

УДК 551.465

ПОТЕПЛЕНИЕ И ОСОЛОНЕНИЕ ЛАБРАДОРСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ И ГЛУБИННЫХ ВОД В СУБПОЛЯРНОЙ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ НА 60° с.ш. В 1997–2006 гг.

© 2009 г. А. А. Сарафанов, А. В. Соков, А. С. Фалина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
e-mail: sarafanov@mail.ru

Поступила в редакцию 10.12.2007 г., после доработки 01.04.2008 г.

На основе анализа данных повторных наблюдений на трансатлантическом разрезе по 60° с.ш., выполненных в 1997, 2002, 2004 и 2006 гг., дана количественная оценка изменений температуры и солёности Лабрадорской (ЛВ), Северо-восточной глубинной (СВГВ) и Северо-западной глубинной водных масс. Выявленные изменения свидетельствуют о значительном потеплении и осолонении в слоях лабрадорских и глубинных вод на широте разреза. Наибольшие приращения температуры (+0.35°C) и солёности (+0.05 епс) зафиксированы в бассейне Ирмингера в ядре нижней ЛВ, конвективное обновление которой в море Лабрадор прекратилось в середине 1990-х гг. Многолетнее распреснение СВГВ, длившееся с середины 1960-х гг., в середине 1990-х гг. сменилось периодом устойчивого интенсивного потепления и осолонения этой водной массы. К середине 2000-х гг. солёность в ядре СВГВ в Исландском бассейне повысилась до значений (~34.99 епс), характерных для середины 1970-х гг. В 2002 г. “сигнал” потепления СВГВ достиг бассейна Ирмингера. В целом с 1997 по 2006 гг. потепление и осолонение всей толщи лабрадорских и глубинных вод составило 0.2°C и 0.03 епс. Характер долгопериодных изменений термохалинных свойств ЛВ и СВГВ с 1950-х гг. свидетельствует о том, что эти изменения близки к синфазным и согласуются с низкочастотной составляющей Североатлантического колебания.

ВВЕДЕНИЕ

Водные массы, формирующиеся в приполярных районах, наследуют и переносят сигналы климатических изменений из очагов зимней конвекции в промежуточные и глубинные слои океана. Поэтому для понимания и оперативных количественных оценок отклика океана на современные колебания климата необходим регулярный мониторинг характеристик водных масс вблизи районов их формирования. Выявление и анализ долгопериодных изменений (трендов) характеристик вод на фоне межгодовой изменчивости представляет собой одну из наиболее важных задач этого мониторинга в контексте исследования роли океана в изменениях климата.

Основные промежуточные и глубинные водные массы субполярного региона Северной Атлантики – Лабрадорская (ЛВ), Северо-восточная глубинная (СВГВ) и Северо-западная глубинная (СЗГВ) – формируются на северной периферии региона, циркулируют в субполярном круговороте и, распространяясь на юг преимущественно в системе Западного глубинного пограничного течения (ЗГПТ), образуют глубинное звено глобальной межконтинентальной циркуляции [3, 10], играя, таким образом, одну из ключевых ролей в меридиональном перераспределении тепла и планетарном гидрологическом цикле.

Формирование основного объема ЛВ происходит в море Лабрадор в результате глубокой зимней

конвекции [21, 22]. Охлажденные плотные воды погружаются, образуя слабостратифицированную, опресненную промежуточную водную массу. Из моря Лабрадор ЛВ распространяется на северо-восток в бассейн Ирмингера, на восток над разломом Чарли-Гиббс (~52°–53° с.ш., см. рис. 1) в восточный бассейн Северной Атлантики (в т.ч. – в Исландский бассейн) и на юг преимущественно с ЗГПТ [11, 28].

Глубинные воды (СВГВ и СЗГВ) представляют собой продукт трансформации холодных и распресненных промежуточных и глубинных арктических вод, формирующихся в Гренландском и Норвежском морях в результате глубокой зимней конвекции и проникающих в субполярную Атлантику через наиболее глубокие пороги хребта между Гренландией, Исландией и Великобританией (см. [27, 29]).

СВГВ формируется из промежуточных и глубинных вод Норвежского моря, поступающих в Атлантику главным образом над порогом Фарерско-Шетландского пролива [29]. При погружении этих вод в северной части Исландского бассейна их температура и солёность возрастают вследствие перемешивания со значительно более теплыми и солёными атлантическими водами. Из Исландского бассейна СВГВ распространяется в бассейн Ирмингера через разлом Чарли-Гиббс, затем – в море Лабрадор, и далее следует на юг преимущественно вдоль континентального склона Северной Америки, покидая субполярный регион [30].

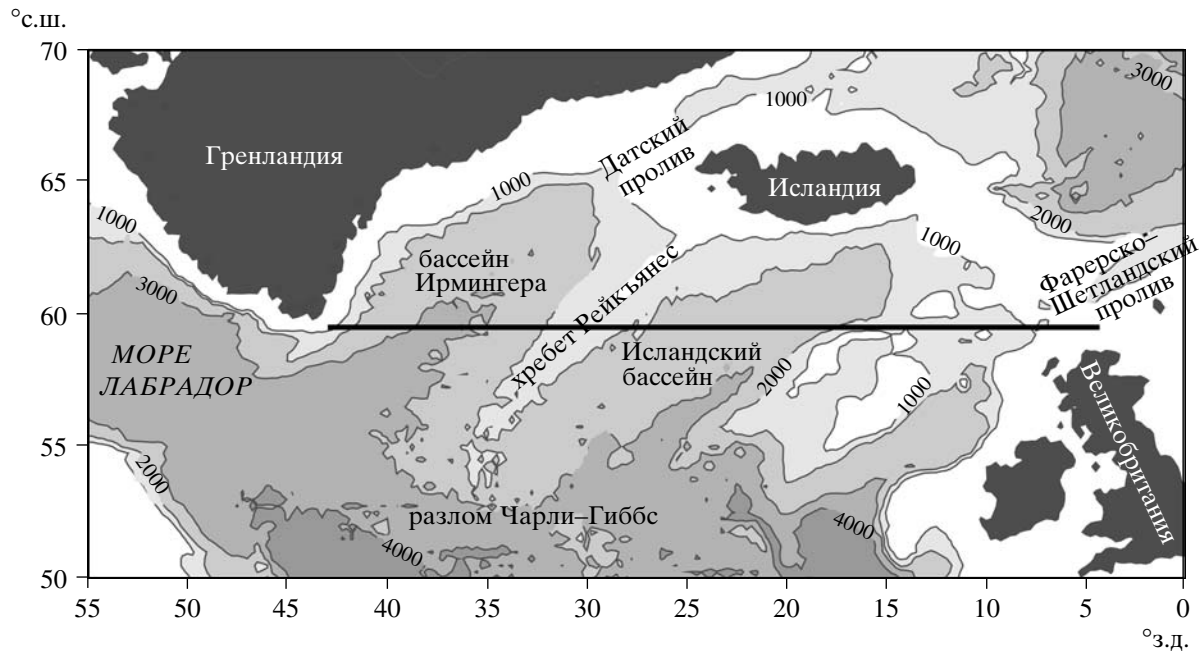


Рис. 1. Положение гидрологического разреза, данные повторных съемок на котором (1997–2006 гг.) использованы в настоящем исследовании.

Наиболее холодная и плотная водная масса в субполярной Северной Атлантике – СЗГВ – образуется при перетекании порога Датского пролива арктическими промежуточными водами из Гренландского моря [27]. В бассейне Ирмингера СЗГВ, погружаясь, частично смешивается с ЛВ и СВГВ и распространяется с глубинным пограничным течением вдоль подножия континентального склона Гренландии на юго-запад. Обогнув южную оконечность Гренландии, СЗГВ проникает в море Лабрадор и далее распространяется с ЗГПТ в низкие широты [30].

Анализ исторических данных, наиболее достоверные из которых относятся ко второй половине XX века, и современных высокоточных данных STD-зондирований на разрезах в субполярной Северной Атлантике позволил выявить значительные межгодовые и долгопериодные изменения температуры и солёности ЛВ, СВГВ и СЗГВ (см. [12, 14, 20, 32]).

