.* Антарктический клыкач. М.: Наука, 1982. 113 с.
95. *Franeker J.A., Gavriilo M., Mehlum F., Veit R.R., Woehler E.J.* Distribution and abundance of the Antarctic Petrel *Talassoica antarctica* // *Waterbirds*. 1999. Vol. 22. № 1. P. 14–28.
96. *Gavriilo M.* Antarctic Circumnavigation in Austral summer 1996/1997: preliminary results of sea bird and mammal survey // *Korean J. of Polar Research*. 1997. Vol. 8. № 1 (1, 2). P. 105–111.
97. *Gutt J., Sirenko B.I., Arntz W., Smirnov I.S., De Broyer C. (Edrs.)*. Biodiversity of the Weddell Sea: macrobenthic species (demersal fish included) sampled during the expedition ANT XIII/3 (EASIZ I) with RV «Polarstern» // *Berichte zur Polarforschung*. 2000. № 372. 103 s.
98. *Rauschert M.* Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthos von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis) // *Berichte zur Polarforschung*. 1991. № 76. 75 s.
99. *Ryss A., Boström S. and Soohlenius B.* Tylenchid nematodes found on the nunatak Basen, Vestfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica // *Annales Zoologici (Warszawa)*. 2005. T. 55. №3. P. 315–324.

A.V.NEYELOV, I.S.SMIRNOV, M.V.GAVRIILO

NATIVE INVESTIGATIONS OF THE ANTARCTIC ECOSYSTEMS – 50 YEARS

The article is devoted to a history of the native biological researches in the Antarctic Region: in waters of the Southern Ocean, on the Antarctic Continent and on adjacent islands. The main scientific outcomes obtained for 50 years of active and heavily operations on studying the Antarctic biota are resulted: flora, fauna, microbiota, ecosystems and biological resources, protection of a unique Nature of Antarctic Region. The produced contribution of outcomes of all native operations to knowledge of Antarctic biodiversity, biology and ecology of species, arranged it, structure and functioning of marine, ground and freshwater ecosystems, avifauna is underlined. The unsolved problems and main perspective directions of fundamental and applied researches on the nearest future are marked.

СПЕЦИФИКА МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИК ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ

В.Ф.РАДИОНОВ, Е.Н.РУСИНА, Е.Е.СИБИР

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье представлены результаты обобщения и анализа данных наблюдений суммарной радиации и интегральной прозрачности атмосферы на российских антарктических и арктических станциях и высокогорной среднеширотной станции Шаджатмаз, а также аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 500 нм в обсерватории Мирный в Антарктиде. Описан характер многолетних, межгодовых и сезонных изменений этих параметров.

Более чем за 50-летний период наблюдений суммарной радиации не наблюдалось статистически значимых трендов изменения ее годовых сумм в обеих полярных областях. Значения спектрального аэрозольного ослабления солнечной радиации в Антарктиде являются одними из наиболее низких на Земле и, по существу, характеризуют «начальную границу» естественного глобального фона аэрозольного замутнения атмосферы. Существенное влияние на параметры аэрозольной мутности атмосферы в обеих полярных областях оказывают мощные извержения вулканов, сказывающиеся на величинах аэрозольного ослабления прямой солнечной радиации на протяжении полутора и более лет после извержения.

Величины аэрозольного ослабления солнечной радиации и интегральная прозрачность арктической атмосферы в весенний период формируются под влиянием переноса антропогенных выбросов в Арктику от источников, находящихся в умеренных широтах Северного полушария, и могут рассматриваться в качестве косвенных показателей интенсивности антропогенной нагрузки.

В работе приведены результаты исследований многолетней динамики суммарной солнечной радиации и характеристик спектральной и интегральной прозрачности атмосферы в южной и северной полярных областях (ЮПО и СПО). Для анализа были использованы месячные и годовые суммы суммарной радиации, а также результаты наблюдений за интегральной и спектральной прозрачностью атмосферы, полученные на отдельных российских антарктических и арктических станциях за длительные периоды наблюдений. Данные по прозрачности были сопоставлены с данными российской высокогорной станции фонового мониторинга атмосферы, расположенной на 43° с.ш. на Северном Кавказе.

Радиационный режим полярных областей определяется их географическим положением, структурой атмосферы и облачности, характером подстилающей поверхности [1–5, 7, 8]. Суммарная солнечная радиация зависит от прозрачности атмосферы, количества и типа облачности и, отчасти, от свойств подстилающей поверхности. Следует отметить, что радиационный климат Антарктики слабо подвержен антропогенным воздействиям, поэтому его изучение актуально для анализа естественных изменений климата.

На рис. 1 приведены годовые суммы суммарной радиации (Q) на антарктических и арктических российских станциях за многолетние периоды работы, различные для каждой станции.

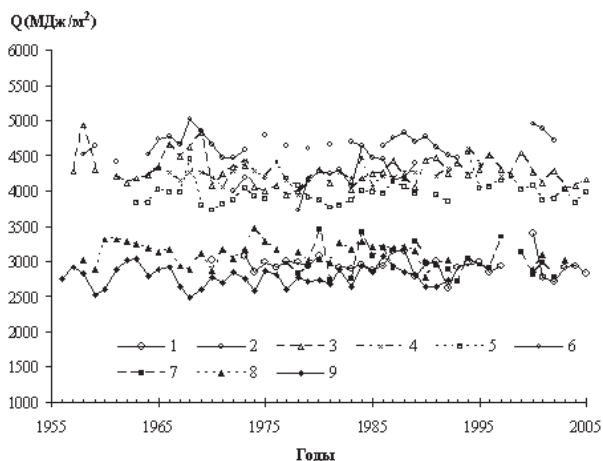


Рис. 1. Изменения годовых сумм суммарной радиации на станциях южной и северной полярных областей: 1 – Беллинсгаузен, 2 – Восток, 3 – Ленинградская, 4 – Мирный, 5 – Молодежная, 6 – Новолазаревская, 7 – Архангельск, 8 – о. Врангеля, 9 – м. Челюскин

Обращает на себя внимание, что, несмотря на существенные отличия между станциями в обеих полярных областях, ряды данных объединились в две совокупности – для антарктических (верхняя) и арктических (нижняя) станций. Суммарная радиация на антарктических станциях колеблется в интервале 3723–5033 МДж/м², а на арктических станциях суммы Q существенно ниже, максимальный интервал их изменений составляет 2481–3469 МДж/м². По-видимому, столь значительная разница в суммарной радиации связана с большей облачностью и влажностью в Арктике по сравнению с Антарктидой.

Единственной станцией ЮПО, данные которой попали в «арктическую совокупность», является станция Беллинсгаузен. Она расположена на оконечности Антарктического полуострова (62,2° ю.ш., 58,9° з.д.) и в силу специфики метеорологических условий практически в течение всего года отличается очень высокой облачностью (8–9 баллов) и высокой влажностью. Доля рассеянной радиации составляет здесь более 70 %.

Основной особенностью межгодовой изменчивости суммарной радиации в обеих полярных областях является отсутствие за 50-летний период статистически значимых положительных или отрицательных трендов в поступлении суммарной радиации, несмотря на определенные отличия в колебаниях Q , имеющих на каждой станции. При этом на изменении суммарной радиации (Q) практически не сказываются колебания прозрачности атмосферы, даже очень значительные, связанные с вулканической деятельностью. В этих случаях уменьшение прямой радиации компенсируется возрастанием рассеянной радиации.

Наибольший годовой приход суммарной радиации наблюдается в Центральной Антарктиде (ст. Восток, высота 3,5 км над уровнем моря), где мало влагосодержание атмосферы и вся поверхность покрыта снегом и льдом, а также преобладает облачность верхнего яруса. Относительный вклад прямой и рассеянной радиации в суммарную в Антарктиде мало изменяется от месяца к месяцу. Доля рассеянной радиации в приходе суммарной в Центральной Антарктиде 20–25 %. На прибрежных станциях Антарктиды годовой приход суммарной радиации несколько меньше, что во многом связано со спецификой формирования облачности над Антарктидой. Доля рассеянной радиации здесь 45–50 %.

В Российской Арктике по характеру общей циркуляции можно выделить 3 района – Западный, Центральный и Восточный. На рис. 1 их соответственно представляют станции Архангельск, мыс Челюскин (обсерватория им. Федорова) и о. Врангеля. Для Западного района характерна высокая повторяемость северо-атлантических циклонов, приводящих к увеличению облачности и росту аэрозольного загрязнения. Центральный район зимой находится под воздействием сибирского антициклона, что проявляется в более низкой температуре, меньшей облачности (хотя летом облачность значительна) и более редких осадках. Восточный район зимой подвержен влиянию тихоокеанских циклонов, повторяемость которых меньше, нежели повторяемость циклонов в Западном районе. Летний период для Арктики является наиболее облачным. Облачность может снижать поступление прямой радиации до 70–80 %, увеличивая при этом рассеянную радиацию. В результате суммарная радиация уменьшается лишь на 20–50 % в зависимости от сезона. Соотношение прямой и рассеянной радиации в приходе суммарной радиации существенно меняется в зависимости от района. Однако на большей части Арктики в течение года рассеянная радиация по величине превосходит прямую.

На приход суммарной радиации влияет общая (или интегральная) прозрачность атмосферы. Ее показателем является коэффициент прозрачности P_2 , приведенный к оптической массе атмосферы $m = 2$. Он вычисляется по данным интегральных измерений потоков прямой солнечной радиации на уровне земной поверхности и характеризует интегральное ослабление солнечного излучения как за

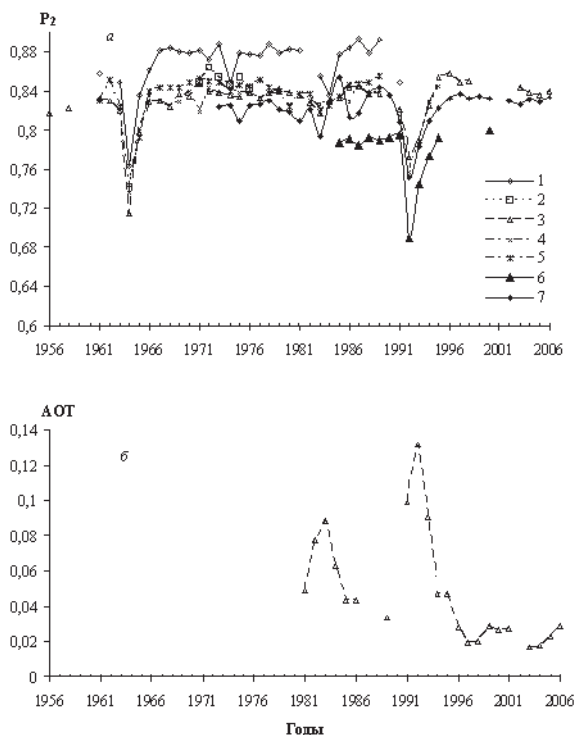


Рис. 2. Межгодовая изменчивость прозрачности атмосферы (а): на антарктических станциях (1 – Восток, 2 – Ленинградская, 3 – Мирный, 4 – Молодежная, 5 – Новозеландская) и на о-ве Врангеля, 6 – в Арктике и на станции Шаджатмаз, 7 – на Сев. Кавказе) и многолетняя изменчивость аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 500 нм (б) в obs. Мирный (Антарктида)

счет аэрозольной компоненты, так и за счет релеевского рассеяния и поглощения атмосферными газами (в первую очередь – водяным паром).

На рис. 2а приведена межгодовая изменчивость прозрачности атмосферы на антарктических станциях. На этот же график нанесены среднегодовые значения P_2 , полученные в Восточной Арктике на о. Врангеля и для сравнения характеристики прозрачности по среднеширотной станции фонового мониторинга Шаджатмаз, действующей на Северном Кавказе, за период с 1973 по 2006 г.

Из рис. 2а хорошо видно, что самая высокая прозрачность характерна для антарктической станции Восток. Среднегодовые значения P_2 колеблются относительно среднего уровня прозрачности $P_2 = 0,880$. Аналогичные значения на остальных станциях ЮПО варьируют относительно $P_2 = 0,840$. В последнее десятилетие значения P_2 на станциях ЮПО находятся на уровне фоновых значений. В предшествующие десятилетия прозрачность атмосферы в Антарктиде существенно уменьшалась лишь после сильных вулканических извержений: Агунг в марте 1963 г., Эль-Чичон в апреле 1982 г. и Пинатубо в июне 1991 г. В межвулканические периоды как прозрачность атмосферы, так и аэрозольное ослабление были стабильны и находились в пределах естественной изменчивости их невозмущенных значений.

