

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИСЛОРОДА  
И ДЕФИЦИТА КИСЛОРОДА В АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОДАХ  
В ЕВРАЗИЙСКОМ СУББАССЕЙНЕ  
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

канд. хим. наук А.П. НЕДАШКОВСКИЙ<sup>1</sup>, канд. геогр. наук Н.И. САВЕЛЬЕВА<sup>1</sup>,  
науч. сотр. О.А. МОРОЗОВА<sup>2</sup>, д-р физ.-мат. наук Л.А. ТИМОХОВ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>— Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
г. Владивосток, e-mail: nealpa@mail.ru

<sup>2</sup>— ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, e-mail: ltim@aari.ru

Представлены результаты гидрохимических исследований, полученные во время дрейфа станций СП-34 и СП-35, а также океанографических наблюдений в высокоширотных арктических экспедициях 2005 и 2007 гг. Исследована изменчивость растворенного кислорода и дефицита кислорода в ядре атлантической водной массы (АВМ) в Евразийском суббассейне. Распределение кислорода в ядре АВМ характеризуется практически постоянным его содержанием в котловинах Амундсена и Нансена и над хребтом Гаккеля. Вертикальное распределение кислорода в котловинах характеризуется минимумом в ядре атлантических вод.

Показано, что в исследуемом районе между температурой воды в ядре АВМ и дефицитом кислорода существует зависимость, а именно: с уменьшением температуры воды дефицит кислорода увеличивается. Наименьший дефицит кислорода наблюдается в АВМ, поступающей из пролива Фрама в котловину Нансена. Вдоль Евразийского материкового склона дефицит кислорода в ядре АВМ увеличивается, и наибольшее его значение имеют возвратные атлантические воды в котловине Амундсена. Обсуждаются возможные сценарии, объясняющие трансформацию характеристик ядра АВМ, распространяющейся вдоль хребта Ломоносова.

Дефицит кислорода в ядре АВМ имеет значимые вариации величин в котловинах Нансена и Амундсена и в отличие от величины растворенного кислорода, изменчивость которого невелика, может служить хорошим индикатором трансформации и циркуляции атлантических вод в Евразийском суббассейне.

*Ключевые слова:* Северный Ледовитый океан, Евразийский суббассейн, атлантическая водная масса, кислород, дефицит кислорода.

**ВВЕДЕНИЕ**

Особенностью гидрологической структуры глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) является наличие теплого слоя на глубинах 150–900 м, который идентифицируется как атлантическая водная масса (АВМ). Атлантические воды проникают в СЛО в виде двух ветвей, входящих в Евразийский суббассейн: непосредственно через пролив Фрама (фрамовская ветвь) и транзитом через Баренцево и Карское моря (баренцевоморская ветвь), взаимодействие которых определяет характеристики АВМ в Арктическом бассейне (Панов, Шпайхер, 1963; Тимофеев,

1957; Aagaard et al., 1985; Rudels, 2001; Schauer et al., 2002). Интерес к изучению АВМ обусловлен тем, что последняя оказывает значительное влияние на климат полярных областей (Купецкий, 1959; Трешников, Баранов, 1972; Шпайхер, 1967).

В исследованиях, ведущихся в этом направлении, анализируются в основном термохалинные характеристики и в значительно меньшей степени рассматриваются гидрохимические параметры. В настоящей работе для анализа процессов трансформации и циркуляции вод атлантического происхождения в Северном Ледовитом океане использованы два важнейших из гидрохимических параметров — концентрация растворенного кислорода ( $O_2$ ) и дефицит кислорода ( $dO_2$ ), являющийся разностью между концентрацией насыщения  $O_2$  и наблюдаемой концентрацией  $O_2$ . Концентрация растворенного кислорода хотя и не является консервативной величиной, но чрезвычайно полезна для понимания динамических процессов в океане (Иванов, 1978). Дефицит кислорода в определенных случаях, как показано в статье, имеет преимущества для анализа: параметр  $dO_2$  в значительной степени устраняет вариации, обусловленные зависимостью растворимости  $O_2$  от температуры.

#### ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Материал, используемый в работе, получен в 23-м рейсе НЭС «Академик Федоров» в августе–сентябре 2005 г. (далее Федоров-23), во время дрейфа станции СП-34 в 2005–2006 гг., в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» в августе–сентябре 2007 г. (далее Федоров-26) и на дрейфующей станции СП-35 в 2007–2008 гг. Схема расположения станций показана на рис. 1. Наряду со станциями, выполненными

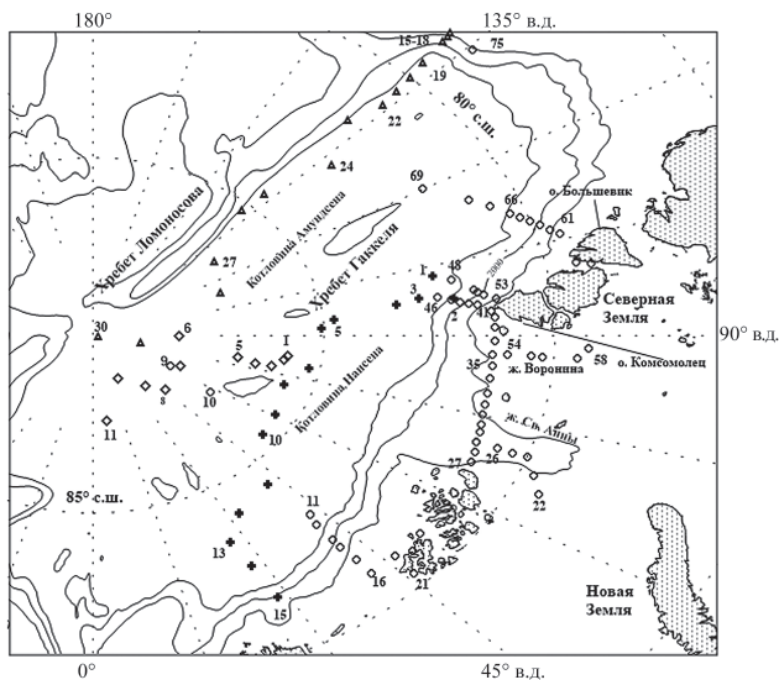


Рис. 1. Схема расположения станций. На рисунке цифрами отмечены номера станций; станции экспедиции Федоров-23 обозначены треугольниками, экспедиции СП-34 — ромбиками, экспедиции СП-35 — крестиками и экспедиции Федоров-26 — кружками.