Временные ряды температуры и солёности ЛВ в море Лабрадор [12, 14, 32] свидетельствуют о выраженных многолетних изменениях характеристик этой водной массы в районе ее формирования. Так, период потепления и осолонения ЛВ, имевший место в 1950–1960-х гг., сменился периодом немонотонного, но устойчивого охлаждения и распреснения водной массы, длившемся до середины 1990-х гг. Суровые зимы конца 1980-х–начала 1990-х гг. привели к развитию экстремально глубокой зимней конвекции в море Лабрадор (до 2300 м) и, как следствие, – к формированию больших объемов ано-

мально холодной и распресненной ЛВ. В первой половине 1990-х гг. температура и солёность ЛВ в море Лабрадор достигли абсолютных минимумов за весь период наблюдений [22, 26], понизившись на величины около 0.8°C и 0.09 епс соответственно по сравнению с состоянием, характерным для конца 1960-х – начала 1970-х гг. [32].

В середине 1990-х гг. тенденция охлаждения и опреснения ЛВ в море Лабрадор сменилась на противоположную. Более мягкие зимы привели к резкому ослаблению конвекции, глубина которой не превышала 1000–1500 м. В результате с середины 1990-х гг. в море Лабрадор формировалась более теплая и менее плотная модификация (мода) ЛВ – “верхняя ЛВ” (вЛВ), в то время как “нижняя ЛВ” (нЛВ), сформировавшаяся в начале 1990-х гг., была изолирована от зимнего конвективного обновления и постепенно утрачивала свои аномальные свойства вследствие перемешивания с более теплыми и солёными окружающими водами [7, 22, 32]. К 2005 г. температура и солёность нЛВ в море Лабрадор повысились на $0.3\text{--}0.4^{\circ}\text{C}$ и $0.05\text{--}0.06$ епс соответственно; температура и солёность вЛВ повысились на $0.2\text{--}0.3^{\circ}\text{C}$ и 0.03 епс после 2000 г. – года наиболее интенсивного конвективного обновления вЛВ (см. [32]).

Изменения свойств ЛВ, произошедшие с конца 1980-х гг. в море Лабрадор, были впоследствии зафиксированы во всех бассейнах субполярной Северной Атлантики [15, 16, 19, 20, 33]. В частности, в бассейне Ирмингера двухмодовая структура ЛВ наблюдалась с 1996 г., а потепление и осолонение в ядре

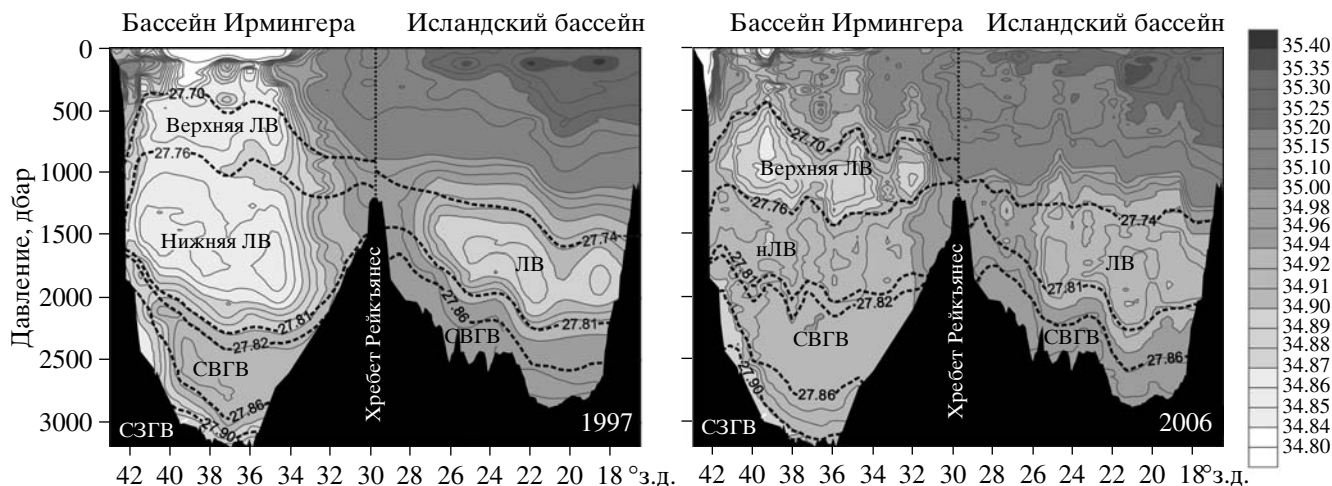


Рис. 2. Положение изопикнических поверхностей (σ_0), ограничивающих слои ЛВ (вЛВ и нЛВ), СВГВ и СЗГВ (см. табл. 1), и распределения солёности (епс) на разрезе по 60° с.ш. в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне по данным съёмок 1997 и 2006 гг. На верхних осях отмечены положения гидрологических станций. Аббревиатуры водных масс раскрыты в тексте.

нЛВ, происходившее в бассейне с 1997 г., к 2004 г. составило 0.3°C и 0.04 епс [15].

Термохалинные свойства глубинных вод (СВГВ и СЗГВ) также подвержены значительным долгопериодным изменениям. Устойчивое опреснение глубинных вод с середины 1960-х гг. до второй половины – конца 1990-х гг. зафиксировано в море Лабрадор, бассейне Ирмингера и Исландском бассейне. Величины трендов опреснения составляли 0.008 – 0.013 епс за декаду для СВГВ и 0.013 – 0.015 епс за декаду для СЗГВ в зависимости от бассейна [14]. Изменения характеристик СВГВ отличались слабовыраженной межгодовой изменчивостью на фоне устойчивого тренда. Характеристики СЗГВ, напротив, существенно менялись от года к году (с амплитудой до первых сотых епс по солёности) на фоне долгопериодных изменений (см. рис. 2в [14]).

В настоящей работе дана количественная оценка изменений потенциальной температуры (θ) и солёности (S) ЛВ и глубинных вод (СВГВ и СЗГВ) в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне в 1997–2006 гг. Исследование основано на данных STD-измерений, выполненных на повторяемом разрезе по 59.5 – 60° с.ш. (далее, разрез по 60° с.ш.) в 1997, 2002, 2004 и 2006 гг. Основная цель исследования состоит не в описании межгодовой изменчивости характеристик водных масс на разрезе, что уже было сделано в ряде работ для периода с 1997 по 2004 гг. (см. [1, 2, 4, 5]), но в выявлении общей тенденции современных изменений термохалинных характеристик вод в контексте имеющихся сведений о долгопериодных изменениях (трендах) этих характеристик во второй половине XX века.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе использованы данные о распределении температуры и солёности на разрезе по 60° с.ш. (рис. 1), полученные в ходе повторных съёмок, выполненных на НИС “Профессор Штокман” в октябре 1997 г., НИС “Академик Мстислав Келдыш” в августе 2002 г. и НИС “Академик Иоффе” в июне 2004 г. и июле 2006 г. Среднее расстояние между станциями в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне составляло около 75 км в 1997 г., 55 км в 2002 и 2004 гг. и 35 км в 2006 г. Измерения температуры и солёности проводились зондами NBIS Mark-IIIС в 1997 г., Mark-IIIВ в 2002 г. и зондом Sea-Bird 911 в 2004 и 2006 гг. Точность измерений температуры и солёности составляла соответственно 0.003°C и 0.003 епс в 1997 и 2002 гг. и 0.001°C и 0.002 епс в 2004 и 2006 гг. Точность измерения температуры определена лабораторной калибровкой датчиков температуры до и сразу после рейсов, точность измерения солёности получена путем сравнения данных STD-зондирований со значениями солёности в пробах, отобранных батометрами. Распределения солёности на разрезе в 1997 и 2006 гг. показаны на рис. 2. На рис. 3 приведены θ , S -диаграммы, построенные для интервалов температуры и солёности ЛВ и глубинных вод в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне по STD-данным съёмок 1997 и 2006 гг.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАБРАДОРСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ И ГЛУБИННЫХ ВОД НА РАЗРЕЗЕ В 1997–2006 гг.