Как следует из рис. 2а, конфигурация межгодовой изменчивости P_2 в Арктике абсолютно повторяет таковую на антарктических станциях, но на протяжении всего периода наблюдений остается несколько более низкой, чем в Антарктиде. Среднее многолетнее значение P_2 составляет 0,780.

Прозрачность на среднеширотной фоновой станции Шаджатмаз колеблется относительно среднего уровня 0,820, а характер межгодовой изменчивости идентичен станциям ЮПО и СПО. В настоящее время станция Шаджатмаз является единственной среднеширотной российской фоновой станцией, отражающей глобальные изменения прозрачности атмосферы на фоновом уровне.

Анализ данных о прозрачности атмосферы во всех рассматриваемых регионах показал отсутствие значимого тренда этих параметров в периоды стабильного состояния атмосферы.

Непосредственную информацию об аэрозольном ослаблении атмосферы дают только спектральные наблюдения. Таковые проводились в Антарктиде в обсерватории Мирный по немецкому спектрофотометру ABAS с набором интерференционных фильтров, охватывающих спектральную область 350–1040 нм. Определяемые при этом спектральные оптические толщины дают возможность оценить многолетнюю динамику уровней аэрозольного загрязнения в южной полярной области. Для примера на рис. 2б приведена межгодовая изменчивость среднегодовых значений аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы на длине волны 500 нм.

Этот показатель характеризует аэрозольное ослабление в том спектральном диапазоне, где аэрозоль является главным компонентом атмосферы, ослабляющим солнечную радиацию. Из рис. 2б хорошо видно, насколько велик отклик значений оптической толщины атмосферы на поступление в атмосферу продуктов крупных вулканических извержений, таких как Эль-Чичон (апрель 1982 г.) и особенно Пинатубо (июнь 1991 г.). Следует также отметить, что уровень аэрозольного ослабления за 2003–2006 гг. практически самый низкий за весь рассматриваемый период наблюдений, т.е. атмосфера в эти годы была очень чистой. В 2007 г. отмечено незначительное, по сравнению с предшествующими четырем годам, увеличение АОТ, что на данном этапе требует дальнейшего исследования.

Измеряемые в Антарктиде значения спектрального аэрозольного ослабления солнечной радиации являются одними из самых низких на Земле и, по существу, характеризуют естественный глобальный фон аэрозольного замутнения атмосферы. За весь период мониторинга их межгодовая изменчивость определялась лишь вулканической деятельностью за счет попадания продуктов мощных вулканических

ких извержений в стратосферу. В этих случаях аэрозольная оптическая толщина многократно возрастала в сравнении с фоновыми значениями. Прозрачность атмосферы, соответственно, существенно уменьшалась. Длительность периодов с повышенными уровнями замутнения атмосферы составляла 1,5–2 года.

Прозрачность арктической атмосферы существенным образом зависит от уровня антропогенных выбросов в атмосферу в умеренных широтах Северного полушария (см., например, [6]).

Известно, что арктическая дымка связана с образованием в зимне-весенний период в подинверсионном слое арктической атмосферы слоя с повышенной концентрацией аэрозолей, которые переносятся в Арктику от источников в умеренных широтах. Пространственный масштаб этого «аэрозольного облака» сопоставим с размерами Арктического региона.

После 1985 г. произошло существенное сокращение антропогенных выбросов в основном за счет сокращения промышленной активности в России. В частности, на 45 % сократился выброс серосодержащих газов, продуктом трансформации которых в значительной степени является антропогенный арктический аэрозоль.

На примере двух арктических станций – м. Желания и о. Врангеля, расположенных в западном и восточном секторах Арктики, – было показано, что в период полярной дымки средняя весенняя (март–май) оптическая толщина атмосферы (ОТА), которая связана с коэффициентом прозрачности P_2 соотношением $ОТА = -\ln P_2$ и также является косвенным показателем аэрозольного загрязнения атмосферы, уменьшилась за 1985–1995 гг. на 21 % на м. Желания и на 18 % на о. Врангеля.

За указанный период получены достаточно тесные корреляционные зависимости между ежегодными выбросами диоксида серы в России и средними весенними значениями оптической толщины атмосферы ОТА (рис. 3а). Коэффициенты корреляции составили 0,78 для м. Желания и 0,76 для о. Врангеля. Это дает право

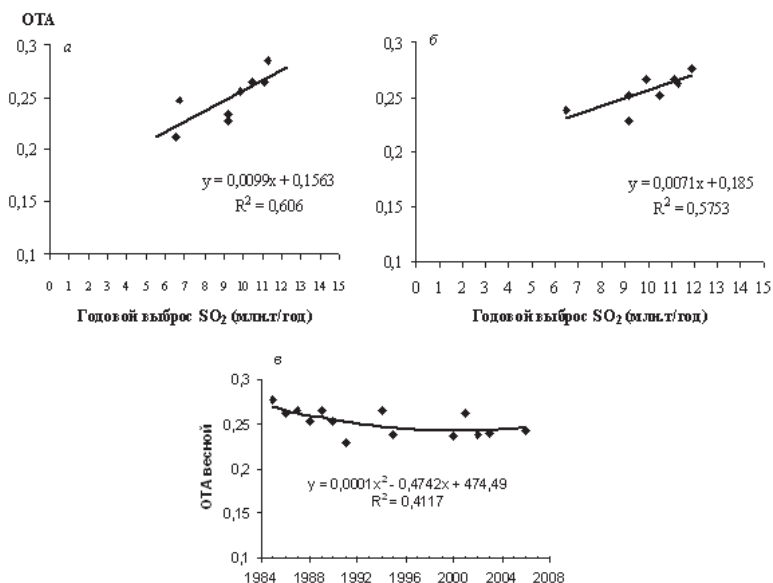


Рис. 3. Корреляционная зависимость между средними весенними значениями оптической толщины атмосферы (ОТА) на станциях м. Желания (а) и о. Врангеля (б) и количеством выбросов SO₂ в России; в – изменчивость средних весенних оптических толщин атмосферы на о-ве Врангеля за 1985–2003 гг.

утверждать, что отрицательный тренд средних весенних значений ОТА был в значительной степени связан с уменьшением промышленной активности в России.

После 1993 г. на сети арктических метеорологических станций начались сбои в работе. В результате в настоящее время мы не располагаем данными актинометрических наблюдений на м. Желания. Имеются лишь данные, полученные после 2000 г. на станции о. Врангеля. На рис. 3в показана изменчивость средних весенних значений оптической толщины атмосферы на этой станции за 1985–2003 гг. Из него видно, что после 1995 г. средние весенние значения оптической толщины атмосферы на о. Врангеля начали увеличиваться, что хорошо показывает тренд ОТА, аппроксимированный полиномом 2-й степени. Такая тенденция значений ОТА, полученных в период существования арктической дымки, может быть связана с увеличением промышленных выбросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мариунова М.С.* Условия формирования и характеристики радиационного режима Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 214 с.
2. *Мариунова М.С., Радионов В.Ф.* Колебания интегральной прозрачности атмосферы в полярных районах // Метеорология и гидрология. 1988. № 11. С. 71–80.
3. Научно-прикладной справочник по климату России (Арктический регион): Солнечная радиация. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 230 с.
4. *Радионов В.Ф., Мариунова М.С., Русина Е.Н. и др.* Аэрозольная мутность атмосферы в полярных областях // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 6. С. 797–801.
5. *Русин Н.П.* Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 448 с.
6. *Русина Е.Н., Радионов 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.
7. Справочник по климату Антарктиды. Солнечная радиация. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 148 с.
8. *Черниговский Н.Т., Мариунова М.С.* Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л.: Гидрометеиздат, 1957. 415 с.

V.F.RADIONOV, E.N.RUSINA, E.E.SIBIR

PARTICULARITIES OF LONG-TERM VARIABILITY OF TOTAL SOLAR RADIATION AND ATMOSPHERIC TRANSPARENCY CHARACTERISTICS IN THE POLAR AREAS

The results of the generalization and analysis of observation data about total radiation and total atmospheric transparency at the Russian Antarctic and Arctic stations and at the high-mountainous middle-latitude Shadzhatmaz station are presented. The atmospheric aerosol optical depth at Mirny station in Antarctica are also considered. The character of long-term, interannual and seasonal changes of these parameters is described.

The statistically significant trends of total radiation annual sums for more than 50 years observation period were not found out in the both polar areas. The values of spectral aerosol attenuation of solar radiation in Antarctic are the lowest on the Earth and, in essence, characterize "initial border" of the global background aerosol turbidity of the atmosphere. Powerful volcanic eruptions render the essential influence on the aerosol turbidity parameters in the both polar areas. The duration of the periods with increased levels of atmospheric turbidity after such eruptions averages from one and a half to some years.

Aerosol attenuation of solar radiation and total transparency of the Arctic atmosphere during the spring period are formed partly under influence of the anthropogenic emissions products transported from sources in moderate latitudes of Northern hemisphere. These parameters could be considered as indirect characteristics of anthropogenic loading intensity on the Arctic environment.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАССИВА ШО, ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

В.А.МАСЛОВ¹, Д.М.ВОРОБЬЕВ², Б.В.БЕЛЯЦКИЙ¹

¹ – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология)

² – Полярная морская геологоразведочная экспедиция, ПМГРЭ

Район горного массива Шо, расположенный в центральной части гор Принс-Чарльз представляет собой сложноскладчатый структурно-вещественный комплекс, в состав которого входят лейкократовые биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы (Ламбертские гнейсы); меланократовые амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы (меланогнейсы Шо); а также малораспространенные гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы (парагнейсы Изабель), которые в виде ксеногенных тел располагаются среди Ламбертских гнейсов и, возможно, являются фрагментами древней осадочной толщи. Существенное значение в геологическом строении массива имеют метаинтрузивные и жильные породы, в особенности метабазиты. Полученные U-Pb возраста цирконов изученных гнейсов отражают проявление двух основных геологических событий 1100–900 млн лет и 550–450 млн лет назад, соответствующих рейнерскому и панафриканскому тектоно-термальным событиям. На массиве Шо выделены 5 этапов пикативных и дизъюнктивных деформаций и три стадии метаморфических преобразований. Структурно-тектоническая позиция района может интерпретироваться как более молодая и высокометаморфизованная область, обрамляющая Фишерскую мезопротерозойскую вулканогенно-плутоническую провинцию.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе сезонных работ 2004/05 г. (50-я Российская антарктическая экспедиция) были проведены геологические исследования в центральной части г. Принс-Чарльз на массиве Шо, г. Джонс, г. Изабель, нунатаке Ели (Восточная Антарктида, рис. 1), в пределах сектора с координатами 71°59' – 72°31' ю.ш., 66°35'–67°10' в.д. Все перечисленные объекты являлись до настоящего момента практически не изученными. Рекогносцировочные исследования массива Шо были проведены советскими геологами в 1988–1989 гг., отрывочные сведения о геологическом строении района Шо представлены в [12, 16] по материалам австралийских экспедиций.