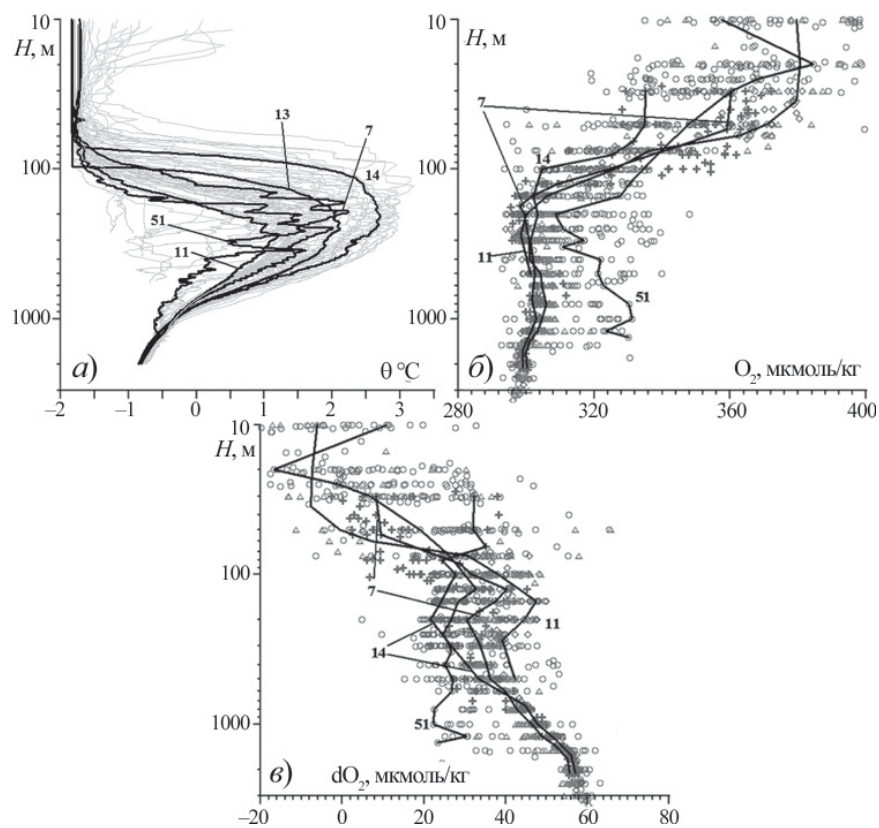


Рис. 2. Вертикальная изменчивость потенциальной температуры  $\theta$  (а), концентрации кислорода  $O_2$  (б) и дефицита кислорода  $dO_2$  (в) на исследуемой акватории.

Данные экспедиции Федоров-23 обозначены треугольниками, экспедиции СП-34 – ромбиками, экспедиции СП-35 – крестиками и экспедиции Федоров-26 – кружками. Цифры соответствуют номерам станций в экспедициях: 51 — Федоров-26; 11 — СП-34; 7, 13, 14 — СП-35.

непосредственно в Евразийском суббассейне, в работе рассматриваются станции, выполненные в прилегающих акваториях морей Баренцева, Карского и Лаптевых, процессы в которых оказывают заметное влияние на характеристики вод котловин (Иванов, Аксенов, 2013; Rudels et al., 2000a).

Пробы воды отбирались батометрами Нискина. Концентрация растворенного кислорода определялась методом Винклера (Современные методы, 1992) с помощью цифровой бюретки Vitlab E-continius (Германия). Ошибка определения растворенного кислорода составляет 1  $\mu\text{mol/kg}$ .

Общий характер вертикальной изменчивости потенциальной температуры,  $O_2$  и  $dO_2$  показан на рис. 2. Ядро АВМ хорошо выделяется на станциях, расположенных в котловинах Нансена и Амундсена, по максимуму температуры (рис. 2а). На большинстве станций в слое атлантических вод наблюдаются зигзагообразные структуры в распределении температуры (Carmack et al., 1997), особенно выраженные над материковым склоном (ст. 51, рис. 2а). Средняя потенциальная плотность в ядре составляет  $27,88 \pm 0,02$ .

Для станций, расположенных на шельфе и над материковым склоном, на которых теплый промежуточный слой выражен неотчетливо или имеет плотность, отличную

от приведенной выше, использовались характеристики, находящиеся в пределах той же плотности, что и в ядре АВМ в глубоководной области ( $27,88 \pm 0,02$ ). На этих станциях инверсия температуры наблюдается в слое с отрицательной температурой воды. Точки с наиболее низкой температурой соответствуют холодным плотным водам, наблюдаемым главным образом в желобе Воронина.

Вертикальное распределение кислорода (рис. 2б) в котловинах Нансена и Амундсена однотипно и характеризуется минимумом в ядре атлантических вод, связанным, по-видимому, с уменьшением растворимости  $O_2$  с ростом температуры. Величина концентрации кислорода в ядре АВМ в котловинах лежит в интервале 296–308 мкмоль/кг. Наибольшие вариации  $O_2$  в пределах 320–400 мкмоль/кг наблюдаются в поверхностной структурной зоне на глубинах 10–150 м. На станциях, расположенных на шельфе и в желобах Св. Анны и Воронина, высокая изменчивость кислорода наблюдается на всех горизонтах. В глубинных водах изменения кислорода незначительны, в частности, на горизонте 2000 м концентрация кислорода составляет  $299 \pm 1$  мкмоль/кг и с ростом глубины изменяется мало.

