

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ CO₂ В ПОВЕРХНОСТНОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЕ В ЕВРАЗИЙСКОМ СЕКТОРЕ АРКТИКИ

канд. хим. наук А.П. НЕДАШКОВСКИЙ¹, канд. геогр. наук С.Б. ЛЕСЕНКОВ²

¹ — Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, nealpa@mail.ru

² — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, sbles@aari.ru

ВВЕДЕНИЕ

Углекислый газ — один из главных парниковых газов. Процессы обмена углекислым газом между атмосферой и океаном, покрывающим ~ 70 % земной поверхности, представляют значительный интерес и в настоящее время исследуются детально. Движущей силой обмена CO₂ между атмосферой и океаном является разность парциальных давлений CO₂ в атмосфере и в водах поверхностной структурной зоны. Поверхностная структурная зона согласно (Степанов, 1983) — ежегодно вентилируемая верхняя часть водной толщи. В атмосфере изменчивость давления углекислого газа хорошо изучена: это постоянный тренд, обусловленный, как полагают, антропогенной деятельностью, и сезонная изменчивость, амплитуда и форма которой имеют ярко выраженную широтную зависимость (NOAA ESRL..., 2013). В противоположность этому изменчивость давления CO₂ в водах поверхностной структурной зоны характеризуется значительными пространственно-временными вариациями даже в пределах акваторий небольшой площади. По этой причине обмен углекислым газом между океаном и атмосферой в значительной степени определяется изменчивостью давления углекислого газа в поверхностной структурной зоне. Современные данные о пространственно-временной изменчивости давления углекислого газа и факторах, которые его определяют, в поверхностной структурной зоне такого труднодоступного региона, как Северный Ледовитый океан, представляют определенный интерес.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Исследования выполнялись в экспедициях СП-34 (декабрь 2005 — май 2006 г., 7 станций), СП-35 (октябрь 2007 — июль 2008 г., 15 станций) и в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» (август–сентябрь 2007 г., 25 станций). Схема станций представлена на рис. 1.

В экспедициях СП-34 и СП-35 все наблюдения выполнялись в ледовой зоне сплоченностью 10 баллов. Ледовая обстановка в районах отбора проб в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» по данным (Обзорные карты..., 2012) следующая. Ст. 11, 44, 46, 62–69 и 70–72 выполнялись в разводьях ледовой зоны сплоченностью 7–10

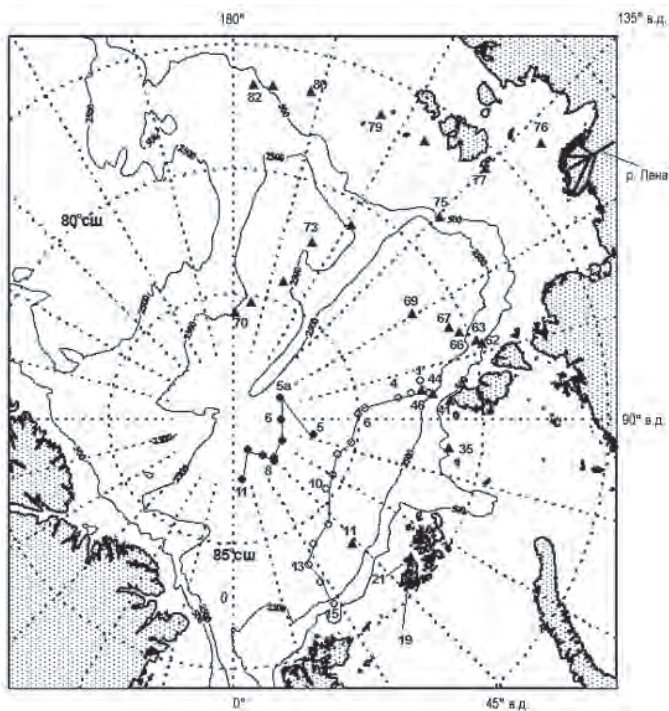


Рис. 1. Схема станций: ● — СП-34; ○ — СП-35; ▲ — 26-й рейс НЭС «Академик Федоров». Цифрами обозначены номера станций.