Массив Шо расположен в 360 км к югу от побережья залива Прюдс (рис. 1). Площадь горного массива составляет 72 км², максимальная длина, с запада на восток, около 15 км. Массив Шо представляет собой единый плосковершинный непленнизированный горный комплекс с крутыми, часто обрывистыми склонами. Регион расположен в пределах докембрийской Восточноантарктической платформы, в краевой южной части протерозойского Вегенер-Моусоновского подвижного пояса [9]. Породы, распространенные на территории массива Шо – г. Джонс, были включены в Ламбертский комплекс Е.Н.Каменевым [1] на основании степени их метаморфизма, распространения характерных разновидностей гнейсов и кристаллических сланцев, мигматитов, раннепалеозойских гранитов и пегматитов. Являясь переходной областью между собственным подвижным поясом (Биверский метаморфический комплекс) и архейской Рукерской гранит-зеленокаменной областью, Ламбертский комплекс состоит преимущественно из высокометаморфизованных (от

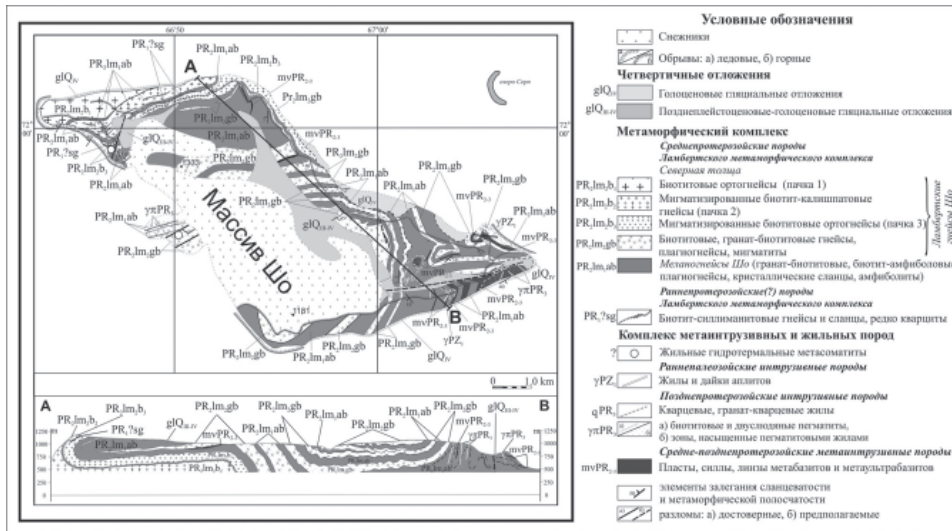


Рис. 1. Геологическое строение района Шо

высокой ступени амфиболовой до гранулитовой фации метаморфизма) пород, образовавшихся в мезо-неопротерозойское время (1200–950 млн лет назад). Было предположено, что породы Ламбертского комплекса имеют полиметаморфический генезис и образовались как за счет прогрессивного метаморфизма пород Рукерского комплекса, так и за счет регрессивного метаморфизма Биверского комплекса с возможным добавлением нового вещества [1].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ШО

Изученный район – от горного массива Шо до г. Джонс – представляет собой единую геологическую структуру, характеризующуюся общей тектоникой и метаморфизмом. Предполагается, что район массива Шо сложен породами единой метаморфической толщи. На данном этапе изучения породы метаморфической толщи нами отнесены к мезопротерозойскому Ламбертскому структурно-вещественному комплексу [1], распространенному также в северной части уступа Моусона и на массиве Клеменс. Метаморфический комплекс массива Шо может быть разделен на две основные группы пород, отличающихся по минералогическому составу и хорошо картируемых в полевых условиях (от молодых к древним):

- лейкократовые биотитовые (\pm амфибол), гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, мигматиты, далее по тексту – Ламбертские гнейсы;
- меланократовые (реже мезократовые) амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы, далее по тексту – меланогнейсы Шо.

В подчиненном количестве присутствуют ксеногенные тела гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев и кальцифиров, получившие название – парагнейсы Изабель. Предположительно эти породы являются наиболее древним геологическим объектом на изученной территории. Породы парагнейсовой толщи Изабель в пределах массива Шо встречены только в его северной части.

Метаморфический комплекс района массива Шо прорван породами комплекса метанатрузивных и жильных пород. В его составе выделяется 8 основных групп (от древних к молодым): пластовые и секущие тела метабазитов, перидотиты, пироксениты, биотитовые и двуслюдяные (гранат) пегматиты, гранат-кварцевые жилы, кварцевые жилы, аплиты и жильные гидротермальные метасоматиты.

Кайнозойские ледниковые образования в районе массива Шо представлены позднплейстоценово-голоценовыми ($gl Q_{III-IV}$) и голоценовыми ($gl Q_{IV}$) отложениями [12].

Массив Шо представляет собой сложноскладчатый структурно-вещественный комплекс. Его строение обусловлено чередованием пластовых тел Ламбертских гнейсов и пачек меланогнейсов различного состава. К главным особенностям геологического разреза можно отнести наличие разнообразных сочетаний пород по составу, постепенные переходы из одной разновидности в другую внутри отдельных групп пород, нивелирование контактов между слоями, свойственное метаморфическим толщам. Геологические тела, обнажающиеся в районе работ, как правило, выдержаны по простиранию и нередко прослеживаются на протяжении нескольких километров. В пределах массива Шо характерны северо-восточные простирания контактов пластовых тел и метаморфической полосчатости с северо-западными либо юго-восточными падениями под углом от 10 до 45°, в некоторых случаях до 80°.

Парагнейсовая толща Изабель. Породы парагнейсовой толщи в пределах массива Шо встречены только в его северной части. Они слагают ксенолиты размером первые метры и ксеногенные пластовые тела мощностью до 4–5 м, залегающие среди Ламбертских гнейсов. Это меланократовые гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Структура пород лепидогранобластовая, гранобластовая с фибролитовыми скоплениями. Хотя минеральный состав парагнейсов практически постоянен, породы крайне неоднородны по соотношению минеральных компонентов. Так, содержание темноцветных минералов колеблется от 20 до 70 %. Также отмечается развитие фибролитовых агрегатов по биотиту (рис. 2), который, в свою очередь, вместе с рудным минералом развивается по гранату. При этом крупные порфиробласты граната, вероятно, сформировались на стадии гранулитового метаморфизма.

Меланогнейсы Шо. Встречаются в пределах всего массива Шо, но наиболее крупные их выходы расположены в северной и юго-восточной частях массива. Так же как и Ламбертские гнейсы, они образуют отдельные пластовые тела и

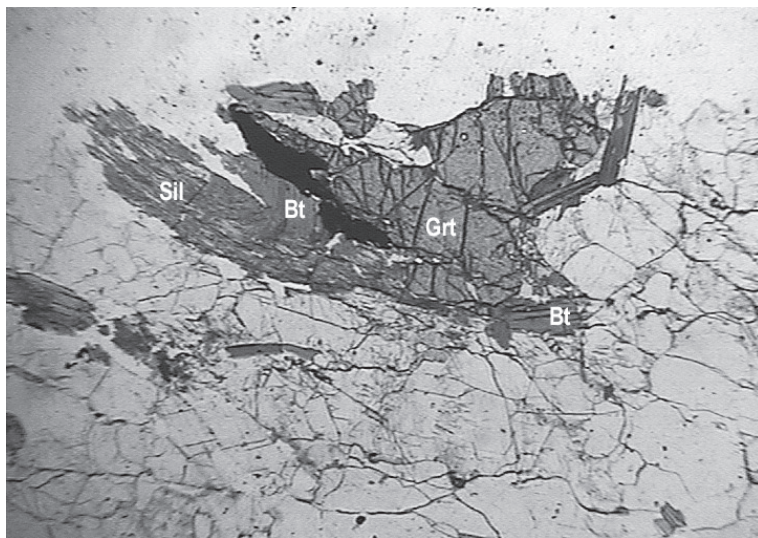


Рис. 2. Замещение реликтового граната на ассоциацию – рудный минерал (черный) + Bt + Sil. Без анализатора. Увеличение $\times 10$

мощные пачки. Данная группа неоднородна по составу. К ней отнесены гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые (\pm ортопироксен) гнейсы и плагиогнейсы, а также переходные разности амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и амфиболитов, которые встречаются существенно реже. Эти породы нередко связаны постепенными переходами и совместно слагают картируемые меланогнейсовые пачки. В большинстве случаев породы мигматизированы, иногда значительно, вплоть до формирования послонных, ветвистых и птигматитовых мигматитов.

Ламбертские гнейсы. Распространены на всей изученной территории кристаллического массива Шо и по распространенности не уступают широко развитым меланогнейсам Шо. В северо-западной оконечности массива Ламбертские гнейсы имеют видимую мощность 610–650 м и прослеживаются на 6 км вдоль всего северного борта при падении на север под углом 50–70°. В составе этих гнейсов здесь выделяются три пачки пород, отличающиеся по текстурно-структурным признакам и минеральному составу. Пачка 1 сложена среднекристаллическими биотитовыми гнейсами ($M = 15$) и характеризуется однородным строением. В пачке 2, в отличие от пачки 1, калиевый полевоит шпат заметно преобладает над плагиоклазом. Кроме того, пачка 2 включает в себя многочисленные небольшие пластовые тела меланогнейсов и метабазитов (5–10 % объема пачки). Пачка 3 сложена красновато-серыми среднекристаллическими биотитовыми гнейсами ($M = 15–20$) с интенсивно проявленной гранитизацией. Породы становятся крупнокристаллическими, приобретают неяснополосчатую, иногда практически массивную текстуру. В остальной части массива наблюдается чередование пластовых тел Ламбертских гнейсов и меланогнейсов мощностью от первых десятков до 200–250 м. Их суммарная вскрытая мощность может достигать 1,5 км. Контакты пластовых тел с меланогнейсами Шо согласные, часто постепенные. Нередко они осуществляются через переслаивание с пластинами мощностью до 1 м на интервале 3–5 м. Текстуры гнейсов полосчатые, мигматизация носит послонный, реже плейчатый характер, вплоть до образования птигматитов.

В составе комплекса *метаинтрузивных, интрузивных и жильных пород* района массива Шо было выделено восемь групп пород. Детально рассмотрим наиболее интересные из них – группы метабазитов и метаультрамафитов.

Метабазиты локализованы преимущественно в юго-восточной части массива Шо. Они образуют протяженные (в среднем 0,1–0,5 км) пластовые, силлоподобные тела мощностью до первых десятков метров, залегающие среди пород метаморфического комплекса. Контакты пластовых тел субсогласные, нечеткие, нивелированные последующим метаморфизмом. Часто наблюдаются постепенные переходы во вмещающие меланогнейсы. Встречаются также изометричные, штокообразные тела диаметром до 80 м и дайкообразные тела мощностью первые метры. Метабазиты прорваны пегматитовыми жилами и дайками аплитов. Исследованные тела метабазитов совместно с вмещающими породами подверглись метаморфизму в условиях мигматитовой ступени амфиболитовой фации и участвовали в главной складчатости, определяющей структурный план массива Шо.

В состав группы метабазитов входят следующие разновидности пород: пироксеносодержащие амфиболиты, амфиболовые (пироксен) кристаллические сланцы и метагабброиды. В метагабброидах, в отличие от кристаллических сланцев и амфиболитов, сохранились реликты габбровых структур. Пироксеносодержащие амфиболиты сложены: роговой обманкой (45–60 %), плагиоклазом (30–40 %), биотитом (0–10 %), клинопироксеном (1–8 %), ортопироксеном – до 5 % (в одном случае 20 %), \pm КПШ (до 3 %). Из аксессуарных минералов представлены – хлорит, карбонаты, рудный минерал. Ортопироксен встречается в виде отдельных изометричных, идиоморфных зерен гиперстена. Роговая обманка (и хлорит) часто развивается по пироксенам (рис. 3).

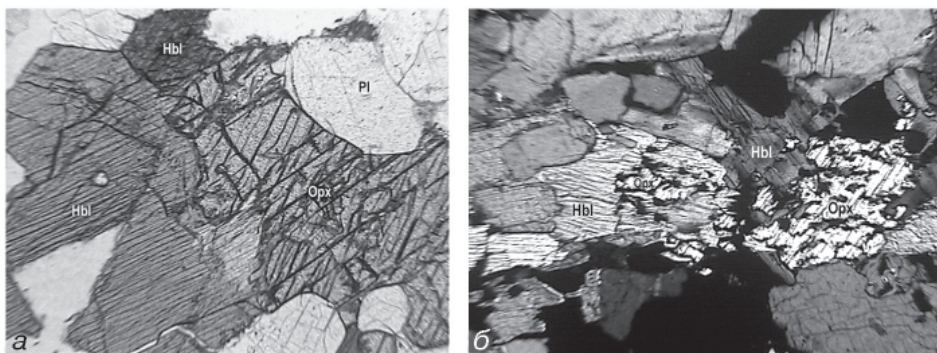


Рис. 3. Амфиболизация ортопироксенов: *a* – метагабброид, без анализатора (увеличение $\times 10$); *б* – пироксеносодержащий амфиболит, с анализатором (увеличение $\times 10$)

Кристаллические сланцы представляют собой темноокрашенные среднекристаллические породы со сланцеватой либо полосчатой текстурой. Структуры пород лепидогранобластовые или лепидобластовые, обусловленные преобладанием таблитчатых кристаллов биотита и амфибола. Состав амфибол-биотитовых кристаллических сланцев – биотит (10–35 %), амфибол (10–35 %), плагиоклаз (40–60 %), \pm пироксен (1–10 %, редко до 25 %). Рудный минерал в кристаллосланцах присутствует в акцессорных количествах, но его содержание может достигать до 3–5 %. Среди акцессорных минералов отмечаются апатит и циркон.