Вертикальное распределение дефицита кислорода (рис. 2в) в котловинах на большинстве станций характеризуется максимумом в верхнем пикноклине (глубины 20–80 м). В ядре АВМ дефицит кислорода имеет минимум. Значения  $dO_2$  в ядре АВМ лежат в интервале 19–40 мкмоль/кг, с глубиной они монотонно увеличиваются, достигая наибольших значений в глубинных водах. На горизонте 2000 м дефицит кислорода составляет  $57 \pm 2$  мкмоль/кг и с ростом глубины, как и кислород, меняется слабо. Максимум в верхнем пикноклине обусловлен, на наш взгляд, особенностями его формирования, в котором участвуют воды шельфового происхождения с высоким  $dO_2$  вследствие расходования кислорода на окисление органического вещества, концентрация которого выше, чем в нижележащих водах. На шельфе и в желобах Св. Анны и Воронина высокая изменчивость  $dO_2$  наблюдается на всех горизонтах.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Географическое распределение кислорода (на рисунке не показано) характеризуется практически постоянным его содержанием в котловинах и над хребтом Гаккеля. Концентрация кислорода возрастает в районе желобов Св. Анны, Воронина и шельфа, где наблюдаются отрицательные температуры.

На рис. 3а, б представлены пространственные распределения потенциальной температуры и дефицита кислорода в ядре АВМ на рассматриваемой акватории. На рисунке видно, что наиболее высокие температуры и минимальный дефицит кислорода наблюдаются в водах над материковым склоном от Шпицбергена до о-вов Северной Земли. В этой области распространяются переносимые пограничным течением теплые атлантические воды фрамовской ветви (Rudels, 2001).

В котловине Амундсена распределение температуры и  $dO_2$  достаточно однородно, здесь же наблюдаются наименьшие температуры и наибольший дефицит кислорода в ядре АВМ в Евразийском суббассейне. Наибольшая пространственная изменчивость температуры и  $dO_2$  наблюдается в котловине Нансена, в районе желобов Св. Анны и Воронина. На шельфе и главным образом в желобе Воронина температура воды в слое инверсии имеет отрицательное значение. При этом с уменьшением температуры дефицит кислорода увеличивается. Отметим, что в желобе Воронина отрицательные температуры формируются вследствие поступления в этот район сильно трансформированных баренцевоморских вод (Иванов, Аксенов, 2013; Schauer et al., 2002). В дальнейшем эти воды обозначим как холодные воды Баренцева моря (ХВБ).

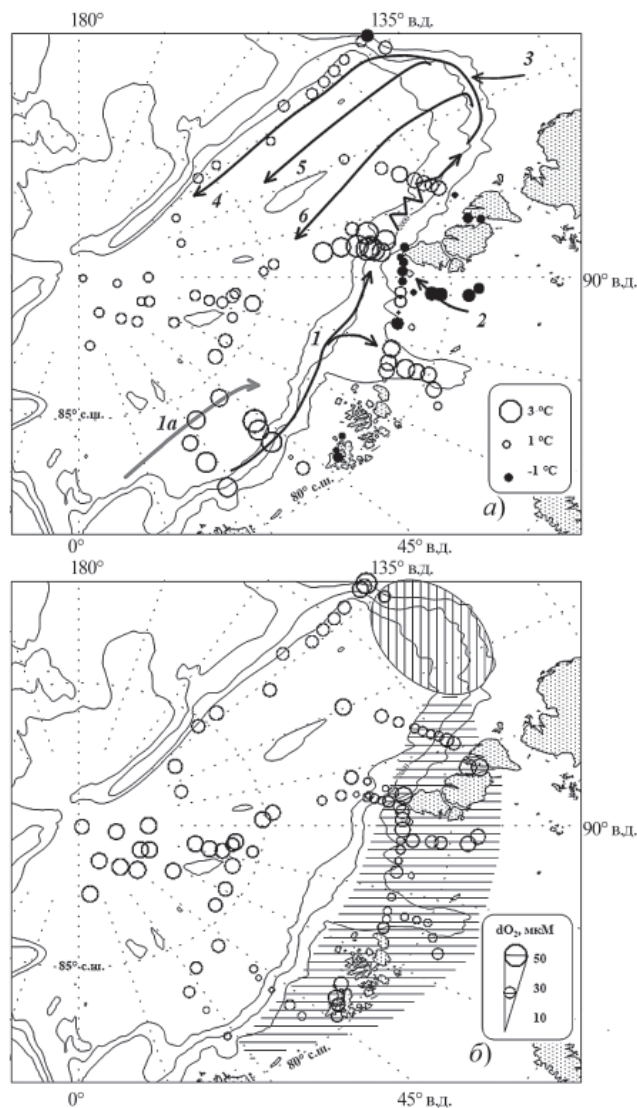


Рис. 3. Распределения потенциальной температуры (а) и дефицита кислорода (б) в ядре АВМ на рассматриваемой акватории СЛО.

На рис. 3а черными кружками обозначена отрицательная температура, белыми — положительная. Стрелки показывают схему распространения и трансформирования атлантических вод (Rudels, 2001; Rudels et al., 2013): 1 — фрамовская ветвь атлантических вод; 1а — предполагаемое распространение Ермакской ветви Западно-Шпицбергенского течения (Manly, 1995; Saloranta, Naugan, 2001); 2 — холодные плотные воды Баренцева моря (трансформированные воды баренцевоморской ветви); 3 — холодные плотные воды шельфа моря Лаптевых; 4, 5, 6 — возвращение трансформированных атлантических вод из Евразийского суббассейна в пролив Фрама.

На рис. 3б горизонтальными линиями выделена область взаимодействия теплых вод из пролива Фрама и трансформированных вод баренцевоморской ветви. Вертикальными линиями выделена область трансформирования АВМ холодными плотными водами моря Лаптевых.