По данным 1997–2006 гг. слой ЛВ на разрезе по 60° с.ш. занимает глубины около 500 – 2000 м в бассейне Ирмингера и 1200 – 2200 м в Исландском бас-

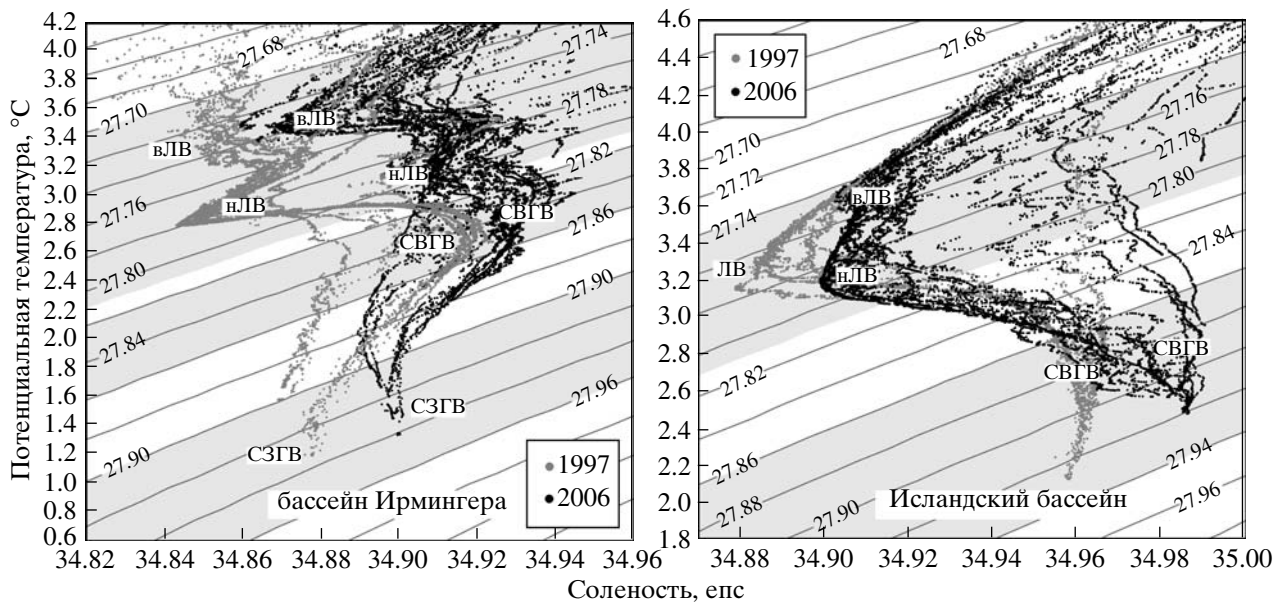


Рис. 3. θ , S -диаграммы, построенные по данным съемок 1997 (серые точки) и 2006 гг. (черные точки) на разрезе по 60° с.ш. в бассейне Ирмингера (слева) и Исландском бассейне (справа). Нанесены изолинии потенциальной плотности σ_0 . Плотностные интервалы, соответствующие слоям водных масс (см. табл. 1), выделены серой заливкой. Аббревиатуры водных масс раскрыты в тексте.

сейне (рис. 2). В обоих бассейнах ЛВ идентифицируется по минимуму в вертикальном распределении солёности ($S < 34.91$ епс, см. рис. 2 и 3). В бассейне Ирмингера слою ЛВ соответствует плотностной интервал $27.70 < \sigma_0 < 27.81$, в Исландском бассейне – $27.74 < \sigma_0 < 27.81$ (σ_0 – аномалия потенциальной плотности, $\text{кг}/\text{м}^3$, приведенной к давлению 0 дбар), см. рис. 2 и 3.

В бассейне Ирмингера двухмодовая структура ЛВ наблюдалась в течение всего рассматриваемого периода наблюдений. Ядро вЛВ ($3.2 < \theta < 3.5^\circ\text{C}$, $34.84 < S < 34.87$ епс, $\sigma_0 \approx 27.73$) расположено в диапазоне глубин 600–1000 м, ядро нЛВ ($2.8 \leq \theta < 3.2^\circ\text{C}$, $34.84 < S < 34.90$ епс, $\sigma_0 \approx 27.78$ – 27.79) – на глубинах около 1500 м (рис. 2 и 3). В Исландском бассейне ядро нЛВ ($3.1 < \theta < 3.2^\circ\text{C}$, $34.88 < S < 34.90$ епс, $\sigma_0 \approx 27.78$, см. рис. 3) в 1997–2006 гг. наблюдалось на глубинах 1700–2000 м (рис. 2); вЛВ ($\theta \approx 3.6$ – 3.7°C , $S \approx 34.90$ – 34.91 епс, $\sigma_0 \approx 27.75$, 1300–1500 м) в Исландском бассейне впервые обнаружена в 2006 г. (рис. 4). Последний факт означает, что между началом многолетней рестратификации в море Лабрадор (и, следовательно, – началом формирования вЛВ) в середине 1990-х гг. и появлением вЛВ на широте разреза в Исландском бассейне прошло около 10 лет. Отметим, что указанный временной интервал не следует рассматривать как время распространения вЛВ из района ее формирования, поскольку неизвестно, в каком именно году была сформирована вЛВ, обнаруженная в Исландском бассейне в 2006 г.

Основной отличительный признак СВГВ на разрезе – максимум в вертикальном распределении солёности (рис. 2). В Исландском бассейне СВГВ представляет собой наиболее холодную ($\theta < 3^\circ\text{C}$) и плотную ($\sigma_0 > 27.86$) водную массу с солёностью 34.96–34.99 епс, распространяющуюся на юго-запад вдоль восточного склона хребта Рейкъянес на глубинах более 1700 м (рис. 2 и 3). К юго-западу от линии разреза СВГВ проникает в западный бассейн через глубоководный разлом Чарли-Гиббс, следует на север вдоль западного склона хребта Рейкъянес и вновь пересекает линию разреза в бассейне Ирмингера на глубинах ~2000–3000 м (рис. 2). Смещение СВГВ с окружающими водами значительно уменьшают солёность и плотность СВГВ по мере ее распространения из Исландского бассейна в бассейн Ирмингера, где солёность в ядре СВГВ в 1997–2006 гг. составляла 34.92–34.945 епс, а слою СВГВ соответствовал плотностной интервал $27.82 < \sigma_0 < 27.86$ (рис. 2 и 3).

СЗГВ – наиболее плотная ($\sigma_0 > 27.90$) водная масса на разрезе – идентифицируется по минимуму температуры и солёности ($\theta < 2^\circ\text{C}$, $S \leq 34.90$ епс, см. рис. 3), в придонном слое бассейна Ирмингера у подножия Восточно-гренландского склона (рис. 2).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для количественной оценки изменений термохалинных характеристик водных масс определены значения θ , S -индексов их ядер и средние значения

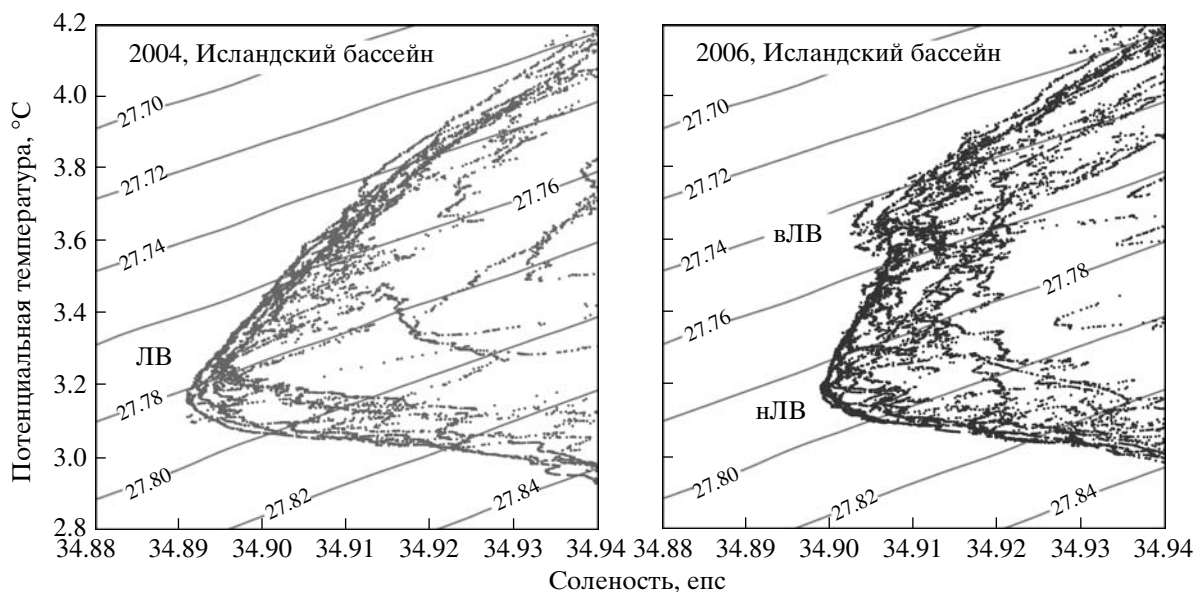


Рис. 4. θ , S -диаграммы, построенные по данным съемок 2004 (слева) и 2006 гг. (справа) на разрезе по 60° с.ш. в Исландском бассейне для слоя Лабрадорской водной массы (ЛВ). Рисунок иллюстрирует появление верхней ЛВ (вЛВ, $\theta \approx 3.6$ – 3.7°C , $S \approx 34.90$ – 34.91 епс) в бассейне в 2006 г. Нанесены изолинии потенциальной плотности σ_0 .