Среди метагабброидов можно выделить следующие разновидности – метагаббро, метагаббронориты, метанориты. Метагабброиды представляют собой темно-серые, зеленоватые среднезернистые породы сланцеватой, иногда неяснополосчатой текстуры. В наименее измененных разностях текстура пятнисто-слабополосчатая, структура близка к габбровой, гипидиморфнозернистой. Плагиоклаз представлен олигоклазом или андезином, часто сосюритизирован. Темноцветные минералы, нередко составляя до 90 % объема породы, представлены роговой обманкой, пироксенами, реже биотитом ($M = 60\text{--}90$). Часто по клинопироксену развивается актинолит и роговая обманка. Для этих пород очень характерны процессы амфиболизации и хлоритизации пироксенов. Иногда отмечается развитие в интерстициях и по трещинам вторичных, карбонатных минералов. В некоторых породах сохранились первичные, магматические габбровые структуры. Состав метагаббро, метагаббро-нориты представлен: плагиоклазом (25–30 %), клинопироксеном (15–30 %), гиперстеном (5–25 %), амфиболом (5–20 %), \pm оливин (до 4 %). Из акцессорных минералов – сфен (1–3 %), рудный минерал (до 2 %), карбонаты, апатит. Метанориты сложены: плагиоклазом (45–50 %), гиперстеном (18–20 %), амфиболом (15–20 %), кальцитом (3–4 %), \pm оливин. Акцессорные минералы представлены хлоритом и рудным. Кальцит встречается в виде изометричных зерен и развивается по амфиболу.

Группа *метаультрамафитов* представлена двумя разновидностями пород – метаперидотитами и метапироксенитами. Метаперидотиты обнаружены в центральной и западной частях массива Шо. Они слагают маломощные (1–1,5 м) пластовые тела, согласно залегающие среди Ламбертских гнейсов. Минеральный состав метаперидотитов: амфибол (45–55 %), оливин (22–25 %), диопсид (10–15 %), энстатит (3–7 %). Акцессорные минералы – шпинель и рудный минерал. Структура породы определяется взаиморасположением кристаллов оливина, амфибола и пироксенов и может быть определена как гранобластовая, порфиробластовая или гетерогранобластовая. Оливин встречается как в виде отдельных крупных пор-

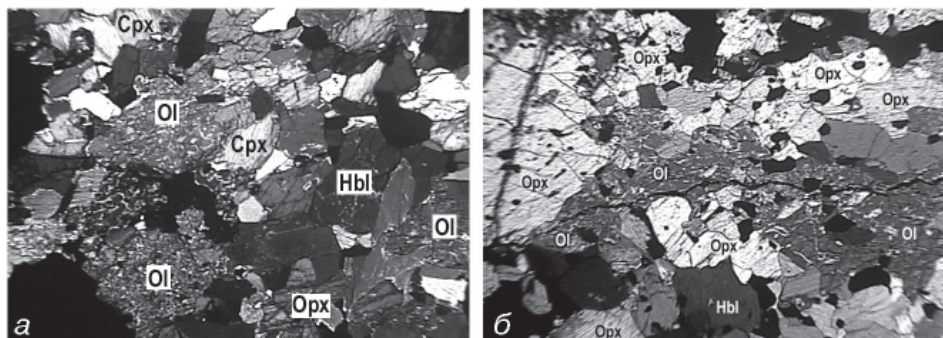


Рис. 4. Метаультрамафиты (с анализатором, увеличение $\times 2,5$): а – метаперидотит; б – метапироксенит

фировых зерен, так и в основной массе совместно с другими минералами. Большинство зерен оливина серпентинизированы и хлоритизированы. Амфибол представлен светло-зеленой роговой обманкой, которая нередко развивается по пироксенам. Большое количество амфибола в породе определяется в первую очередь метаморфическими изменениями исходного перидотита.

Метапироксениты представлены единичной находкой. Они слагают эродированные коренные выходы шириной около 3 м среди элювия Ламбертских гнейсов. Минеральный состав породы: энстатит (60–70 %), амфибол (10–15 %), оливин (3–4 %), рудный минерал – около 10 %. Как и перидотиты, пироксениты обладают порфиробластовой структурой, где крупные порфировые зерна представлены энстатитом и редким оливином (рис. 4). Среднезернистая основная масса представлена роговой обманкой, развивающейся по энстатиту, и рудным минералом группы ферришпинелей.

Описанные в ультрамафитах структуры отражают процессы бластеза и катаклаза, наложенные на исходно равномернoзернистые, идиоморфнозернистые, интрузивные породы, которые приобрели новые структуры в ходе перекристаллизации и рассланцевания.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД МАССИВА ШО

Для определения возраста геологических событий, сформировавших кристаллический массив Шо, было отобрано 5 образцов из основных разновидностей горных пород: 50214-1 гранат-биотитовый плагиогнейс, меланогнейсы Шо; 50307-1 гранат-биотитовый мигматизированный гнейс и 50331-3 биотитовый гнейс (Ламбертские гнейсы); образцы 50317-1 (метагаббро) и 50322-2 (аплит) представляют комплекс метaintрузивных и жильных пород массива.

Изотопное датирование геологических объектов с помощью U-Pb изотопной системы цирконов является на сегодняшний день одним из наиболее разработанных и точных методов датирования [20]. Основанное на совместном использовании двух независимых природных систем радиоактивного распада урана $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ с образованием дочерних изотопов свинца, оно позволяет не только оценить возраст образования уран-свинцовой системы минерала, но и оценить степень сохранности возрастной информации. Уровень прецизионности (десятые доли млн лет при возрастах в 2–3 млрд лет) позволяет расчленять геологические события протерозойского и архейского времени с необходимой для геодинамического моделирования точностью [13]. Широкий интервал условий кристаллизации циркона позволяет использовать его как геохронометр для датирования не только магматических, но и разнообразных метаморфических и метасоматических

процессов. В то же время, благодаря химической и физической устойчивости циркона как минерала, при наложенных событиях в посткристаллизационное время часто возникает проблема частичной (неполной) потери радиогенного свинца и/или урана при сохранении (и даже новообразовании) циркона, что приводит к возникновению так называемой возрастной дискордантности. Одним из решений этой проблемы является модель, предложенная в 1956 г. Дж. Везериллом [18], определения возраста по набору когенетических (например, разделенных по размеру или другим морфологическим признакам) фракций циркона, в разной степени испытавших потери радиогенного свинца в едином наложенном процессе, с построением дискордии на графике согласованных (конкордантных) U/Pb возрастов. Основной технической трудностью этого подхода является задача выбора соответствующих для этой модели фракций циркона, что в общем случае требует тщательного предварительного минералогического изучения цирконов (включая микроскопический и катодолюминесцентный анализ) [17]. Использование для датирования циркона локального анализа позволяет частично упростить этот процесс, так как появляется возможность визуального контроля анализируемого вещества зерна циркона в процессе анализа.

Выделение фракций цирконов из пяти изученных образцов пород проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и магнитного сепаратора из навесок образцов до 1 кг. Выход циркона в зависимости от состава образца составил от десятков зерен до 100 мг. Доочистка фракций циркона осуществлялась вручную под бинокулярной лупой.

В образце 50214-1 гранат-биотитового плагиогнейса циркона оказалось немного и в основном он мелкий (до 0,1 мм). На изотопный анализ он отбирался из размерной фракции 0,1–0,2 мм. В этой фракции циркон представлен разнообразными по форме и по степени сохранности огранки зернами – от четко призматических до округлых и неправильной формы угловатых обломков. Отдельные зерна представлены хорошо выраженными кристаллами призматической формы с гранями дипирамиды прозрачными слабоокрашенными или желтовато-коричневыми. Округлые окатанные зерна, как правило, мутные с многочисленными включениями темноцветных минералов. Под микроскопом зерна циркона имеют как гомогенное строение, так и зональное, но зональность выражена слабо (рис. 5а). В образце 50307-1 гранат-биотитового мигматизированного гнейса циркон представлен двумя принципиально отличающимися разновидностями (рис. 5в, г). Первая представлена округлыми зернами, у которых грани практически не сохранились, с удлинением 1. Цвет зерен – коричневатый с малиновым оттенком. Сами зерна при этом прозрачные, под микроскопом, как правило, гомогенные, без следов зональности, но в тех зернах, где сохраняются элементы кристаллографических форм, могут наблюдаться ядра и зоны роста. Иногда встречаются сростания двух зерен неправильной формы. Размер зерен от среднего до крупного (фракции 0,1–0,2 и >0,2 мм) (рис. 5г). Вторая разновидность представлена удлиненными (удлинение 2–3) мелкими зернами (фракции <0,1 мм) призматического габитуса. При этом острая дипирамида (121), как правило, отсутствует. Цвет зерен – розоватый, сами зерна часто ожелезнены (пленка гидроокислов железа). Обычно зерна прозрачные, но встречаются и мутные. Под микроскопом все изученные зерна характеризуются отчетливой ростовой зональностью (рис. 5в). Циркона в образце 50331-3 биотитового гнейса мало и в основном он мельче 0,1 мм. Удалось выделить одно крупное зерно (>0,2 мм) гиацинтового габитуса. Из фракции 0,1–0,2 мм выделено 12 зерен циркона призматической формы от коротко- до длиннопризматических. Зерна – полупрозрачные или прозрачные, иногда уплощенной формы, с ожелезненными пленками на поверхности граней. Под микроскопом практически во

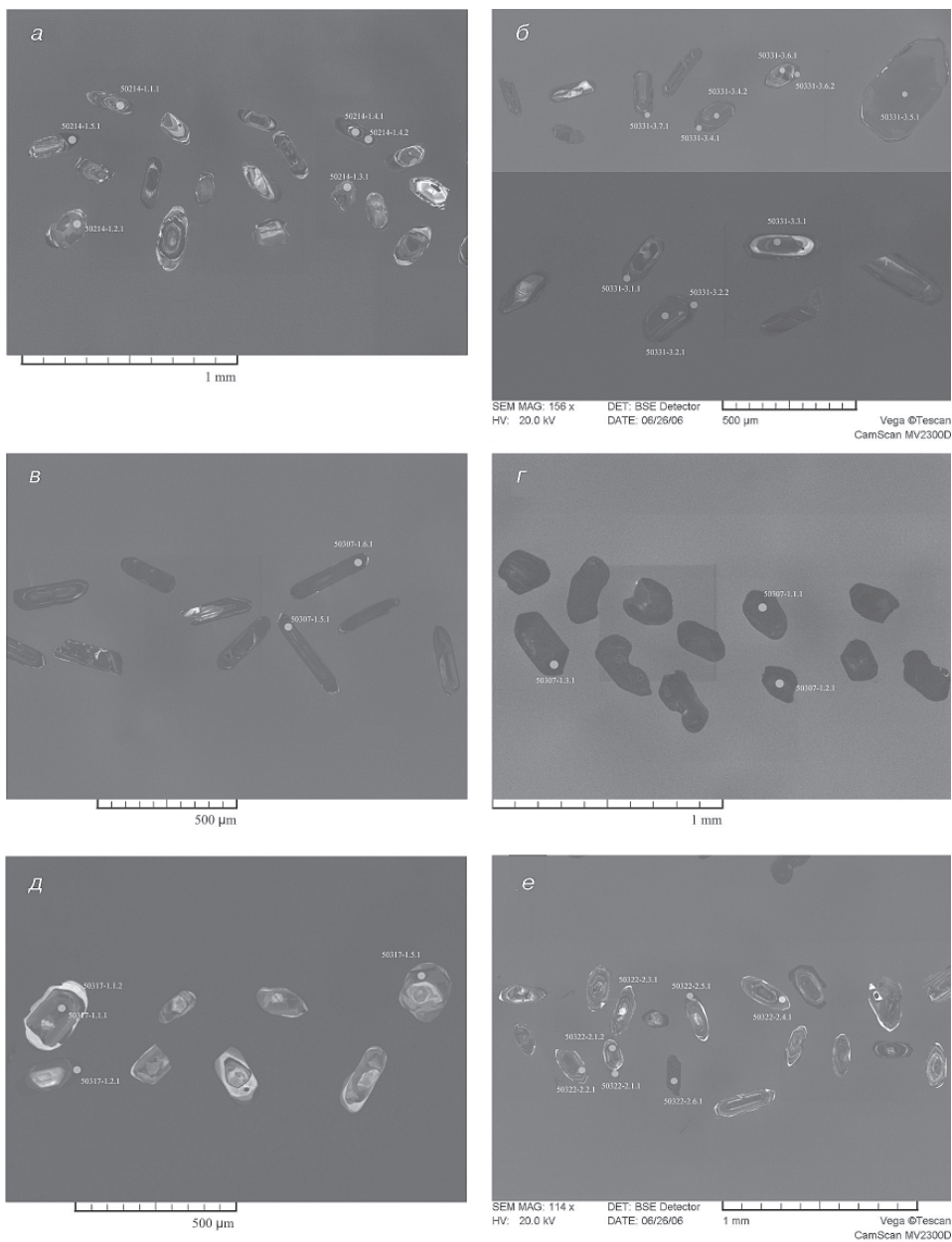


Рис. 5. Изображения изученных цирконов метаморфических пород массива Шо в катодных лучах. На рисунках показано положение точек локального анализа (полые круги) и их номера, соответствующие рис. 6 и 7