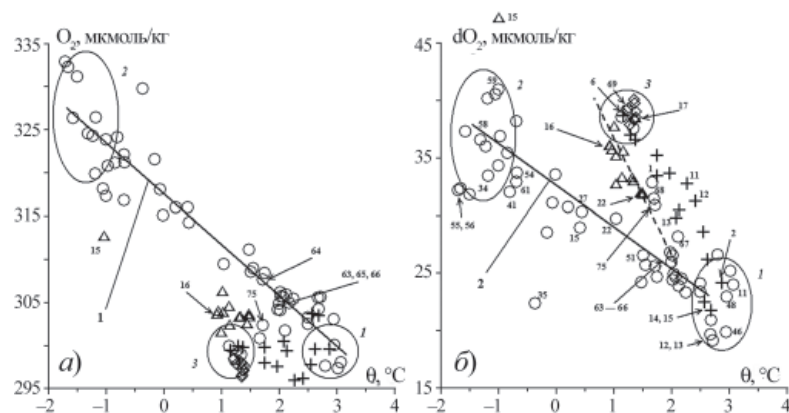


Рис. 4. Зависимость кислорода (а) и дефицита кислорода (б) в ядре АВМ от потенциальной температуры.

Треугольники — Федоров-23, ромбики — СП-34, кружки — Федоров-26, крестики — СП-35. Эллипсы соответствуют: 1 — атлантическим водам, входящим с фрамовской ветвью и распространяющимся в пограничном течении до о. Комсомолец; 2 — плотным холодным водам Баренцева моря; 3 — водам внутри котловины Амундсена. Цифры — номера станций.

Для детального анализа изменчивости  $O_2$  и  $dO_2$  исследуем тесноту связи между  $\theta$  и  $O_2$  и между  $\theta$  и  $dO_2$  для ядра АВМ. На рис. 4 приведены поля точек в координатах  $\theta - O_2$  и в координатах  $\theta - dO_2$ . На обоих рисунках выделяются группы точек, между характеристиками которых наблюдается линейная корреляция: прямая линия 1 на рис. 4а и прямая линия 2 на рис. 4б. Точки, расположенные вдоль этих прямых, соответствуют станциям на шельфе, в желобах и над склоном от Шпицбергена до шельфа моря Лаптевых. Область точек с наиболее высокой температурой, ограниченная эллипсом 1, соответствует станциям, расположенным от Шпицбергена до островов Северной Земли вдоль пограничного течения, переносящего теплые атлантические воды. Точки с наиболее низкой температурой (выделены эллипсом 2) соответствуют ХВБ, наблюдаемым в желобе Воронина (рис. 3а). ХВБ имеют высокое содержание  $O_2$ , обусловленное повышением его растворимости при понижении температуры. В то же время  $dO_2$  в ХВБ выше, чем в атлантических водах, поступающих в котловину Нансена, что может объясняться увеличенным расходом  $O_2$  на окисление органического вещества, созданного в Баренцевом море.

Коэффициенты корреляции,  $r$ , в рассматриваемых массивах ( $n = 49$ ) составляют между  $\theta$  и  $O_2$   $r = -0,96$  и между  $\theta$  и  $dO_2$   $r = -0,91$ , что свидетельствует о тесной связи между параметрами. Можно предположить, что на шельфе Баренцева моря, в желобах Св. Анны и Воронина, над материковым склоном от Шпицбергена до моря Лаптевых (участок, заштрихованный горизонтальными линиями на рис. 3б) изменение  $O_2$  и  $dO_2$  в ядре АВМ происходит благодаря смещению фрамовской ветви атлантических вод и ХВБ в результате бокового перемешивания (Кириллов, 2008), о чем свидетельствуют ярко выраженные зигзагообразные структуры в вертикальном распределении температуры (рис. 2а). В ходе рассматриваемого смещения вод кислород ведет себя преимущественно как консервативный параметр.

Рассмотрим характеристики вод на разрезе от о. Большевик (Северная Земля) в северо-северо-восточном направлении (рис. 1, ст. 61–69), который пересекает поток пограничного течения, распространяющегося с запада на восток. Теплое ядро этого

потока ограничено станциями 63–66. Индексы  $dO_2/\theta$ , лежащие на линии смешения и соединяющей области 1 и 2 (рис. 4б), отличаются незначительно. Это позволяет сделать вывод о том, что трансформация теплой фрамовской ветви, вызванная смешением с ХВБ, на выходе из района, прилегающего к Северной Земле, практически завершена, поскольку полностью охватывает всю струю пограничного течения.

Дальнейшее изменение химических характеристик ядра атлантических вод, переносимых пограничным течением, продолжается вдоль склона моря Лаптевых. Трансформация ядра АВМ в этом районе, по-видимому, также обусловлена боковым перемешиванием с холодными плотными шельфовыми водами. Наши наблюдения показывают, что воды на границе шельфа моря Лаптевых (ст. 15–17, Федоров-23, рис. 1, 4б) при равной температуре имеют заметно больший дефицит кислорода, чем ХВБ. Это вызвано, на наш взгляд, влиянием стока Лены, Хатанги, а также вод Оби и Енисея, поступающих через пролив Вилькицкого, несущих значительное количество органического вещества (Романкевич, Ветров, 2001), на окисление которого расходуется больше кислорода. По причине перемешивания с этими шельфовыми водами атлантические воды, покидающие склон моря Лаптевых (см. ст. 75, Федоров-26; ст. 19–21, Федоров-23, рис. 1, 4б), при равной температуре имеют  $dO_2$  заметно выше, чем атлантические воды, трансформированные смешением с ХВБ.