потенциальной температуры и солёности в слоях водных масс для каждого года наблюдений (рис. 5).

Ядра водных масс соответствуют экстремумам солёности: промежуточным минимумам солёности в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне для ЛВ, глубинным максимумам солёности во внутренней части бассейна Ирмингера и у восточного склона хребта Рейкьянес в Исландском бассейне для СВГВ и придонному минимуму солёности (и температуры) у основания западного склона Гренландии для СЗГВ (см. рис. 2 и 3). Термохалинные характеристики ядер водных масс даны на рис. 5а–5в и рис. 6. Оценка изменений температуры и солёности верхней ЛВ проведена только для бассейна Ирмингера, поскольку в Исландском бассейне вЛВ впервые обнаружена в 2006 г. (см. рис. 4).

Слои водных масс заданы (отдельно для двух бассейнов) с использованием фиксированных для каждой водной массы интервалов потенциальной плотности (σ_0) и солёности (см. табл. 1, рис. 2), выбранных на θ , S -диаграммах (рис. 3) таким образом,

чтобы эти интервалы были репрезентативны для всего рассматриваемого периода наблюдений. Граничные значения солёности установлены для слоев СВГВ в бассейне Ирмингера и ЛВ в обоих бассейнах с целью “отделить” высокосолёную СВГВ и низкосолёную ЛВ от, соответственно, более пресных и солёных вод в пределах выбранных для этих водных масс плотностных интервалов.

Для слоя каждой из водных масс в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне рассчитаны средне-взвешенные значения потенциальной температуры и солёности для каждого года наблюдений путем осреднения STD-данных в пределах заданных интервалов с учетом расстояний между станциями. Временные ряды осредненных значений температуры и солёности в слоях водных масс приведены на рис. 5г–5ж.

Для оценки результирующих, итоговых (за анализируемый девятилетний период) изменений температуры и солёности всей толщи промежуточных (ЛВ) и глубинных (СВГВ и СЗГВ) вод на разрезе

Таблица 1. Интервалы потенциальной плотности (σ_0) и солёности (епс) для слоев ЛВ (вЛВ и нЛВ), СВГВ и СЗГВ в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне

Водная масса		Бассейн Ирмингера		Исландский бассейн	
		интервал плотности	интервал солёности	интервал плотности	интервал солёности
ЛВ	вЛВ	27.70–27.76	≤ 34.90	27.74–27.81	≤ 34.92
	нЛВ	27.76–27.81	≤ 34.91		
СВГВ		27.82–27.86	≥ 34.90	≥ 27.86	–
СЗГВ		≥ 27.90	–	–	–

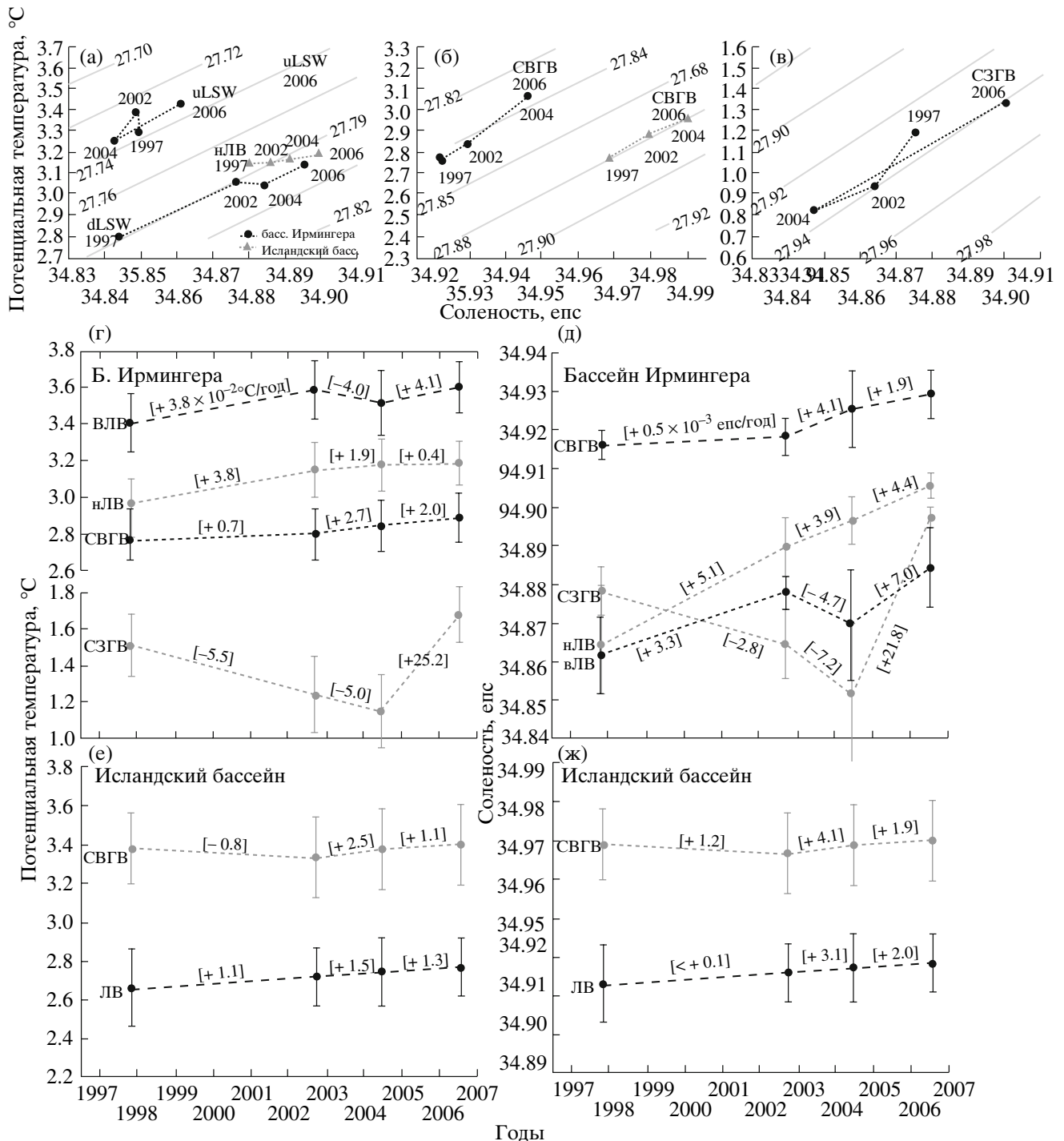


Рис. 5. Изменения термохалинных характеристик водных масс на разрезе по 60° с.ш. в 1997–2006 гг. (а–в) θ , S -характеристики ядер водных масс; нанесены изолинии потенциальной плотности σ_θ . (г–ж) Средние значения потенциальной температуры (°C) (г, е) и солёности (eps) (д, ж) в слоях водных масс (см. табл. 1) в бассейне Ирмингера (г, д) и Исландском бассейне (е, ж); даны стандартные отклонения температуры и солёности в слоях водных масс от средних значений; числа в квадратных скобках – интенсивность приращений температуры и солёности ($10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, $10^{-3} \text{ eps}/\text{год}$ соответственно) в слоях водных масс между ближайшими съёмками. Аббревиатуры водных масс раскрыты в тексте.