всех зернах отмечается наличие «ядра», которое менее прозрачно и расположено асимметрично по отношению к огранке. Все зерна характеризуются наличием ростовой зональности (рис. 5б). *Метагаббро (50317-1)* характеризуется очень малым количеством циркона, что является типичным для основных пород. Тяжелая

фракция представлена на 70 % сульфидами и на 30 % апатитом. Выделено 15 зерен, из которых 7 имеют размер примерно 0,1 мм, а 8 зерен – 0,085 мм. Зерна прозрачные призматического габитуса бледно-розового цвета со слегка сглаженными ребрами, гомогенные. Удлинение 2. Одно зерно гантелеобразной формы (рис. 5д). В *аплите* (50322-2) зерен циркона немного, в крупной фракции (> 0,2 мм) они отсутствуют совсем. Во фракции 0,15–0,2 мм 11 зерен от хорошо ограниченных коричневых кристаллов с тупой дигипирамидой до розоватых прозрачных с острой дигипирамидой. Присутствуют и промежуточные формы розового цвета полупрозрачные или мутные. Во фракции 0,1–0,15 мм цирконы аналогичного облика. В более мелкой фракции (0,1–0,085 мм) обе разновидности циркона характеризуются наличием зональности, а также газовой-жидких включений (рис. 5е).

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского (С.Петербург). Отобранные вручную зерна цирконов были помещены в эпоксидную смолу совместно с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были шлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Селекция материала, наиболее пригодного для датирования, осуществлялась с помощью предварительного изучения зерен циркона оптическими (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминисцентными методами (изучение внутренней структуры и зональности цирконов). Измерения U-Pb отношений изученных цирконов проводились по ме-

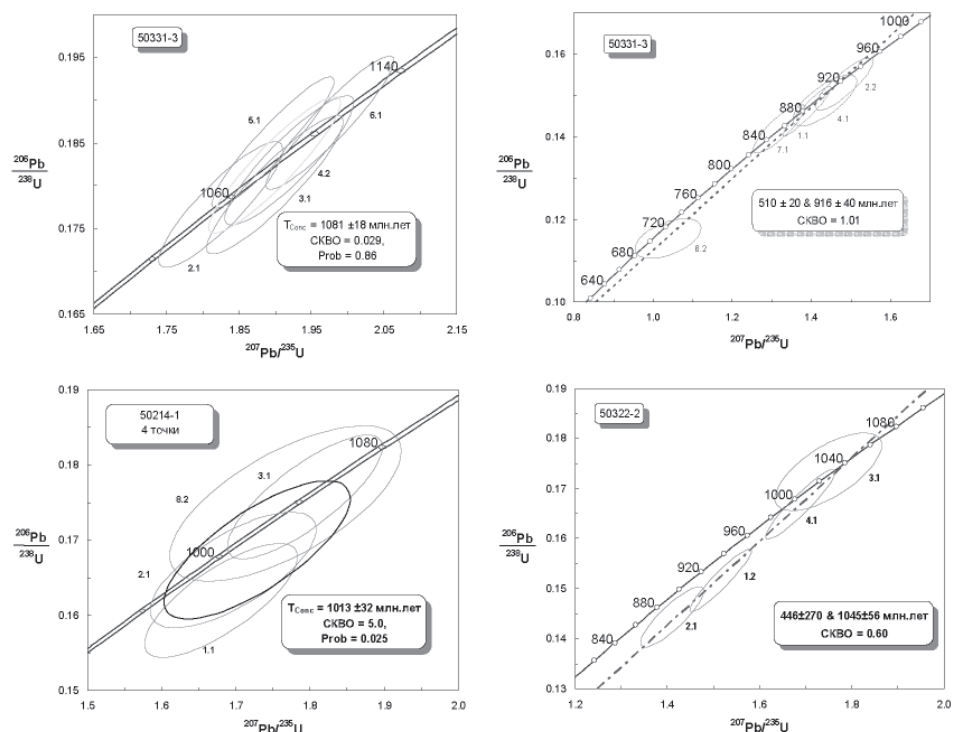


Рис. 6. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов изученных метаморфических пород массива Шо. На рисунках приведены данные, характеризующие «древнее» Рейнерское событие. Эллипсы соответствуют величинам погрешности анализа на уровне 2σ

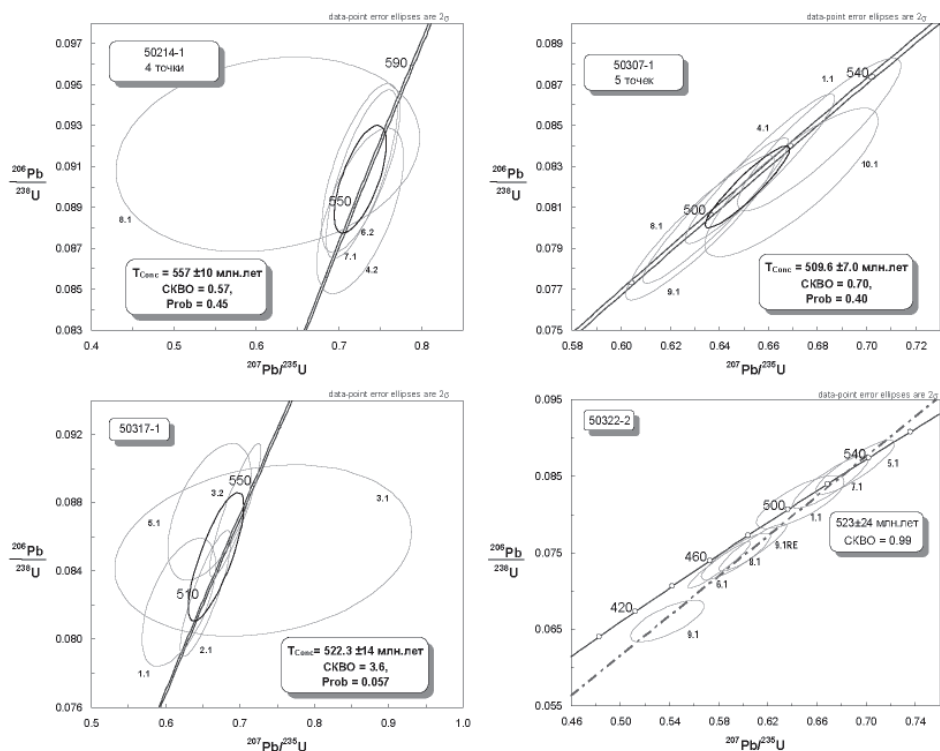


Рис. 7. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов изученных метаморфических пород массива Шо. На рисунках приведены данные, характеризующие «молодое» панафриканское событие

тодике, описанной в статье [19]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 15 мкм. Первичная обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [10]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [5]. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на рисунках и в тексте на уровне 2σ , тогда как погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) на уровне 1σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [10].

Основные результаты изотопно-геохронологического изучения цирконов из метаморфических пород массива Шо приведены на рисунках 6 и 7 и сводятся к следующему. Изотопный состав изученных цирконов в различной мере отразил проявление двух основных геологических событий с возрастом 900–1100 млн лет назад и 450–550 млн лет назад. Наиболее позднее событие, связанное с внедрением аплитовых жил, соответствует рубежу 457 ± 8 млн лет и маркируется образованием молодых цирконов поздней генерации (рис. 7) образца 50322-2 (аплит). Панафриканская активизация на рубеже 500–550 млн лет назад отразилась как в образовании новых генераций циркона этого возраста (образец 307-01), так и рекристаллизации более ранних генераций (образец 317-01), а также появлении мо-

лодых оторочек на более древних цирконах (образец 214-01) (рис. 7). Наиболее ранний метаморфизм, проявленный в изученных образцах, соответствует времени рейнерского события 900–1100 млн лет назад (образцы 214-01, 307-01, 331-03). Время внедрения протолитов изученных ортогнейсов соответствует 1081 ± 18 млн лет назад (образцы 214-01, 331-03) (рис. 6). Полученные результаты позволяют провести корреляцию с геохронологически охарактеризованными событиями на массиве Клеменс [7].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании полученных петрологических и геохронологических данных можно предложить следующую схему эволюции метаморфических процессов в районе горного массива Шо (от ранних к поздним): гранулитовая среднетемпературная фация (M_1) → амфиболитовая фация (M_2) → низкотемпературная зеленосланцевая фация (M_3).

Гранулитовый метаморфизм M_1 предположительно совпадает по времени с этапами тектонических деформаций D_{1-2} . Выделение этапа M_1 определяется, в первую очередь, наличием в различных породах минеральных парагенезисов с гиперстеном – минералом, являющимся критическим для гранулитовой фации. Это парагенезисы – ортопироксен + клинопироксен + буро-зеленая роговая обманка, а также калишпат + силлиманит + гранат + биотит. На ранний метаморфизм гранулитовой фации указывает, прежде всего, присутствие ортопироксена или его сильно резорбированных реликтов. Необходимо отметить, что ортопироксен наблюдался в породах как метаморфического комплекса массива Шо, так и среди метаинтрузивных. А именно, в меланократовых гнейсах и метабазитах. Для метабазитов магматическое образование этого минерала представляется очевидным, особенно с учетом его взаимоотношений с другими минералами в породе, наличием реликтовых магматических структур, геологическим положением самих интрузивных тел метабазитов. Генезис ортопироксена в биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах и мигматитах остается неопределенным. Только в нескольких случаях в шлифах отмечаются идиоморфные, «свежие» зерна изометричных пироксенов, которые можно интерпретировать как вновь образованные и генетически связанные с высокотемпературным метаморфическим процессом (гранулитовым метаморфизмом умеренных давлений). Последовательность образования минералов парагенезиса калишпат + силлиманит + гранат + биотит, а именно реакционное замещение реликтового граната на ассоциацию рудный минерал + биотит + силлиманит предполагает наличие более раннего метаморфического события (гранулитовый метаморфизм M_1), когда сформировался сам гранат.

Амфиболитовый метаморфизм мигматитовой ступени M_2 , который проявился на всей изученной территории и значительно затушеввал предыдущие события, выделяется на основании следующих данных: широкое распространение в лейкократовых породах массива Шо парагенезиса – плагиоклаз + калиевый полевой шпат + биотит + кварц + гранат ± роговая обманка ± силлиманит; повсеместное замещение ортопироксенов и клинопироксенов роговой обманкой в меланократовых гнейсах и основных метаинтрузивных породах; замещение реликтового граната (предположительно сформированного на стадии гранулитового метаморфизма) на ассоциацию рудный минерал + биотит + силлиманит (рис. 2). В некоторых образцах отмечается также замещение всех ранее сформированных мафических минералов биотитом, иногда с образованием биотит-кварцевых симплектитов на контакте зерен ортопироксена или роговой обманки с плагиоклазом.