Пограничное течение атлантических вод на востоке склона моря Лаптевых разделяется на две ветви, одна из которых распространяется далее в Амеразийский суббассейн, другая начинает возвратное движение в пролив Фрама вдоль хребта Ломоносова (рис. 3а, стрелка 4; см. Rudels, 2001). Этим водам соответствуют точки, обозначенные треугольниками, расположенные вдоль штриховой линии на рис. 4б. Изменение  $dO_2/\theta$  индексов в ядре АВМ продолжается вдоль траектории их дальнейшего движения по мере удаления от склона моря Лаптевых вдоль хребта Ломоносова. Это хорошо видно на рис. 5, где представлена изменчивость  $dO_2$  и  $\theta$  в ядре АВМ на всем протяжении пограничного течения от Шпицбергена до хребта Ломоносова и далее в возвратной ветви этого течения вдоль хребта Ломоносова (рис. 3а, стрелки 1 и 4). Если в районе Северной Земли и склона моря Лаптевых падение температуры и рост  $dO_2$  может объясняться, как показано выше, перемешиванием с холодными плотными водами, поступающими с шельфа, то для атлантических вод, распространяющихся вдоль хребта Ломоносова, объяснение изменчивости  $\theta$  и  $dO_2$  в ядре АВМ не столь однозначно. Обсудим возможные сценарии, объясняющие трансформацию характеристик ядра АВМ, распространяющейся вдоль хребта Ломоносова.

Первая гипотеза основана на предположении, что после того, как атлантические воды, распространяющиеся в северном направлении вдоль хребта Ломоносова (от ст. 22 и далее, рис. 1), покинули район прямого взаимодействия с шельфовыми водами, их дальнейшая изменчивость обусловлена только вертикальным обменом с вышележащими и глубинными водами. Примем в качестве начальных характеристик атлантических вод характеристики в ядре на ст. 22 (Федоров-23): соленость  $S = 34,87$  psu, температуру атлантической воды  $\theta = 1,465$  °C и содержание кислорода  $O_2 = 324$  мкмоль/кг. Для вышележащих вод используются средние характеристики на горизонте 100 м:  $S = 34,1$  psu,  $\theta = -1,5$  °C,  $O_2 = 326$  мкмоль/кг. Для глубинных вод взяты средние характеристики на горизонте 1000 м:  $S = 34,88$  psu,  $\theta = -0,36$  °C,  $O_2 = 307$  мкмоль/кг. По данным температуры и солености из треугольника смешения (Тимофеев, Панов, 1962) нами определены доли компонентов смешиваемых водных масс в ядре АВМ, которые использованы для рас-

чета концентрации кислорода в предположении его консервативного поведения. Расчет показал, что при сделанных допущениях дефицит кислорода в ядре АВМ в ходе ее трансформации растет, что обусловлено более высоким дефицитом кислорода вышележащих и особенно глубинных вод. Но, поскольку измеренная концентрация кислорода меньше рассчитанной, дополнительный вклад в рост  $dO_2$ , по нашему мнению, дает биохимическое потребление кислорода (БПК).

Приняв скорость распространения ядра атлантических вод вдоль хребта Ломоносова 1,3 см/с (Woodgate et al., 2001), получим время распространения атлантических вод от ст. 22 до ст. 30 (рис. 5), расположенной в конце возвратной ветви атлантических вод, ~ 2,6 года. При таких допущениях наша оценка годового БПК в ядре АВМ составляет  $0,7 \pm 0,4$  мкмоль/(кг·год). Полученная величина слабо зависит от выбора принятых в расчете характеристик компонентов водных масс, смешивающихся с ядром атлантического слоя. В то же время для Канадской котловины ( $85,8^\circ$  с.ш. и  $108,8^\circ$  з.д.) оценка БПК в холодном галоклине составляет 3 мкмоль/(кг·год) (Wallace, Moore, Jones, 1987), что в 4 раза выше нашей оценки. Поскольку в Канадской котловине БПК определен, во-первых, на меньшей глубине (~ 150 м), во-вторых, в районе, где распространяются воды из высокопродуктивных Берингова и Чукотского морей, наша оценка БПК выглядит реальной. Поэтому вдоль хребта Ломоносова дефицит кислорода в ядре АВМ в ходе ее трансформации может быть связан с биохимическим потреблением кислорода.

Вторая гипотеза основывается на следующем положении. Поток, идущий вдоль хребта Ломоносова на север, несет как относительно теплые атлантические воды, наблюдаемые на ст. 75 ( $\theta = 1,7^\circ\text{C}$ ;  $dO_2 = 31$  мкмоль/кг) и распространяющиеся в за-

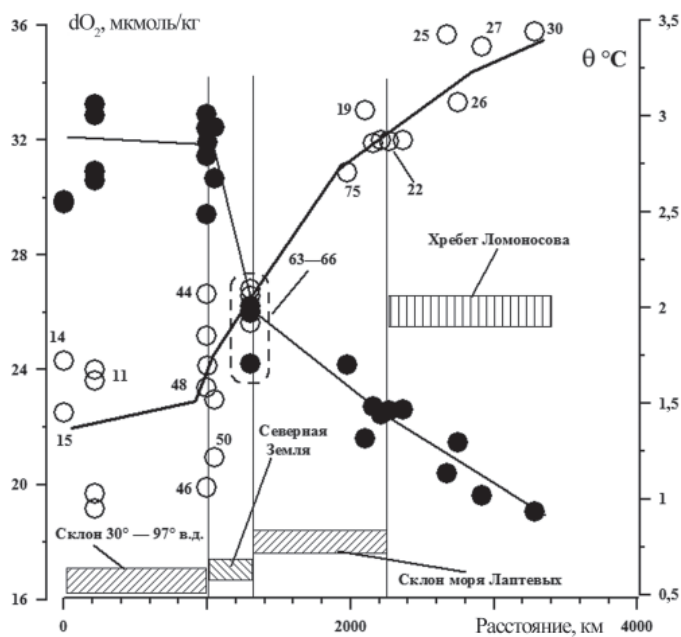


Рис. 5. Изменение  $dO_2$  и  $\theta$  в ядре АВМ в Евразийском суббассейне вдоль материкового склона и хребта Ломоносова.