баллов; ст. 35, 41 выполнялись на границе зон сплоченностью 1–6 и 7–10 баллов; ст. 19–21 и 74–82 выполнялись в открытой воде.

Пробы воды отбирались батометрами Нискина. Температура и соленость проб, отобранных в толще воды, на НЭС «Академик Федоров» определялись с помощью зондирующего комплекса «SBE 911 plus», на СП-34 и СП-35 с помощью зонда «SBE 19 plus». На НЭС «Академик Федоров» на глубинах до 50 м соленость (Sal) определялась с помощью солемера Autosal 8400В. Калибровку солемера выполняли по стандартам морской воды ($K_{15} = 1,00025$ и $K_{21} = 0,3254$), изготовленным ИО РАН им. П.П. Ширшова. Биогенные элементы и кислород определялись стандартными методами, принятыми в морской химии (Современные методы..., 1992). Ошибка определения силикатов составляла 0,02 мкМ, фосфатов — 0,01 мкМ, кислорода — 1 мкМ. Общая щелочность (ТА) определялась методом прямого титрования по Бруевичу с потенциометрическим окончанием (Современные методы..., 1992) с помощью автотитратора АТП-02 (Аквилон, Россия). Установочным веществом служил раствор карбоната натрия. Ошибка определения щелочности составляла не более 0,004 экв/л. Величина pH определялась потенциометрически в ячейке, исключаяющей обмен CO_2 с атмосферой, термостатированной при 15,0 °С. Измерение э.д.с. ячейки выполнялось с помощью преобразователя SEVEN MULTI S80-K (Mettler Toledo, Швейцария) с точностью 0,1 мВ. Калибровку измерительного электрода выполняли по буферным стандартам 1-го разряда, изготовленным ВНИИФ 3. Ошибка измерения pH составляла ~ 0,005. При расчете общего неорганического углерода (ТС) и давления углекислого

газа, $P(\text{CO}_2)$, использовали константы диссоциации угольной кислоты по Мербаху (Современные методы..., 1992), константу диссоциации борной кислоты по данным (Павлова, Бычков, Стащук, 1988), растворимость CO_2 по (Weiss, 1974).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Характерные вертикальные профили температуры, солёности и $P(\text{CO}_2)$ в исследуемом районе приведены на рис. 2. На станциях, выполненных в экспедиции СП-35 (котловина Нансена), в течение всего срока наблюдений (с октября по июль)