Этап M_3 определяется наличием в породах массива Шо более низкотемпературных минеральных ассоциаций. К ним относится появление бледно-зеленого амфибола, хлорита, мусковита и карбонатных минералов в породах богатых СаО,

**История геологического развития кристаллических пород массива Шо,
центральная часть гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида)**

События	Время (млн лет назад)
Деформации D ₄₋₅ : образование shear-зон, образование разломов субширотного и СЗ-простираия, формирование гидротермальных метасоматитов	(?)
Внедрение даек аплитов	457 ± 8
Панафриканское тектоно-магматическое событие: внедрение жил биотитовых и двуслюдяных пегматитов и гранат-кварцевых жил; метаморфизм M ₃ – низкотемпературная зеленосланцевая фация (?); деформации D ₃ : сланцеватость S ₃ , складчатость F ₃	550 – 500
Рейнерское тектоно-термальное событие (?): метаморфизм M ₂ – амфиболитовая фация; деформации D ₂ , сланцеватость S ₂ , складчатость F ₂	916 ± 40 911 ± 67 950 – 850 (?)
Внедрение даек и пластовых тел ультраосновного, основного состава (протолитов метабазитов)	< 950
Рейнерское тектоно-термальное событие: метаморфизм M ₁ – низко-среднетемпературная гранулитовая фация; деформации D ₁ : сланцеватость S ₁ , складчатость F ₁	1100 – 950 (?)
Внедрение (или осадконакопление?) протолитов меланогнейсов, внедрение протолитов ортогнейсов (Ламбертских гнейсов)	1081 ± 18 1100 – 950 (?)
Образование осадочной толщи (протолитов парагнейсов)	> 1100

серицитизация и сосюритизация плагиоклазов, а также пелитизация микроклинов и ортоклазов.

Структурные наблюдения на массиве Шо позволили установить 5 этапов деформаций (табл. 1). Тектонические процессы оказали существенное влияние на геологическое строение массива Шо. Наиболее широко представлены пластические складчатые деформации. Этапы деформаций D₁ и D₂ для массива Шо явились, по нашему мнению, определяющими в структурном плане.

Главная складчатая форма деформаций D₁ представлена изоклиальной лежащей складкой (длина более 5 км при ширине более 1 км) с ундулирующим шарниром, зеркало складчатости F₁ слабо погружается на юго-восток (см. разрез, рис. 1). Породы, слагающие более двух третей массива по площади, образуют нижнее крыло этой структуры. Ее замковая часть расположена в северной части массива, верхнее крыло срезано эрозией. Волнистая осевая поверхность северо-восточного простираия 130–135°, осложненная последующими этапами деформаций, постепенно погружается под углом 7–10° на северо-запад. Направление сланцеватости пород S₁ в целом параллельно осевой поверхности изоклиальной структуры. В складчатости F₁ принимали участие все породы, включая тела метабазитов. Вероятно, деформации D₁ соответствуют пику регионального метаморфизма M₁, достигавшего условий гранулитовой фации. Такие складчатые формы могли возникнуть в результате продольного смятия толщ или в ходе образования тектонических покровов. В это же время происходило внедрение пластовых субсогласных тел ультраосновного и основного состава, возможно являющихся протолитами меланогнейсов Шо. Внедрение этих пород происходило в течение этапа D₁ и, вероятно,

продолжилось во время последующего этапа — D_2 , представляя собой уже дайковый комплекс протолитов более молодых метабазитов. В метаморфических породах массива Шо наблюдается также изоклиальная складчатость меньшего порядка (до 20 м в длину), осложняющая главную изоклиаль, и мелкая, нерегулярная, нередко изоклиальная, дисгармоничная складчатость с амплитудой первые см.

Этап *деформаций* D_2 предположительно связан с началом метаморфизма M_2 . В это время произошло изменение вектора тектонических движений. На этом этапе сформировались новые, относительно крупные складчатые формы F_2 , осложняющие главную структуру района. На востоке массива фиксируется визуально и картируется крупная структура F_2 , определяющая строение всей восточной — юго-восточной части массива. Она представляет собой асимметричную структуру сложного строения (длиной — более 1 км и шириной — более 500 м). Это уплощенная, вплоть до изоклиального положения крыльев, складка с сильно наклоненной осевой плоскостью, с пережатым основанием ядра. Простираение осевой поверхности структуры отличается от изоклиналей главной складчатости F_2 на 25–35°. Оно широтное, с общим погружением осевой плоскости на юг. Возможно, этап D_2 явился прямым продолжением деформаций этапа D_1 без значительного разрыва во времени. Общее региональное простираение осевых плоскостей главных структур F_1 и F_2 довольно близко, в отличие от их резко отличающегося падения. Похожими являются и морфологические признаки складок (изоклиальная форма, близкие размеры). Осложняющие изоклиальные структуры 2-го и 3-го порядков имеют направления падения и азимуты простираения осевых поверхностей подобные главной структуре F_2 .

Этап *деформаций* D_3 проявился в формировании складок F_3 , которые осложняют структуры предыдущих этапов деформаций и, в первую очередь, главные изоклиальные складки F_1 . Эти деформации могут быть связаны с метаморфизмом M_3 . Это простая вторичная складчатость, представленная брахиформными, низкоамплитудными складками, длиной 2,5–2,7 км и шириной более двух километров. В центральной части массива наблюдаются пологие синформа и антиформа. Предположительно в конце и после формирования пологой складчатости F_3 происходило внедрение пегматоидных тел, наблюдаемых среди пород метаморфического комплекса.

Этапы *деформаций* D_4 и D_5 знаменуют переход от пликативных к дизъюнктивным деформациям. С этапом D_4 связано формирование shear-зон с развитием динамической (катакластической) сланцеватости S_4 . Главным итогом деформаций D_5 явилось формирование разрывных нарушений с малыми амплитудами, которые секут все породы изученного разреза горного массива Шо. Хрупкие деформациями D_5 могут быть связаны с мезо-кайнозойскими рифтогенными процессами регионального характера. Основным разломом по протяженности и, вероятно, по амплитуде является предполагаемый сдвиг в восточной части массива Шо. Выделение этого нарушения основано на явном несоответствии разновидностей пачек и слоев кристаллических пород в юго-восточном борту массива.

В восточной части массива, где развиты породы группы меланократовых гнейсов, залегают и метаинтрузивные тела, в первую очередь, группы метагабброидов. Это обстоятельство можно считать закономерным, если предположить, что породы группы меланократовых гнейсов, метагабброидов и ультраосновных пород исходно относятся к единой серии гипабиссальных интрузий, имеющей длительный, многофазный период формирования. Возможно, на фоне мощных метаморфических процессов продолжалось внедрение синтетектонических интрузий основного (и ультраосновного) состава. Базитовые тела начальных фаз магматического цикла могли окончательно потерять признаки интрузивного генезиса в результате двух последовательных этапов метаморфизма (M_1 и M_2), проявленных в регионе.

Амфиболизация пироксенов, различные стадии которой мы наблюдаем в метаморфических и метаинтрузивных породах, как раз и является одним из таких процессов метаморфических изменений. Вполне вероятно, что рассматриваемая ассоциация пород может представлять собой вулканогенно-плутонический комплекс, главной составляющей которого являются абиссальные и гипабиссальные породы различного генезиса (штоки, дайки, силы и покровы), по составу отвечающие магматическим породам от ультраосновных перидотитов, габброидов и долеритов до андезитов и диоритов, которые в дальнейшем сформировали пласты и толщи плагиогнейсов.

Район кристаллического массива Шо располагается в зоне сочленения архейского протократонного блока – Рукерской гранит-зеленокаменной области – с мезопротерозойским Фишерским вулканогенно-плутоническим комплексом. Метаморфическая эволюция кристаллических пород массива Шо подобна другим районам Ламбертского комплекса, однако общий минералогический и вещественный состав пород массива значительно смещен в сторону основных и средних пород по сравнению с общим геологическим разрезом уступа Моусона и массива Клеменс. Более 40 % пород массива относятся к метаморфизованным (или метаморфическим) ультраосновным, основным и средним породам (рис. 8).

При изучении метаморфической толщи массива Шо наиболее неопределенным остался вопрос об исходной геологической природе изученных метаморфитов. На петрохимической диаграмме для разделения орто- и парагнейсов [14] около 60 % точек проанализированных образцов располагаются в поле магматических пород (рис. 9), что может в определенной мере свидетельствовать об их первично магматической природе. Вместе с тем последующая метаморфическая переработка изученных пород могла значительно изменить не только первичные характери-

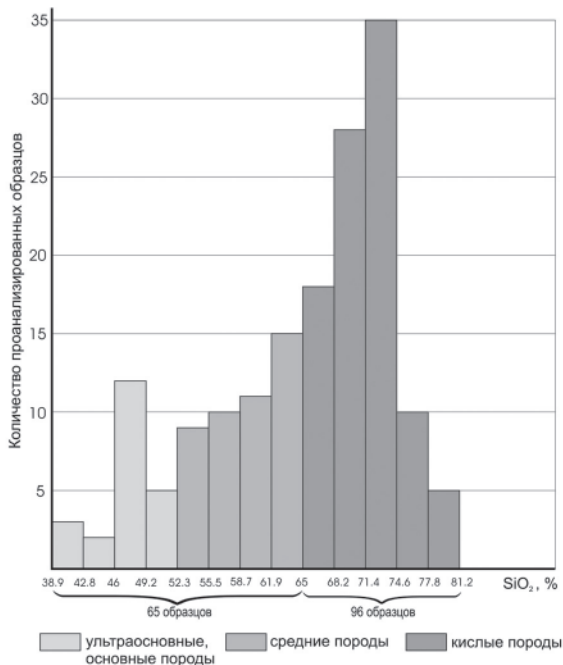


Рис. 8. Гистограмма частот встречаемости пород по содержанию кремнезема среди проанализированных метаморфитов массива Шо

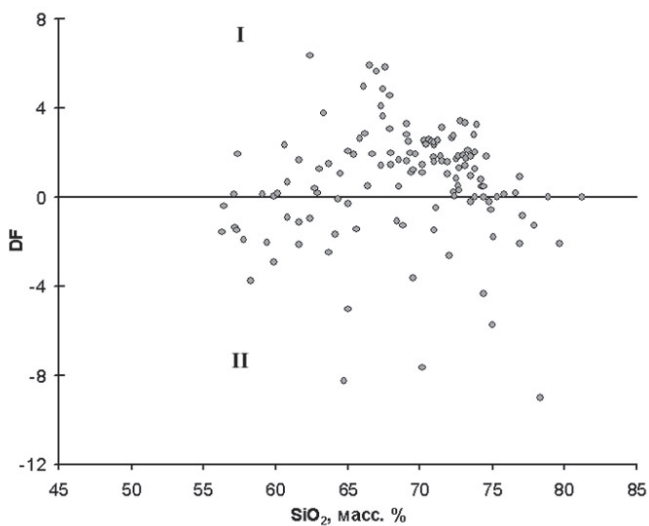


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов [13].

$DF = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3 - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$, I – поле магматических пород, II – осадочных пород

стики самих пород, но и существенно исказить соотношение между первично магматическими и осадочными породами в общем геологическом разрезе горного массива Шо.

Имеющиеся в литературе статистические исследования изменения химического состава пород при метаморфизме в условиях от среднетемпературных фаций до гранулитовой включительно свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, за исключением щелочей [2]. Это положе-

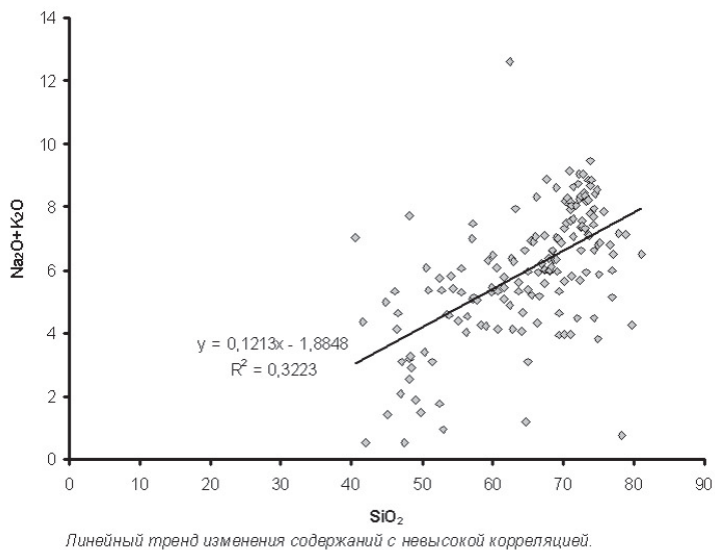


Рис. 10. Бинарная диаграмма сумма щелочей – SiO_2 для изученных пород массива Шо

ние позволяет применять петрохимические диаграммы для выявления исходной природы метаморфических пород [8, 14].