Цифры — номера станций. Заштрихованные прямоугольники — районы, вдоль которых проходят атлантические воды. Белые кружки —  $dO_2$ , черные кружки — потенциальная температура.



падной части течения, так и холодные воды шельфа моря Лаптевых с более высоким дефицитом кислорода, движущиеся на восточной периферии течения. В этом случае трансформация АВМ за счет бокового перемешивания может продолжаться и после того, как возвратная ветвь атлантических вод покинула склон моря Лаптевых.

Результатом должен быть рост дефицита кислорода и падение температуры в северном направлении. Данное предположение подтверждает тот факт, что точки, соответствующие АВМ, распространяющейся вдоль хребта Ломоносова (рис. 4б), лежат вдоль прямой (штриховая линия), соединяющей области значений  $\theta - dO_2$  вод, поступающих в море Лаптевых (ст. 63–66, Федоров-26), и упоминаемых выше холодных шельфовых вод моря Лаптевых (ст. 15–17, Федоров-23).

Третья гипотеза объясняет трансформацию характеристик ядра на основе временной изменчивости температуры атлантических вод, поступающих через пролив Фрама. В работе (Polyakov et al., 2005) приводятся данные о резком потеплении ядра атлантических вод в 2004 г. на склоне моря Лаптевых, объясняемом распространением теплого импульса атлантических вод из пролива Фрама. Воды, наблюдаемые нами на последних станциях разреза вдоль хребта Ломоносова в 2005 г., должны были находиться на шельфе моря Лаптевых в 2003 г., т.е. до потепления, что может объяснять их пониженную температуру и, видимо, иные гидрохимические характеристики.

Таким образом, однозначного ответа на вопрос о причинах уменьшения температуры и роста дефицита кислорода возвратной ветви атлантических вод в настоящее время получить не удастся. Учитывая изложенное, полученную нами оценку БПК можно, вероятно, считать верхним пределом этой величины. В таком случае консервативность кислорода в ядре АВМ, наблюдаемая при распространении атлантических вод от Шпицбергена до хребта Ломоносова, получает простое объяснение. Мы оценили время, в течение которого атлантические воды, переносимые пограничным течением, распространяются от Шпицбергена до хребта Ломоносова, используя скорость пограничного течения, взятую из работы (Pnyushkov et al., 2013). Полученная нами оценка времени адвекции составляет  $\sim 1,5$  года. За такой промежуток времени расход кислорода на окисление органического вещества может лишь незначительно превысить ошибку его измерения.

Наиболее высокий дефицит кислорода в ядре АВМ ( $39 \pm 1$  мкмоль/кг, область, ограниченная эллипсом 3, рис. 4б) наблюдается главным образом в северной части котловины Амундсена. В котловине Амундсена атлантические воды возвращаются в пролив Фрама (Rudels, 2001). По гидрологическим наблюдениям скорость их адвекции меньше, чем вдоль хребта Ломоносова (Rudels et al., 2013). Оценка возраста вод, выходящих из котловины Амундсена вблизи хребта Гаккеля, выполненная ранее (Wallace et al., 1992) по соотношению  $T^3/He$ , дает возраст атлантических вод 13–15 лет. Для вод, входящих в Арктический бассейн, этот возраст (по тем же оценкам)  $\sim 2,5$  года. Принимая время распространения атлантических вод от Шпицбергена до склона моря Лаптевых в 1,5 года (по нашей оценке, приведенной выше), получим, что адвекция атлантических вод в котловине Амундсена от склона моря Лаптевых до станций, выполненных на СП-34 в приполюсном районе котловины Амундсена (ст. 8–11, рис. 1), займет  $\sim 10$  лет, что значительно больше времени адвекции вдоль хребта Ломоносова. Следовательно, высокие величины  $dO_2$  в ядре АВМ, наблюдаемые нами в котловине Амундсена, могут быть следствием большого времени адвекции, в течение которого  $dO_2$  увеличивается за счет продолжительного вертикального перемешивания и окисления органического вещества.

В правой части поля точек на рис. 4б правее штриховой линии наблюдается значительное увеличение  $dO_2$  с уменьшением температуры, примерно в 2 раза более резкое, чем вдоль прямой 2. В этой области лежат точки, соответствующие станциям в интерьере котловины Нансена и над хребтом Гаккеля, вдоль которого со стороны котловины Нансена атлантические воды также возвращаются в пролив Фрама, как показано на рис. 3а. Поскольку эти воды распространяются от склона моря Лаптевых, они изначально имеют более высокий  $dO_2$ , чем атлантические воды, переносимые пограничным течением из пролива Фрама (прямая ветвь). В ходе дальнейшего распространения дефицит кислорода в ядре этих возвратных вод, как и в котловине Амундсена, может только возрасти. Наличие прямой и возвратной ветвей атлантических вод в котловине Нансена приводит к возникновению переходной зоны между атлантическими водами с низким  $dO_2$ , переносимыми в восточном направлении пограничным течением, и возвратными атлантическими водами с высоким  $dO_2$ . Это объясняет наблюдаемую зависимость  $\theta - dO_2$ .

Сравнение зависимостей  $\theta - O_2$  и  $\theta - dO_2$ , представленных на рис. 4, показывает, что первая менее информативна, поскольку в ней тесная связь между изменчивостью кислорода и потенциальной температурой имеет место только в шельфовой области и желобах, в то время как в собственно Евразийском суббассейне изменчивости  $O_2$  от  $\theta$  не наблюдается.