рассчитаны разности температуры и солёности на изобарических (рис. 7а и 7б) и изопикнических (рис. 7в) поверхностях между съёмками 2006 и 1997 гг. Интерпретация полученных изобарических

и изопикнических разностей основана на положении о том, что приращения температуры и солёности на изопикнах отражают изменения θ , S -характеристик водных масс в результате климатических и

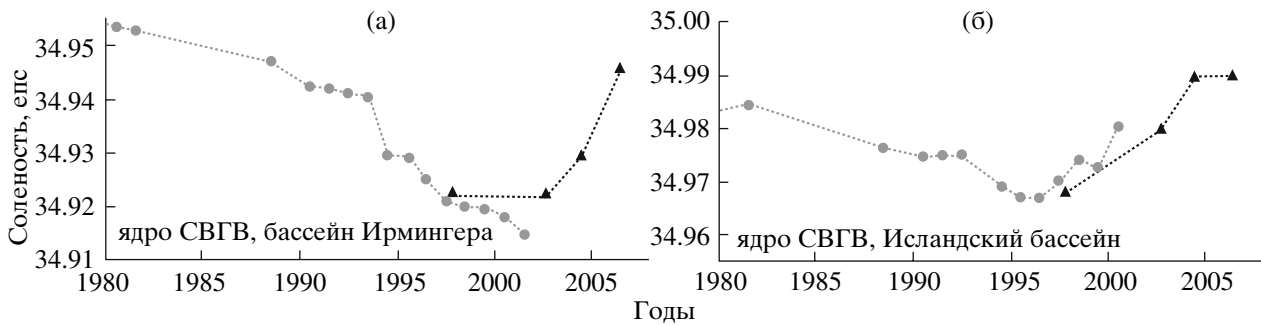


Рис. 6. Изменения солености (епс) в ядре Северо-восточной глубинной водной массы (СВГВ) в бассейне Ирмингера (а) и Исландском бассейне (б) после 1980 г. по данным [14] (серым цветом, кружки) и по результатам настоящего исследования (черным, треугольники).

гидрологических изменений в районах их формирования, тогда как разности на изобарах включают также приращения температуры и солености, вызванные изменениями толщин слоев водных масс и/или поднятием или опусканием вод [6, 9].

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС

Изменения солености в ядре верхней ЛВ в бассейне Ирмингера между съемками 1997–2004 гг. не превышали 0.007 епс; за следующие два года соленость в ядре вЛВ в бассейне выросла на 0.018 епс, температура – на 0.185°C (рис. 5а). Повышение температуры и солености в среднем по слою вЛВ в бассейне Ирмингера было более устойчивым, чем в ядре; в 1997–2006 гг. потепление и осолонение в слое вЛВ составило на 0.2°C и 0.022 епс соответственно (рис. 5г и 5д). Температура и соленость нижней ЛВ в бассейне Ирмингера в 1997–2006 гг. резко повысились – на 0.35°C, 0.05 епс в ядре водной массы и на 0.23°C, 0.04 епс в среднем по слою нЛВ (рис. 5).

В Исландском бассейне величины значительно монотонного осолонения и менее выраженного потепления в ядре нЛВ в 1997–2006 гг. составили 0.019 епс и 0.045°C соответственно. Между съемками 1997 и 2002 гг. средняя соленость в слое ЛВ в Исландском бассейне практически не изменилась, а температура слоя понизилась на 0.04°C (рис. 5е–5ж), что, вероятно, было вызвано остаточным влиянием аномально холодной ЛВ, сформированной в море Лабрадор в первой половине 1990-х гг. В 2002–2006 гг. температура и соленость в слое ЛВ в Исландском бассейне устойчиво повышались (на 0.07°C и 0.01 епс за данный период). В обоих бассейнах осолонение нЛВ преобладало над ее потеплением с точки зрения вклада этих двух процессов в изменение плотности водной массы, и, в результате, плотность нЛВ возросла на ~0.01 кг/м³.

Значительное потепление и осолонение СВГВ выявлено по обе стороны хребта Рейкъянес. Согласно временным рядам солености в ядре СВГВ

[14], долгопериодное опреснение этой водной массы, начавшееся в середине 1960-х гг., в Исландском бассейне длилось до 1995–1996 гг.; в 1996–2000 гг. соленость СВГВ в бассейне возрастала (см. рис. 6б). Данные, использованные в настоящем исследовании, свидетельствуют о продолжении осолонения СВГВ вплоть до 2006 г. (рис. 6б). С 1997 по 2006 гг. в Исландском бассейне потепление и осолонение СВГВ составило 0.18°C, 0.022 епс в ядре и 0.11°C, 0.014 епс в слое (рис. 5). В бассейне Ирмингера долгопериодное опреснение СВГВ длилось до 2001 г. [14] (рис. 6а); “сигнал” осолонения СВГВ, имевшего место в Исландском бассейне после 1996 г., достиг бассейна Ирмингера к 2002 г., когда соленость в ядре СВГВ в этом бассейне повысилась (по сравнению с 2001 г.), “вернувшись” к значению (около 34.92 епс), зафиксированному в ядре этой водной массы в бассейне в 1997 г. (рис. 5б и 6а). Таким образом, время распространения сигнала осолонения СВГВ в бассейн Ирмингера составило около 5 лет, что дает примерную оценку времени распространения СВГВ из центральной части Исландского бассейна до южной части бассейна Ирмингера. В 2002–2006 гг. монотонное потепление и осолонение СВГВ в бассейне Ирмингера на разрезе составило 0.31°C, 0.024 епс в ядре водной массы и 0.09°C, 0.011 епс в среднем по слою.

Интенсивность выявленного осолонения СВГВ в Исландском бассейне в 1997–2006 гг. (2.4×10^{-3} епс/год в ядре водной массы) в 2–3 раза превзошла интенсивность ее предшествующего многолетнего опреснения, которая, согласно [14], составляла 0.8×10^{-3} епс/год. Отметим, что последняя величина несколько занижена, поскольку была определена для периода с 1965 по 2000 гг., включившего в себя период начала осолонения СВГВ (1996–2000 гг., рис. 6б). В результате интенсивного осолонения СВГВ, к 2004–2006 гг. соленость в ядре этой водной массы в Исландском бассейне достигла 34.99 епс (рис. 5б и 6б), “вернувшись” к значениям, характерным для 1970-х гг. (см. рис. 2 в [14]).

Наиболее теплая и соленая СВГВ, так же как ЛВ и СВГВ, была зафиксирована на разрезе в 2006 г.