Однако подобные оценки являются скорее качественными и требуют определенной осторожности, поскольку вышеуказанные закономерности неприменимы к породам, подвергшимся процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений, которые особенно интенсивно проявляются в зонах повышенной проницаемости для флюидных фаз [3]. В породах массива Шо процессы метасоматоза и гранитизации отмечены на локальных участках, но значимой интенсивности. Степень влияния этих процессов и значения для интерпретации полученных геохимических данных можно оценить лишь приблизительно. Вероятно, можно предполагать общее, относительно слабое, воздействие кислых расплавов или кремне-щелочных растворов на породы массива в целом. Это влияние могло выразиться на петрохимической диаграмме (рис. 9) в смещении рассчитанных значений вниз вдоль оси DF в случае привноса SiO_2 и малой подвижности остальных компонентов. В остальных случаях (особенно при значительном изменении содержаний K и Na) проблема реконструкции протолитов метаморфизованных пород массива Шо представляет собой задачу, не имеющую однозначных решений. Содержания K и Na в породах массива Шо в целом не стабильны – наблюдается относительно невысокая корреляция значений на диаграмме сумма щелочей – SiO_2 (рис. 10).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря географическому положению регион горного массива Шо является ключевым объектом для понимания тектонической структуры центральной части гор Принс-Чарльз в целом. Изученный район располагается в зоне сочленения архейского протократонного блока (Рукерской гранит-зеленокаменной области) с мезопротерозойским вулканогенно-плутоническим Фишерским комплексом. По нашему мнению, массив Шо в структурно-тектоническом плане и по особенностям проявленного метаморфизма наиболее близок породам массива Клеменс. Но в то же время минеральный и вещественный состав пород массива Шо имеет значимое формационное сходство и с породами, слагающими Фишерский комплекс. Полученные изотопные датировки фиксируют два основных геологических события: 1100–900 и 550–450 млн лет назад, соответствующих рейнерскому и пан-африканскому тектоно-термальным событиям. Главным итогом изучения этапов деформаций и соответствующих им геологических и морфологических особенностей пликативных и дизъюнктивных структур на массиве Шо явилось выделение двух основных этапов – D_1 и D_2 . Эти деформации хорошо коррелируют с соответствующими метаморфическими событиями (M_1 и M_2). Формирование складчатости во время этих этапов было определяющим не только для массива Шо, но и для всего изученного района. Структурно-тектоническая позиция района может интерпретироваться как относительно более молодая мезо-неопротерозойская высокометаморфизованная область, обрамляющая Фишерскую провинцию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М: Недра, 1990. 232 с.
2. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный Мир, 2000. 416 с.).
3. Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 6. С. 56–63.
4. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный Мир, 2000. 416 с.
5. Black L.P., Kamo S.L. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology// Chemical Geology. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

6. *Condie K., Allen P.* Origin Archean charnockites to south // India, Geochemistry Archean (Russian). 1987. P. 224–249.
7. *Corvino A.F., Boger S.D., Wilson C.J.L., Fitzsimons I.C.W.* Geology and SHRIMP U-Pb Zircon Chronology of the Clemence Massif, Central Prince Charles Mountains, East Antarctica // Terra Antarctica. 2005. Vol. 12. P. 54–68.
8. *Dennen W.H., Moore B.R.* Chemical definition of nature detrital sedimentary rocks // Nat. Phys. Sci. 1971. Vol. 234. P. 127–128.
9. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian // Gondwana Eight: assembly, evolution and dispersal / Findley R.H., Unrug R., Banks M.R., Veevers J.J. (eds.). Balkema, Rotterdam, 1993. P. 141–151.
10. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 22 p.
11. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.49 // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 2001. № 1a. 71 p.
12. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W. et al.* Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Bulletin. 2001. Vol. 247. 210 p.
13. *Parrish R.R., Noble S.R.* Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS) // Zircon. Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (eds.) / Mineralogical Soc. America, Washington DC, 2003. P. 183–213.
14. *Shaw D.* The origin of the Apsley gneiss // Can. J. Earth Sci., Ontario. 1972. Vol. 9. P. 18–35.
15. *Tingey R.J., England R.N.* Geological work in Antarctica – 1972. Bureau of Mineral Resources, Australia. Record 1973/161.
16. *Tingey R.J., England R.N., Sheraton J.W.* Geological investigations in Antarctica 1973 – the southern Prince Charles Mountains. Bureau of Mineral Resources, Australia. Record 1981/43.
17. *Vavra G.* On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. Contrib. Mineral. Petrol., 1990. Vol. 106. P. 90–97.
18. *Wetherill G.W.* Discordant uranium-lead ages // Transactions American Geophysical Union. 1956. 37, P. 320–326.
19. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / McKibben M.A., Shanks III W.C. and Ridley W.I. (eds.). Reviews in Economic Geology, 1998. Vol. 7. P. 1–35.
20. Zircon / Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (eds.). // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. America, Washington DC, USA, 2003. Vol. 53. 500 p.

V.A.MASLOV, D.M.VOROBIEV, B.V.BELYATSKY

GEOLOGY AND EVOLUTION OF THE SHAW MASSIF (PRINCE CHARLES MTS., E.ANTARCTICA)

Shaw massif is situated in the central part of the Prince Charles Mountains and represents a complex with complicated fold structure and compositions that include biotite leucogneisses, garnet-biotite gneisses and plagiogneisses (Lambert gneisses); amphibole-biotite melanogneisses, garnet-biotite plagiogneisses (Shaw melanogneisses). Also, there are poorly developed garnet-sillimanite-biotite gneisses (Isabelle paragneisses) which are met in the form of xenolith bodies among the Lambert gneisses and could be the fragments of the ancient sedimentary layer. The obtained U-Pb data reflect the two main geological events 900–1100 Ma and 450–550 Ma ago corresponding to Rayner and Pan-African tectonothermal events. The Shaw Massif terrane has been affected by at least 5 deformation events and three stages of metamorphic reworking. The tectono-structure position of the Shaw Massif region could be interpreted as a younger, high-grade metamorphic region framing the Fisher Province.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ В РАЙОНЕ ОБСЕРВАТОРИИ МИРНЫЙ

В. М. СМАГИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Мониторинг химического состава атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный, Антарктика, проводился с 1979 по 1990 г. в соответствии с программой ВМО по мониторингу фоновому загрязнению атмосферы (ВАРМоN). Отмечен тренд повышения содержания сульфатов и нитратов в атмосферных осадках, что соответствует тенденции повышения содержания этих ионов в глобальной атмосфере. Наблюдался заметный тренд понижения ионов аммония, рН, щелочности, а также ионов калия и кальция, имеющих в основном терригенное происхождение. Отмечен также тренд понижения рН с уменьшением возраста кернов из скважины, пробуренной на станции Мирный.

С 1979 по 1990 г. ААНИИ проводил исследования химического состава атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный, Антарктика. Наблюдения выполнялись в соответствии с программой Всемирной метеорологической организации (ВМО) по мониторингу фоновому загрязнению атмосферы (ВАРМоN) в рамках Глобальной системы мониторинга окружающей среды (ГСМОС). Главной целью программы ВАРМоN являлось получение информации о содержании атмосферных составляющих, их пространственной и временной изменчивости [4]. Следует отметить, что в 1989 г. на основе ВАРМоN и других программ была образована программа ВМО «Глобальные атмосферные наблюдения». Эта программа координирует глобальный мониторинг аэрозолей, озона, парниковых газов, ультрафиолетовой радиации, наиболее химически активных газов и химического состава осадков.

Антарктида, удаленная от всех источников загрязнения, является уникальным районом получения данных о распространении загрязняющих и природных веществ в глобальном масштабе. Атмосферные осадки в виде снега могут более эффективно выводить некоторые вещества из атмосферы, поскольку снежинки имеют большую площадь поверхности. В частности, со снегом и ледяными кристаллами в Антарктике выпадает 90 % атмосферных аэрозолей [5].

В связи с тем, что сбор атмосферных осадков в районе обсерватории Мирный является сложной задачей из-за сильных стоковых ветров с купола Антарктиды и метелевого переноса в приземном слое, был выбран вариант интегральных проб из снежного покрова. С учетом преобладающего стокового направления ветров отбор проб производился в 8 км к югу от Мирного. Снег отбирался один раз в 10 дней на полигоне 40×40 м² в пяти точках по углам и в центре с поверхности на глубину среднедекадного накопления снега, которое составляло 5–10 см. В объединенных пяти пробах определялись десять компонентов из числа рекомендованных программой ВАРМоN для фоновых станций: натрий, калий, кальций, магний, аммоний, нитраты, сульфаты, хлориды, щелочность и водородный показатель (рН). В районе полигона был также выполнен отбор проб на эти же десять компонентов из годовых слоев снега с 1970 по 1978 г. в специально выкопанных шурфах [3].

С целью оценки изменения содержания указанных выше компонентов в атмосферных выпадениях на удалении от моря выполнялся также отбор проб из снежного покрова в глубь континента до 100 км. Выполнялся также отбор проб керна из скважин, пробуренных на станциях Мирный, Пионерская и базе Победа. Для оценки влияния океана на химический состав снега производился отбор снежного покрова на припайном льду до 10 км от барьера в сторону моря.

В связи с тем, что определяемые ингредиенты имели низкие концентрации, находящиеся за пределами чувствительности стандартных методов, использовалось предварительное ионообменное концентрирование. Определение катионов натрия, калия, кальция и магния проводилось методом пламенной фотометрии, рН, ионов хлора и сульфатов – потенциометрическим методом, ионов аммония и нитратов – фотоколориметрическим, щелочность определялась титрованием [2].

В соответствии с рекомендациями Руководства ВМО по анализу химического состава атмосферных осадков качество полученных данных было оценено по ионному балансу [4]. Принцип электронейтральности в осадках требует, чтобы эквиваленты всех анионов соответствовали эквивалентам катионов. Во всех анализируемых пробах снега в районе обсерватории Мирный концентрация отрицательно заряженных ионов в допустимых пределах равнялась сумме положительных ионов. Это указывает на приемлемый уровень качества полученных данных по химическому составу атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный.