Заметные температурные вариации в ядре АВМ, наблюдаемые на станциях в центральной части котловины Нансена, на наш взгляд, связаны с генезисом этих вод, которые поступают в этот район после пребывания над материковым склоном, где они подвергаются трансформации в результате процессов, упомянутых ранее. Исключением являются станции 11–13, СП-35 (рис. 1), где температурные неоднородности в ядре АВМ составляют менее  $0,1^\circ\text{C}$ , практически как у атлантических вод фрамовской ветви, входящей в котловину Нансена (температурный профиль ст. 13, СП-35, для примера показан на рис. 2а). На основании этого можно считать, что на ст. 11–13 экспедиции СП-35 также наблюдаются атлантические воды, поступающие в котловину Нансена из пролива Фрама. Согласно (Manly, 1995; Saloranta, Naugan, 2001) теплые атлантические воды из пролива Фрама проникают в котловину Нансена двумя ветвями: Свалбардской, распространяющейся близко к материковому склону, и Ермакской, распространяющейся над плато Ермака и северо-западнее его, которые затем объединяются. Отличие Ермакской ветви от Свалбардской заключается в том, что атлантические воды Ермакской ветви подвергаются значительному вертикальному перемешиванию, уменьшающему температуру в ядре. По-видимому, воды Ермакской ветви наблюдаются на ст. 11–13. Однако в нашем случае ядро АВМ на ст. 11–13 характеризуется не только меньшей температурой, по сравнению с температурой атлантических вод, входящих в котловину Нансена вдоль склона, но и имеет  $dO_2 \sim$  на  $9 \text{ мкмоль/кг}$  больше, причем повышенный дефицит кислорода невозможно объяснить изменением характеристик ядра атлантических вод за счет вертикального перемешивания. На наш взгляд, повышенный дефицит кислорода в ядре АВМ на ст. 11–13 может быть обусловлен тем, что атлантические воды, переносимые Ермакской ветвью, модифицированы за счет перемешивания на западной периферии Западно-Шпицбергенского течения с водами, поступающими в пролив Фрама из котловины Амундсена, которые, как показано выше, характеризуются высоким  $dO_2$ . Подобная возможность для глубинных водных масс рассматривается в работе (Rudels et al., 2000).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Географическое распределение кислорода в ядре АВМ характеризуется практически постоянным его содержанием в котловинах Амундсена и Нансена и над хребтом Гаккеля. Концентрация кислорода возрастает в районе желобов Св. Анны, Воронина и шельфа, где наблюдаются отрицательные температуры воды.

Вертикальное распределение кислорода в котловинах характеризуется минимумом в ядре атлантических вод. Величина концентрации кислорода в ядре АВМ в котловинах лежит в интервале 296–308 мкмоль/кг.

Вертикальное распределение  $dO_2$  в котловинах характеризуется ярко выраженным максимумом в верхнем слое пикноклина и минимумом в ядре АВМ. Наибольших величин дефицит кислорода достигает в глубинных водах. В ядре АВМ наименьший  $dO_2$  ( $23 \pm 1$  мкмоль/кг) наблюдается в атлантических водах, входящих из пролива Фрама в котловину Нансена. В ходе последующего распространения вдоль Евразийского материкового склона дефицит кислорода в ядре атлантических вод увеличивается в результате изопикнического перемешивания с холодными плотными водами шельфа с высоким  $dO_2$ . Зависимость  $\theta - dO_2$  для трансформированного ядра АВМ определяется генезисом шельфовых вод. Перемешивание с шельфовыми водами моря Лаптевых увеличивает дефицит кислорода в ядре АВМ больше, чем перемешивание с шельфовыми водами баренцевоморского происхождения. Это происходит потому, что в формировании первых участвуют воды Лены, Хатанги, а также Оби и Енисея, поступающие через пролив Вилькицкого, несущие значительное количество органического вещества, на окисление которого расходуется больше кислорода.

Вертикальное перемешивание, вклад которого наиболее значим внутри котловин, также увеличивает  $dO_2$  в ядре АВМ за счет вклада вод верхнего пикноклина и особенно глубинных вод, имеющих более высокий  $dO_2$ .

Наибольший дефицит кислорода в Евразийском суббассейне имеют возвратные атлантические воды в котловине Амундсена ( $39 \pm 1$  мкмоль/кг), что обусловлено их трансформированием в результате перемешивания на склоне моря Лаптевых с шельфовыми водами, характеризующимися высокими  $dO_2/\theta$  индексами, до  $[50 \text{ мкмоль/кг}]/[-1^\circ\text{C}]$ , а также большим временем адвекции, в течение которого  $dO_2$  увеличивается за счет вертикального перемешивания и окисления органического углерода.

Рост  $dO_2$  в котловине Нансена в направлении от материкового склона к хребту Гаккеля отражает существование переходной зоны между атлантическими водами прямой ветви с низким  $dO_2$ , переносимыми пограничным течением в восточном направлении, и атлантическими водами, возвращающимися в пролив Фрама, с высоким  $dO_2$ .

Индексы  $dO_2/\theta$  показывают, что северо-восточнее плато Ермака наблюдаются входящие в котловину Нансена атлантические воды Ермакской ветви Западно-Шпицбергенского течения, которые содержат примесь возвратных атлантических вод, поступающих в пролив Фрама из котловины Амундсена.