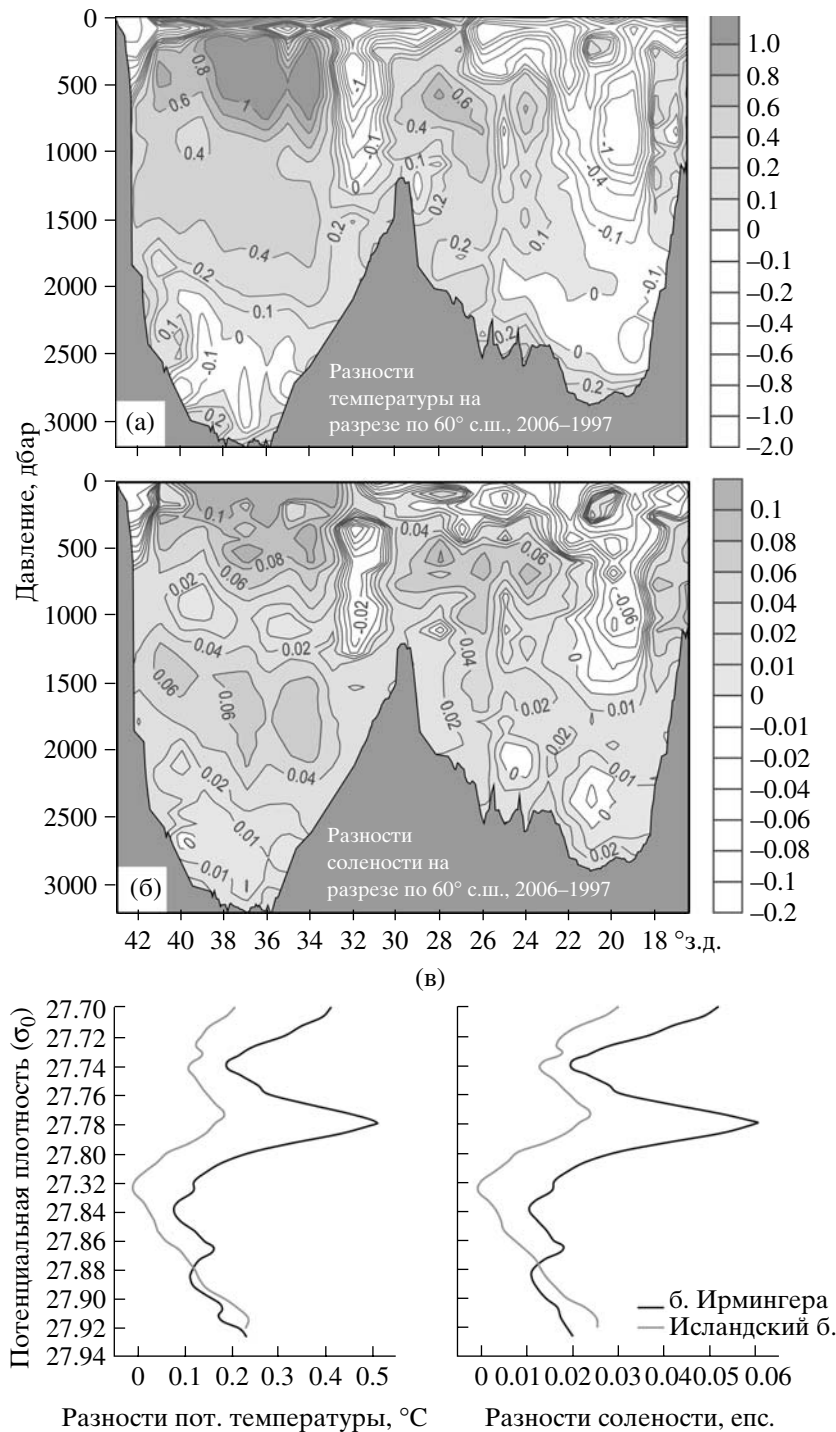


Рис. 7. Разности температуры ($^{\circ}\text{C}$) и солёности (епс) на разрезе по 60° с.ш. в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне между съёмками 2006 и 1997 гг. Вертикальное распределение изобарических разностей температуры (а) и солёности (б) на разрезе; (в) зонально-средненные разности потенциальной температуры и солёности на изопикнических поверхностях (σ_0) в двух бассейнах.

(рис. 5). Рис. 5в–5д показывают, однако, что изменения температуры и солёности СЗГВ в 1997–2006 гг. не были устойчивыми: средние значения температуры и солёности в слое СЗГВ понизились (на 0.36°C , 0.026 епс) в 1997–2004 гг., и резко повыси-

лись (на 0.52°C , 0.045 епс) между съёмками 2004 и 2006 гг.

Таким образом, температура и солёность ЛВ и глубинных вод в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне на 60° с.ш. в 2006 г. достигли макси-

Таблица 2. Приращения потенциальной температуры ($\Delta\theta$, °C) и солёности (ΔS , епс) в ядрах и слоях ЛВ (вЛВ и нЛВ), СЗГВ и СВГВ в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне на разрезе по 59.5–60° с.ш. между съёмками 1997 и 2006 гг.

Водная масса		Бассейн Ирмингера		Исландский бассейн	
		$\Delta\theta$, ΔS в ядре	$\Delta\theta$, ΔS в слое	$\Delta\theta$, ΔS в ядре	$\Delta\theta$, ΔS в слое
ЛВ	вЛВ	+0.140, +0.011	+0.200, +0.022	–	+0.027, +0.010
	нЛВ	+0.346, +0.051	+0.227, +0.041	+0.045, +0.019	
	СВГВ	+0.314, +0.024	+0.123, +0.013	+0.183, +0.022	+0.108, +0.014
	СЗГВ	+0.141, +0.025	+0.167, +0.019	–	

мальных значений за весь анализируемый девятилетний период повторных съёмок на разрезе, причем потепление и осолонение ЛВ и СВГВ в обоих бассейнах, в целом, было устойчивым. Итоговые приращения потенциальной температуры и солёности в ядрах и слоях водных масс на разрезе между съёмками 1997 и 2006 гг. даны в табл. 2.

РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И ОСОЛОНЕНИЕ ТОЛЩИ ЛАБРАДОРСКИХ И ГЛУБИННЫХ ВОД В 1997–2006 гг.

На рис. 7а и 7б приведены изобарические разности температуры и солёности на разрезе между съёмками 2006 и 1997 гг., свидетельствующие о значительном потеплении и осолонении вод в обоих бассейнах на глубинах распространения ЛВ, СВГВ и СЗГВ.

Область отрицательных значений разностей температуры в бассейне Ирмингера на глубинах ~2000–3000 м (рис. 7а) не может быть следствием охлаждения водных масс, поскольку к 2006 г. температура в слоях ЛВ, СВГВ и СЗГВ в бассейне значительно повысилась (см. рис. 5, табл. 2). Данная область отрицательных разностей представляет собой результат подъёма глубинных изотерм, вызванного существенным увеличением толщины слоя СВГВ: между съёмками 1997 и 2006 гг. глубины верхней границы слоя СВГВ ($\sigma_0 = 27.82$) в центральной части бассейна и ядра водной массы уменьшились, соответственно, с 2200–2400 м до ~2000 м и с ~2500 до ~2200 м (см. рис. 2). Отрицательные изобарические приращения температуры и солёности в Исландском бассейне на глубинах ~1700–2700 м также вызваны локальными изменениями структуры вод, но не охлаждением и опреснением ЛВ или СВГВ в бассейне, поскольку между съёмками 1997 и 2006 гг. в слоях этих водных масс зафиксировано потепление и осолонение (см. рис. 5е и 5ж, табл. 2).

Зонально-осредненные разности температуры и солёности на изопикнических поверхностях (в целом положительные в обоих бассейнах, рис. 7в) позволяют дать количественную оценку изменений термохалинных характеристик всей толщи ЛВ

и глубинных вод на разрезе, вызванных климатическими и гидрологическими изменениями в районах формирования водных масс.

Максимальные изопикнические приращения температуры и солёности между съёмками 1997 и 2006 гг. зафиксированы:

в слое нижней ЛВ (+0.1–0.5°C, +0.01–0.06 епс, $\sim 27.76 < \sigma_0 < 27.80$) в обоих бассейнах;

наибольшие значения (+0.5°C, +0.06 епс) обнаружены в бассейне Ирмингера на изопикнической поверхности $\sigma_0 = 27.78$, примерно соответствующей ядру нЛВ;

в придонных слоях обоих бассейнов ($\sigma_0 > 27.90$): в слое СВГВ в Исландском бассейне (+0.2–0.23°C, +0.02–0.025 епс) и СЗГВ в бассейне Ирмингера (+1.5–0.23°C, +0.015–0.02 епс);

вблизи нижней границы СВГВ в бассейне Ирмингера (около +0.15°C и +0.015 епс, $\sigma_0 \approx 27.86$ –27.87).

Минимальные значения приращений температуры и солёности на изопикнических поверхностях обнаружены:

на верхней границе слоя ЛВ (+0.1°C, +0.012 епс, $\sigma_0 \approx 27.74$) и вблизи нижней границы слоя ЛВ (приращения, близкие к нулю, $\sigma_0 \approx 27.82$) в Исландском бассейне;

в плотностных интервалах вЛВ (+0.2–0.3°C, +0.02–0.03 епс, $27.72 < \sigma_0 < 27.76$) и СВГВ (около +0.1°C, +0.01–0.015 епс, $27.82 < \sigma_0 < 27.85$) в бассейне Ирмингера.

В целом, характер зонально-осредненных приращений температуры и солёности на изопикнических поверхностях в двух бассейнах (рис. 7в) согласуется с изменениями средних значений температуры и солёности в слоях водных масс (табл. 2).

В среднем потепление и осолонение всей толщи ЛВ и глубинных вод ($\sigma_0 > 27.72$ – среднее между значениями плотности 27.70 и 27.74, соответствующими верхним границам слоя ЛВ в двух бассейнах, рис. 2, табл. 1) между съёмками 1997 и 2006 гг. составило 0.20°C и 0.029 епс.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Выявленные изменения термохалинных характеристик ЛВ и глубинных вод, прежде всего СВГВ (рис. 5), указывают на быстрое изменение гидрологических условий в промежуточных и глубинных слоях бассейна Ирмингера и Исландского бассейна, – на переход от “холодного и пресного” состояния, характерного для середины 1990-х гг., к “теплому и соленому” состоянию середины 2000-х гг. Потепление и осолонение вод отчетливо видно по разностям температуры и солености на разрезе между съемками 2006 и 1997 гг. на рис. 7 и по смещению θ , S -индексов в сторону больших значений температуры и солености на θ , S -диаграммах на рис. 3.