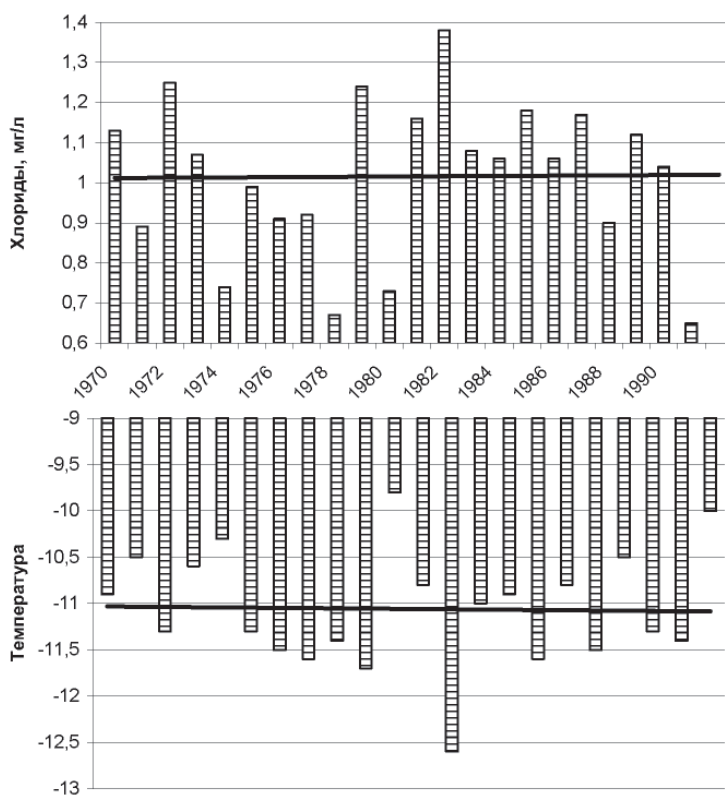


Рис. 1. Межгодовая изменчивость ионов хлора (мг/л) в снеге и температуры воздуха в районе Мирного

Известно, что ионы хлора в атмосферных выпадениях имеют практически полностью морское происхождение, при этом в прибрежных районах его концентрация в атмосферных осадках составляет около 10 мг/л, убывая обычно экспоненциально от берега в глубь материка, где на расстояниях свыше 100 км концентрация падает на порядок. На рис. 1 представлены среднегодовые концентрации ионов хлора в снеге, которые колеблются в пределах 1 мг/л. Интересно отметить, что наблюдается высокая корреляция между среднегодовыми концентрациями ионов хлора в снеге и среднегодовой температурой воздуха в районе Мирного. Тот же уровень содержания ионов хлора наблюдался и в пробах, отобранных на континенте и в кернах скважин. В то же время на припайном льду у Мирного содержание ионов хлора в снеге повышалось на порядок и более при удалении в море. Таким образом, несмотря на близость моря, место отбора проб, благодаря отмеченному выше преобладающему стоковому направлению ветров, соответствовало требованиям ВАРМОН по мониторингу распространения загрязняющих и природных веществ в глобальном масштабе.

Несмотря на значительные межгодовые колебания ионов хлора в атмосферных выпадениях, отсутствовало изменение тренда их содержания за период с 1979

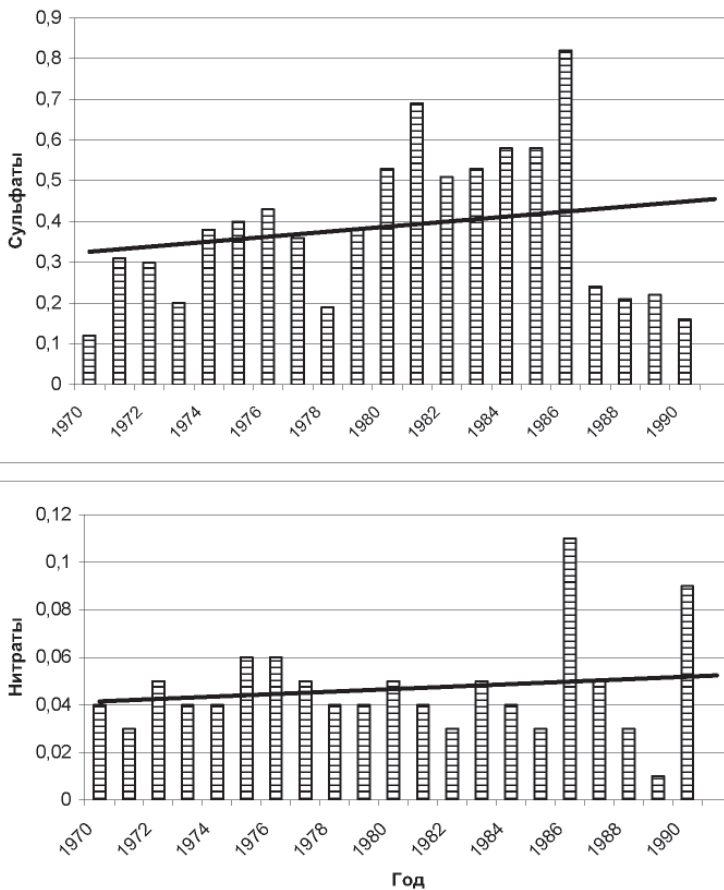


Рис. 2. Межгодовое распределение и тренды сульфатов и нитратов (мг/л) в снеге, obs. Мирный

по 1990 г., также как и в случае тренда температуры за этот период. Наблюдался незначительный тренд понижения концентрации ионов натрия, имеющих в основном морское происхождение, и практически отсутствовало изменение тренда в содержании ионов магния, также имеющих в основном морское происхождение.

Сульфаты в значительной мере также имеют морское происхождение, однако содержание их в атмосфере может повышаться за счет избыточных ионов как природного, так и антропогенного происхождения. Содержание нитратов в осадках также может повышаться как за счет антропогенных, так и природных факторов, в частности за счет образования оксидов азота при грозовых разрядах, особенно в тропических районах. В последние годы отмечается явная тенденция повышения содержание этих ионов в глобальной атмосфере и их осаждение из атмосферы, хотя природа этого повышения изучена еще недостаточно [4]. Что касается атмосферных выпадений ионов сульфатов и нитратов в районе обсерватории Мирный в Антарктике, то, по нашим данным, здесь также отмечен тренд повышения их содержания в атмосферных осадках в соответствии с глобальными тенденциями (рис. 2).

Водородный показатель (pH) отражает активность ионов водорода в растворе в виде отрицательного логарифма ионов, т.е. $pH = -\lg[H^+]$. В нейтральной среде pH 7, а водородный показатель атмосферных осадков находится обычно в пределах от 3 до 7,5 единиц. В районе обсерватории Мирный в период с 1970 по 1991 г. наблюдался заметный тренд понижения pH с 6 до 5,3 единиц. За этот же период щелочность (сумма анионов слабых кислот) уменьшилась с 0,05 до 0,03 мг-экв/л (рис. 3).

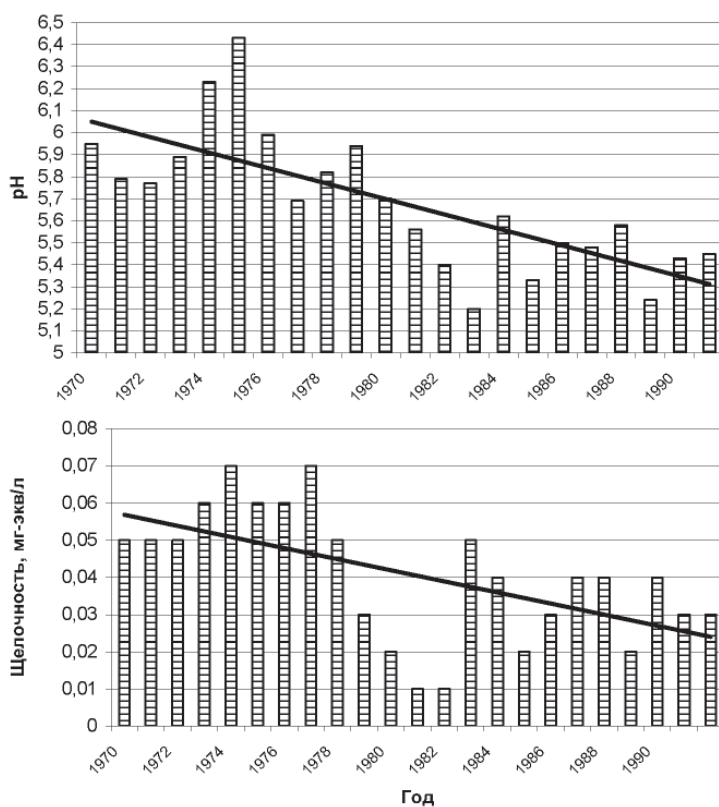


Рис. 3. Межгодовое распределение и тренды pH и щелочности в снеге, обс. Мирный

Ионы калия и кальция, имея в основном терригенное происхождение, показали тенденцию к уменьшению, при этом для них зафиксирован высокий коэффициент корреляции (равный 0,6) с величиной рН, как для аммония и щелочности.

Отношение ионов аммония к сульфатам может быть показателем загрязнения атмосферы [3]. В незагрязненных атмосферных осадках это отношение близко к стехиометрическому и составляет примерно 0,5. При поступлении в атмосферу избыточных сульфатов антропогенного происхождения соотношение, естественно, уменьшается. В нашем случае оно уменьшилось согласно тренду с 0,2 до 0,05, однако следует иметь в виду, что за этот же период содержание аммония в осадках уменьшилось более чем в два раза.

Выполнялся также отбор проб керн из скважины, пробуренной в леднике в 1 км к югу от станции Мирный, т.е. в сторону преобладающего стокового ветра. В соответствии с эмпирической зависимостью плотности снега от температуры воздуха и скорости ветра определен приблизительный возраст керн по глубине [1]. Оказалось, что до глубины 60 м, соответствующей возрасту льда равному 180 лет, среднегодовые концентрации ионов хлора в кернах также колеблются в пределах 1 мг/л, как и в пробах снежного покрова. При этом изменение тренда содержания ионов хлора в кернах за 180 лет практически отсутствовало. Величины рН за этот период показали тенденцию понижения с уменьшением возраста керн. Терригенный элемент калий также показал тенденцию к уменьшению, а содержание ионов натрия и магния – к повышению с уменьшением возраста керн. Содержание сульфатов повышалось с уменьшением возраста керн, т.е. на протяжении 180 лет, предшествующих современному периоду, когда эта тенденция продолжилась. При этом следует отметить, что в кернах льда, полученных из скважины на станции Пионерская, содержание сульфатов было практически постоянным на уровне 20 мг/л в период 7500–600 лет тому назад. Величины рН за этот период также оставались практически постоянными на уровне 6,4 единиц.

Таким образом, несмотря на значительные межгодовые колебания ионов хлора, натрия и магния, имеющих морское происхождение, в атмосферных выпадениях отсутствовало изменение тренда их содержания за период с 1970 по 1990 г. в районе обсерватории Мирный.

Отмечен тренд повышения содержания сульфатов и нитратов в атмосферных осадках, что соответствует глобальной тенденции повышения содержания этих ионов в глобальной атмосфере и их осаждения из атмосферы.

Наблюдался заметный тренд понижения ионов аммония, рН, щелочности, а также ионов калия и кальция, имеющих в основном терригенное происхождение.

Отмечен также тренд понижения рН с уменьшением возраста в кернах из скважины, пробуренной на станциях Мирный (возраст 180 лет).

На станции Пионерская в скважине, пробуренной до 360 м, содержание сульфатов было практически постоянным в период 7500–600 лет тому назад. Величины рН за этот период также оставались практически постоянными.

Место отбора проб, благодаря преобладающему направлению стоковых ветров, несмотря на близость моря, соответствовало требованиям программы ВМО по мониторингу фоновому загрязнению атмосферы «Глобальные атмосферные наблюдения».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И., Пуше М. О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // Материалы гляциологических исследований. 1998. Вып. 85. С. 148–158.
2. Мельников С.А., Русанов В.П., Смагин В.М. Опыт организации и работы химической лаборатории в обсерватории Мирный // Информ. бюл. САЭ. 1983. № 104. С. 9–15.

3. Смагин В.М., Мельников С.А., Полубояринов С.В. Химический состав атмосферных выпадений в прибрежной Антарктиде // Комплексный глобальный мониторинг состояния биосферы // Труды III Международного симпозиума. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. Т. 2. С. 329–336.
4. Manual for the GAW Precipitation Chemistry Programme (Guidelines, Data Quality Objectives and Standard Operating Procedures). Edited by Mary A. Allan. November 2004 (WMO TD № 1251).
5. Shaw G.E. Optical, chemical and physical properties of aerosols over the Antarctic ice sheet // *Atm. Environ.* 1980. Vol. 14. P. 911–921.

V.M.SMAGIN

CHEMICAL COMPOSITION OF ATMOSPHERIC FALLOUT IN THE OBSERVATORY MIRNY REGION

Chemical composition monitoring of atmospheric fallout in the observatory Mirny region, Antarctica, was carried out from 1979 to 1990 in accordance with the WMO Background Air Pollution Monitoring Programme (BAPMoN). The increasing trend of sulfates and nitrates content in atmospheric fallout was noted that is corresponding to increasing of these ions in the global atmosphere. The noticeable diminishing trend of ammonium, pH, alkalinity, and ions of potassium and calcium which have mainly continental origin was observed. The diminishing trend of pH with age decreasing of ice in the bore-hole at the Mirny station was also noted.

Подписано в печать 7.12.2007
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10,0
Заказ № 32

Ротапринт ГНЦ РФ 160ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38