Выполненное исследование показало, что  $dO_2/\theta$ -индекс может служить хорошим индикатором трансформации атлантических вод в Евразийском суббассейне, в отличие от растворенного кислорода, поскольку значения величин растворенного кислорода существенным образом не изменяются в котловинах Нансена и Амундсена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов А.* Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 574 с.
- Иванов В.В., Аксенов Е.О.* Трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 72–87.
- Кириллов С.А.* Термохалинные интрузии в северной части моря Лаптевых и их вклад в процессы вертикального тепло- и солеобмена: Дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2007. 208 с.
- Купецкий В.Н.* Глубинные атлантические воды как причина некоторых особенностей полярного климата // Проблемы Арктики. 1959. № 6. С. 13–21.
- Панов В.В., Шнайхер А.О.* Влияние атлантических вод на некоторые черты гидрологического режима Арктического бассейна и сопредельных морей // Океанология. 1963. Т. 3. № 4. С. 579–590.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в Арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
- Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИО АН СССР, 1992. 200 с.
- Тимофеев В.Т.* Атлантические воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1957. № 2. С. 41–51.
- Тимофеев В.Н.* Поступление атлантической воды и тепла в Арктический бассейн // Океанология. 1961. Т. 1. № 3. С. 407–411.
- Тимофеев В.Т., Панов В.В.* Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 285 с.
- Трешников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 157 с.
- Шнайхер А.О.* О влиянии атлантических вод на формирование особенностей гидрометеорологических процессов в зимний период (на примере морей Карского и Лаптевых) // Известия Всесоюзного географического общества. 1967. Т. 99. Вып. 2. С. 114–121.
- Aagaard K., Swift J.H., Carmack E.C.* Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas // Journal of Geophys. Res. 1985. Vol. 90. № C3. P. 4833–4846.
- Carmack E.C., Aagaard K., Swift J.H., Macdonald R.W., Mclaughlin F.A., Jones E.P., Perkin R.G., Smith J.N., Ellis K.M., Killius L.R.* Changes in temperature and tracer distributions within the Arctic Ocean: results from the 1994 Arctic Ocean section // Deep-Sea Res. II. 1997. Vol. 44. № 8. P. 1487–1502.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Ivanov V.V., Woodgate R.A., Polyakov I.V., Koldunov N., Fortier L., Lalande C., Kaleschke L., Bauch D., Holemann J.A., Timokhov L.A.* Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break // Journal of Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C06010, doi:10.1029/2008JC005229.
- Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A., Hansen E., Repina I.A., Kirillov S.A., Mauritzen C., Simons H., Timokhov L.A.* Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen // Deep-Sea Res. I. 2009. Vol. 56. P. 1–14.
- Manly T.O.* Branching of Atlantic Water within the Greenland-Spitsbergen Passage: An estimate of recirculation // Journal of Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № C10. P. 20627–20634.
- Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V., Kikuchi T.* Structure of the Fram Strait branch of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Polar Science. 2013. Vol. 7. P. 53–71.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E.* One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32 (17). L17605. doi:10.1029/2005GL023740.

*Rudels B.* Arctic basin circulation // Encyclopedia of ocean science / Steele J.M., Thorpe S.A., Turekian K.K. (eds.) London: Academic Press, 2001. P. 177–187.

*Rudels B., Meyer R., Fahrbach E., Ivanov V.V., Osterhus S., Quadfasel D., Schauer U., Tverberg V., Woodgate R.A.* Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 // Ann. Geophysicae. 2000. Vol. 18. P. 687–705.

*Rudels B., Muench R.D., Gunn J., Schauer U., Friedrich H.J.* Evolution of the Arctic Ocean boundary current north of the Siberian shelves // Journal of Marine Systems. 2000. Vol. 25. P. 77–97.

*Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A.* Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s // Ocean Sci. 2013. Vol. 9. P. 147–169. doi:10.5194/os-9-147-2013.

*Saloranta, T. M., Haugan P.M.* Interannual variability in the hydrography of Atlantic water northwest of Svalbard // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 13931–13943.

*Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V. K., Dieck W.* Atlantic water flow through the Barents and Kara seas // Deep-Sea Research. 2002. Vol. 49. P. 2281–2298.

*Wallace D.W.R., Moore R.M., Jones E.P.* Ventilation of the Arctic Ocean cold halocline: rates and isopycnal transport, oxygen and primary production inferred using chlorofluoromethane distributions // Deep-Sea Research. 1987. Vol. 34. № 12. P. 1957–1979.

*Wallace D.W.R., Schlosser P., Krysell M., Bonisch G.* Halocarbon ratio and tritium/<sup>3</sup>He dating of water masses in the Nansen Basin, Arctic Ocean // Deep-Sea Research. 1992. Vol. 39. Suppl. 2. P. 435–458.

*Woodgate R.A., Aagaard K., Muench R.D., Gunn J., Bjork G., Rudels B., Roach A.T., Schauer U.* The Arctic Ocean Boundary Current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // Deep-Sea Research I. 2001. Vol. 48. P. 1757–1792.

*A.P. NEDASHKOVSKY, N.I. SAVELIEVA, O.A. MOROZOVA, L.A. TIMOKHOV*

#### **DISTRIBUTION OF THE DISSOLVED OXYGEN AND AOU IN THE ATLANTIC WATER OF THE ARCTIC OCEAN**

The results of hydrochemical study received during drift of SP-34 and SP-35 stations, and also oceanographic supervision in high-latitude Arctic expeditions 2005 and 2007 are presented. Variability of distribution of the dissolved oxygen and apparent oxygen utilization (AOU) in a core of the Atlantic water mass (AWM) in the Eurasian Basin is investigated. Distribution of oxygen in a core of AWM is characterized by its almost constant contents in Amundsen and Nansen Basins and over Gakkel Ridge. Vertical distribution of oxygen in hollows is characterized by a minimum in a core of the Atlantic waters.

It is shown that there is a relation between the water temperature in the core of AWM and AOU in the studied area — with reduction of water temperature apparent oxygen utilization increases.

The smallest AOU is observed in AWM coming from Fram Strait to Nansen Basin. Along the Eurasian continental slope AOU in a core of AWM increases, also the greatest its value has return Atlantic waters in Amundsen Basin. The possible scenarios explaining transformation of characteristics of a core of AWM extending along the Lomonosov Ridge are discussed.

Apparent oxygen utilization in a core of AWM has significant variations of sizes in Nansen and Amundsen Basins and unlike the size of the dissolved oxygen which variability is small, can serve as the good indicator of transformation and circulation of the Atlantic waters in the Eurasian Basin.

*Keywords:* Arctic Ocean, Eurasian Basin, Atlantic Water, oxygen, apparent oxygen utilization.