Следует отметить, что временная дискретность данных, использованных в настоящем исследовании, не позволяет достоверно судить о возможных тенденциях изменений характеристик СЗГВ. Эти изменения, в отличие от выраженного потепления и осолонения ЛВ и СВГВ, не были устойчивыми в 1997–2006 гг. (рис. 5), и тот факт, что наиболее теплая и соленая СЗГВ была зафиксирована именно в 2006 г., может быть формальным следствием весьма значительной межгодовой изменчивости характеристик этой водной массы (рис. 2 в [14]). В то же время, нет оснований утверждать, что многолетнее распреснение СЗГВ, длившееся на протяжении нескольких последних десятилетий [14], продолжилось в бассейне Ирмингера в 2000-х гг. Отметим также, что СЗГВ распространяется в сравнительно тонком придонном слое бассейна Ирмингера, тогда как почти вся толща вод глубже 500–700 м в бассейне Ирмингера и 1200–1500 м в Исландском бассейне представлена ЛВ и СВГВ (рис. 2), и, таким образом, вклад изменчивости характеристик СЗГВ в общее изменение температуры и солености толщи промежуточных и глубинных вод заведомо меньше совместного вклада выявленных изменений в слоях ЛВ и СВГВ.

Потепление и осолонение ЛВ на разрезе в 1997–2006 гг. – следствие потепления и осолонения этой водной массы в ее основном источнике, море Лабрадор, в результате резкого ослабления зимней конвекции в середине 1990-х гг. (см. [15, 22, 33]). О причинах устойчивого потепления и осолонения СВГВ судить сложно. СВГВ на широте разреза в Исландском бассейне представляет собой результат смешения холодных и распресненных вод Норвежского моря с теплыми и солеными Атлантическими водами и ЛВ [14, 29]. Оценка возможного вклада изменений характеристик каждого из перечисленных компонентов СВГВ в итоговое потепление и осолонение этой водной массы заслуживает отдельного исследования и требует привлечения дополнительных данных. Отметим, что, по крайней мере, за часть выявленного осолонения СВГВ может быть ответственно осолонение вод из Норвежского моря, поступающих в Исландский бас-

сейн через пролив Фарерской Банки, в придонных слоях которого в 1995–2005 гг. выявлено повышение солености [17].

Характер долгопериодных изменений термохалинных свойств ЛВ и СВГВ в субполярной Северной Атлантике с 1950-х гг. свидетельствует о том, что временные отрезки направленных изменений характеристик этих водных масс практически совпадают (рис. 8а). Так, осолонение СВГВ в 1950-х – первой половине 1960-х гг. сопровождалось потеплением и осолонением ЛВ (см. [14, 23]). Последующее многолетнее распреснение глубинных вод, длившееся до середины 1990-х гг., также сопровождалось немонотонным охлаждением и опреснением ЛВ [14]. Согласно результатам настоящего исследования, современный этап потепления и осолонения в промежуточных и глубинных слоях бассейна Ирмингера и Исландского бассейна – следствие, преимущественно, сонаправленных изменений характеристик ЛВ и СВГВ, устойчивое потепление и осолонение которых началось почти одновременно в середине 1990-х гг. (рис. 8а).

Таким образом, многолетние изменения термохалинных характеристик ЛВ и СВГВ в 1950-х – 2000-х гг. можно охарактеризовать как долгопериодные колебания, близкие к синфазным: два эпизода совместного потепления и осолонения этих вод были разделены длительным периодом их совместного охлаждения и распреснения.

Многолетнее охлаждение и опреснение ЛВ и опреснение глубинных вод, длившееся до середины 1990-х гг., было следствием долгопериодных климатических и гидрологических изменений в районах формирования водных масс, и эти изменения были тесно связаны с многолетней эволюцией Североатлантического колебания (САК) [18] – переходом от малых значений индекса САК, характерных для 1960-х гг., к экстремально большому значению индекса в первой половине 1990-х гг. [14], см. рис. 8б. В результате, вплоть до середины 1990-х гг. имела место тенденция усиления глубокой зимней конвекции в море Лабрадор (прерывавшаяся “соленостными аномалиями” в 1969–1972 гг. и первой половине 1980-х гг., см. [8]), что приводило к выраженному, хотя и немонотонному, охлаждению и опреснению ЛВ (рис. 8а). В то же время происходило опреснение верхнего 1000–1500-метрового слоя в Гренландском и Норвежском морях (предположительно в результате таяния морских льдов и увеличения речного стока в Арктический бассейн, см. [24, 25]) и, как следствие, – распреснение глубинных вод в субполярной Северной Атлантике [14].

Два эпизода совместного потепления и осолонения ЛВ и СВГВ (включая эпизод, показанный в настоящем исследовании) также согласуются с долгопериодными изменениями индекса САК, а именно, – с его уменьшением в 1950-х–середина 1960-х гг. и середине 1990-х–2000-х гг., см. рис. 8.

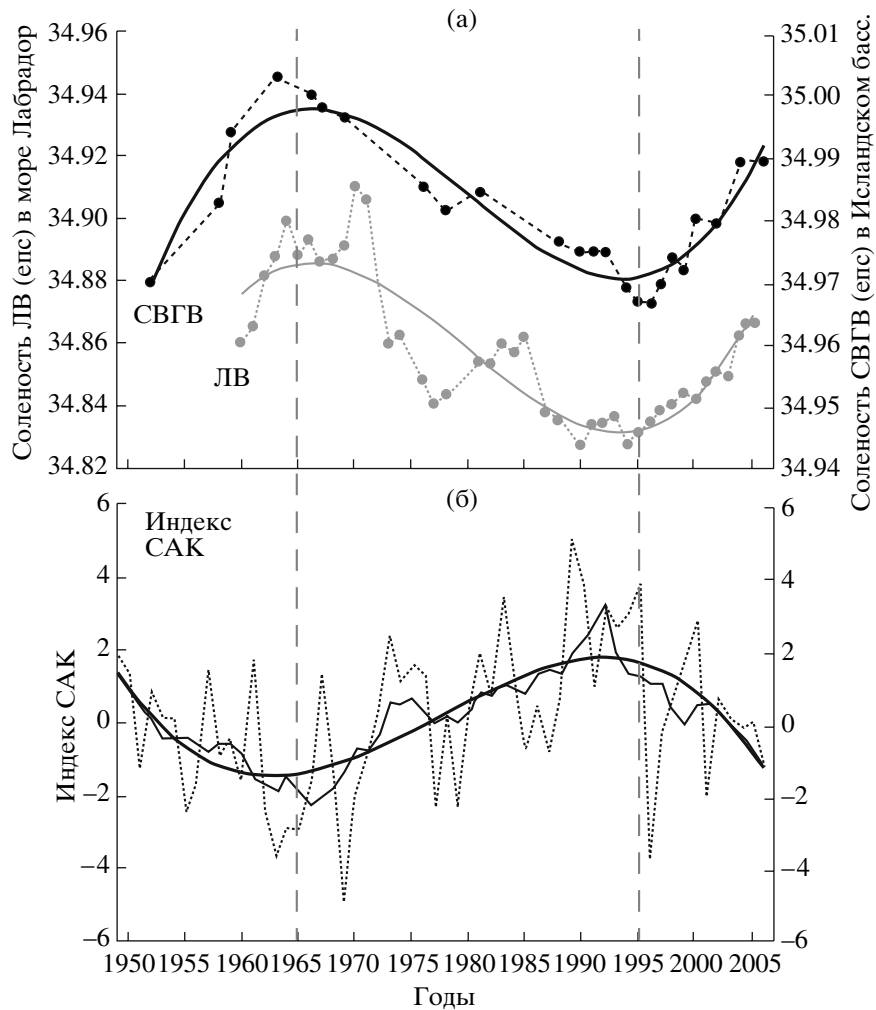


Рис. 8. Согласованность догоперидных изменений солёности (eps) ЛВ и СВГВ и индекса Североатлантического колебания (САК). (а) Изменения средней солёности в слое ЛВ (150–2000 м) в море Лабрадор и солёности в ядре СВГВ в Исландском бассейне. Значения солёности водных масс взяты из работ [14, 32] и дополнены значениями, полученными для СВГВ на разрезе по 60° с.ш. в 2002–2006 гг. Долгопериодные составляющие изменений солёности показаны с помощью полиномов третьей степени. (б) Изменения зимнего (декабрь–март) индекса САК (пунктир), см. [18]. Источник данных: Национальный центр атмосферных исследований, Болдер, США [<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>]. Догперидная составляющая изменений индекса САК показана с помощью скользящего семилетнего осреднения (сплошная тонкая линия) и приближения полиномом третьей степени (толстая линия).

Таким образом, выявленное совместное потепление и осолонение ЛВ и СВГВ в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне, длившееся со второй половины 1990-х гг., вместе с уже имеющейся информацией об изменениях характеристик этих водных масс в 1950-х – 1990-х гг., позволяют заключить, что долгопериодные изменения термохалинных свойств ЛВ и СВГВ близки к синфазным и согласуются с долгопериодной (низкочастотной) составляющей САК. Конкретные механизмы влияния САК на изменения характеристик водных масс, формирующихся на северной периферии Атлантики (см., например [13, 14]) будут рассмотрены нами в отдельном исследовании.

Следует отметить, что в ряде исследований (см. [31]) долгопериодное распреснение глубинных вод в субарктической Атлантике в 1960-х–1990-х гг. рассматривалось как возможный результат антропогенного воздействия на климат. В соответствии с этой гипотезой, глобальное потепление климата, вызванное увеличением концентраций парниковых газов в атмосфере, приводит к интенсификации глобального гидрологического цикла – к увеличению испарения с поверхности океана в низких широтах и выпадения осадков в высоких широтах, что, в свою очередь, приводит к распреснению вод Арктического бассейна и, как следствие, – к распреснению глубинных вод в субполярной Северной Атлантике. Численные модели, исходящие из “антропогенного сценария”, предсказывают продолжение опресне-

ния глубинных вод в первой половине XXI века преимущественно вследствие опреснения СВГВ (см., например, [31]). Результаты настоящего исследования свидетельствуют об обратном: в середине 1990-х гг. тенденция опреснения СВГВ сменилась на противоположную, что если и не опровергает “антропогенную” гипотезу, то, по крайней мере, заставляет в ней усомниться – представляется маловероятным, что однонаправленное антропогенное воздействие на климат может приводить к разнонаправленным тенденциям изменений характеристик глубинных вод океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00858), Министерства образования и науки РФ (контракт 01.420.1.2.0001) и гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых кандидатов наук МК-1998.2008.5.

Авторы благодарят А.Н. Демидова (кафедра океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова) за помощь в расчетах, послуживших основой для рис. 7в.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добролюбов С.А., Демидов А.Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с.ш. в Северной Атлантике // *Фундаментальные исследования океанов и морей*. Т. 1. М.: Наука, 2006. С. 92–109.
2. Добролюбов С.А., Ланно С.С., Морозов Е.Г. и др. Изменчивость водных масс в Северной Атлантике по данным гидрологических разрезов вдоль 60° с.ш. // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 2. С. 255–259.
3. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // *Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы*. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 125–129.
4. Ланно С.С., Гулев С.К., Добролюбов С.А. и др. Северная Атлантика и ее влияние на климат Европы // *Актуальные проблемы океанологии* / Гл. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 2003. С. 8–59.
5. Фалина А.С. Межгодовая изменчивость характеристик водных масс субполярной Северной Атлантики на трансатлантическом разрезе по 60° с.ш. // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 4. С. 504–517.
6. Arbic B.K., Owens W.B. Climatic warming of Atlantic Intermediate Waters // *J. Clim.* 2001. V. 14. № 20. P. 4091–4108.
7. Azetsu-Scott K., Jones E.P., Yashayaev I., Gershey R.M. Time series study of CFC concentrations in the Labrador Sea during deep and shallow convection regimes (1991–2000) // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C11. doi:10.1029/2002JC001317.
8. Belkin I.M., Levitus S., Antonov I., Malmberg S.-A. “Great Salinity Anomalies” in the North Atlantic // *Prog. Oceanogr.* 1998. V. 41. № 1. P. 1–68.
9. Bindoff N.L., McDougall T.J. Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 6. P. 1137–1152.
10. Broecker W.S. The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1985. V. 4. № 2. P. 79–89.
11. Cunningham S.A., Haine T.W.N. Labrador Sea water in the Eastern North Atlantic, Part I: a synoptic circulation inferred from a minimum in potential vorticity // *J. Phys. Oceanogr.* 1995. V. 25. № 4. P. 649–665.
12. Curry R.G., McCartney M.S., Joyce T.M. Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters // *Nature*. 1998. V. 391. № 6667. P. 575–577.
13. Dickson R.R., Lazier J., Meincke J. et al. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // *Prog. Oceanogr.* 1996. V. 38. № 3. P. 241–295.
14. Dickson R.R., Yashayaev I., Meincke J. et al. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades // *Nature*. 2002. V. 416. № 6883. P. 832–837.
15. Falina A., Sarafanov A., Sokov A. Variability and renewal of Labrador Sea Water in the Irminger Basin in 1991–2004 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C01006. doi: 10.1029/2005JC003348.
16. Johnson G.C., Bullister J.L., Gruber N. Labrador Sea Water property variations in the northeastern Atlantic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L07602. doi:10.1029/2005GL022404.
17. Hansen B., Østerhus S. Faroe Bank Channel overflow 1995–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 75. № 4. 817–856.
18. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–679.
19. Kieke D., Rhein M., Stramma L. et al. Changes in the pool of Labrador Sea Water in the subpolar North Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L06605. doi:10.1029/2006GL028959.
20. Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // *Deep-Sea Res. Part II*. 1999. V. 46. № 1–2. P. 109–138.
21. Lazier J.R.N. The renewal of Labrador Sea water // *Deep-Sea Res.* 1973. V. 20. № 1. P. 341–353.
22. Lazier J.R.N., Hendry R., Clarke A. et al. Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 // *Deep-Sea Res.* 2002. V. 49. № 10. P. 1819–1835.
23. Lu Y., Wright D.G., Yashayaev I. Modelling hydrographic changes in the subpolar North Atlantic during 1949–2001 // *Arctic/Subarctic Ocean Fluxes Newsl.* 2004. № 2. P. 11–12.
24. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W. et al. Increasing river discharge to the Arctic Ocean // *Science*. 2002. V. 298. № 5601. P. 2171–2173.
25. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. 4407. doi:10.1029/002JD002670.
26. Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R. Ventilation of the Upper Labrador Sea Water, 2003–2005 // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L06603. doi:10.1029/2006GL028540.
27. Swift J.H., Aagaard K., Malmberg S.-A. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic // *Deep-Sea Res. Part. I*. 1980. V. 27. № 1A. P. 29–42.

28. *Talley L.D., McCartney M.S.* Distribution and circulation of Labrador Sea Water // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. № 11. P. 1189–1205.
29. *van Aken H.M., de Boer C.J.* On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin // *Deep-Sea Res. Part. I.* 1995. V. 42. № 2. P. 165–189.
30. *Worthington L.V.* On the North Atlantic circulation // *The John Hopkins Oceanographic Studies.* 1976. V. 6. 110 p.
31. *Wu P., Wood R., Stott P.* Does the recent freshening trend in the North Atlantic indicate a weakening thermohaline circulation? // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02301, doi:10.1029/2003GL018584.
32. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. № 3–4. P. 242–276.
33. *Yashayaev I., Bersh M., van Aken. H.M.* Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L10602. doi:10.1029/2006GL028999.

Warming and Salinification of Labrador Sea Water and Deep Waters in the Subpolar North Atlantic at 60°N in 1997–2006

A. A. Sarafanov, A. V. Sokov, A. S. Falina

The Labrador Sea Water (LSW), Iceland–Scotland Overflow Water (ISOW) and Denmark Strait Overflow Water temperature and salinity changes are quantified on the basis of the data from the repeats of the transatlantic section along 60°N carried out in 1997, 2002, 2004 and 2006. The revealed changes show the substantial warming and salinification in the LSW and deep-water layers at the section latitude. The maximum increments of temperature (+0.35°C) and salinity (+0.05) are detected in the Irminger Basin in the core of deep LSW, convective renewal of which had stopped in the Labrador Sea in the mid-1990s. A period of the sustained rapid warming and salinification of ISOW had replaced in the mid-1990s a period of the long-term freshening of this water lasted since the mid-1960s. By the mid-2000s, salinity in the ISOW core in the Iceland Basin reached values (~34.99) typical for the 1970s. In 2002, the ISOW warming “signal” reached the Irminger Basin. In general, the LSW–deep-water bulk became 0.2°C warmer and 0.03 psu saltier between 1997 and 2006. Features of the long-term changes in the LSW and ISOW temperatures and salinities since the 1950s show that these changes are nearly in-phase and correspond to the low-frequency changes in the North Atlantic Oscillation activity.