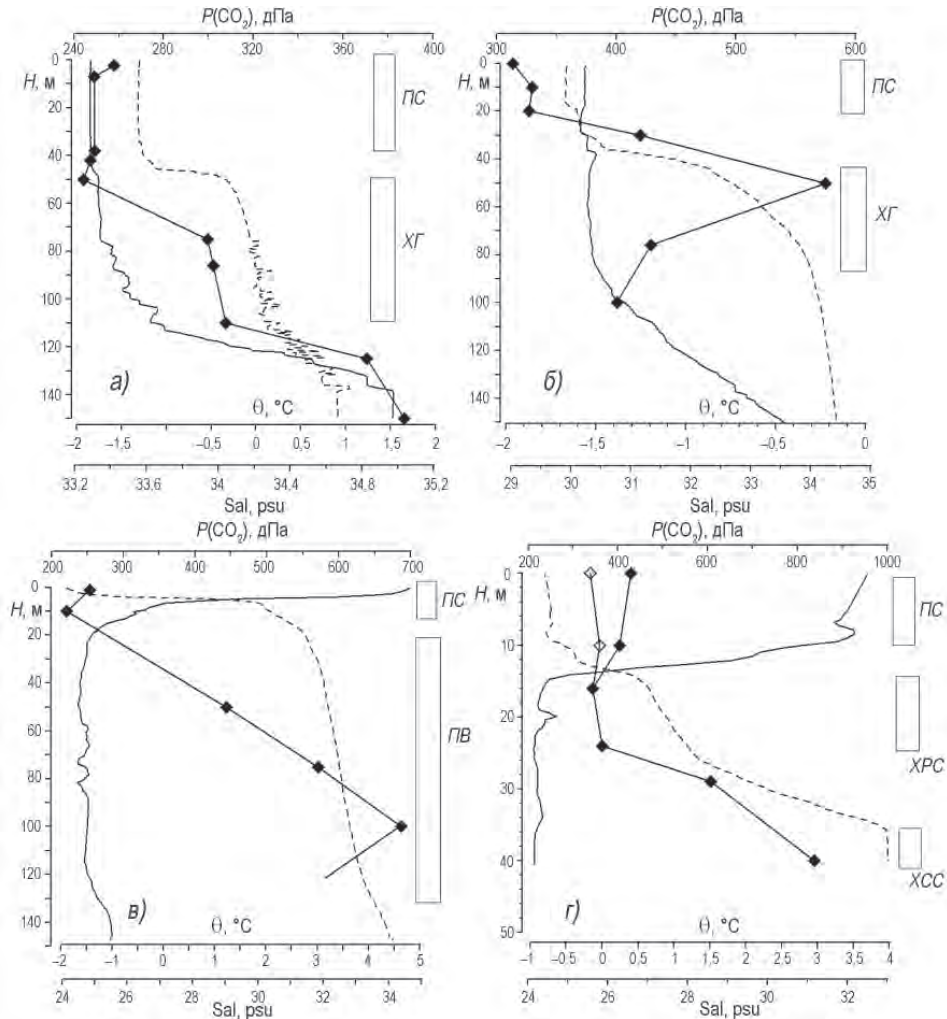


Рис. 2. Вертикальная изменчивость температуры, солёности и $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне в исследуемом районе СЛО: *а* — котловина Нансена, ст. 3, СП-35; *б* — ст. 71 в котловине Макарова; *в* — ст. 82 на материковом склоне севернее Восточно-Сибирского моря; *г* — ст. 79 в зоне влияния стока Лены. Сплошная линия — потенциальная температура, пунктирная линия — солёность, черные ромбики — $P(\text{CO}_2)$ при потенциальной температуре. Светлые ромбики на 2σ — $P(\text{CO}_2)$ при температуре таяния льда. Прямоугольники показывают положение слоев: поверхностного слоя (ПС), холодного галоклина (ХГ), промежуточных вод (ПВ), холодного распресненного (ХРС) и холодного соленого (ХСС).

поверхностная структурная зона включает мощный (30–100 м) однородный поверхностный слой и холодный галоклин (ХГ), достигающий глубин до 100 м. Нижняя граница ХГ определяется по характерному резкому излому на TS-диаграммах при переходе от поверхностных вод к атлантическим водам или по пересечению прямых, продолжающих линии этих вод (Kikuchi, Hatakeyama, Morison, 2004). Температура воды в однородном поверхностном слое практически равна температуре замерзания, соленость составляет 32,8–34,3 psu. На нижнем горизонте ХГ соленость составляет 34,03–34,40 psu, условная потенциальная плотность (σ_θ) имеет значения в интервале 27,4–27,7. На некоторых станциях с мощным верхним однородным слоем ХГ отсутствует. Гидрохимические характеристики в поверхностной структурной зоне в этом районе с глубиной меняются монотонно: силикаты, фосфаты, $P(\text{CO}_2)$ возрастают, кислород и нормированная общая щелочность, NTA ($\text{NTA} = (\text{TA}/\text{Sal}) \cdot 35$), уменьшаются. Пример вертикального распределения температуры, солености и $P(\text{CO}_2)$ в котловине Нансена (экспедиция СП-35) показан на рис. 2а. В летний сезон до глубин ~ 30 м наблюдается распресненный поверхностный слой, обусловленный таянием льда и, в некоторых случаях, речным стоком. Подобный характер вертикальной изменчивости температуры и солености в верхней части водной толщи наблюдается на станциях, выполненных в экспедиции СП-34 в котловине Амундсена. Но в этом случае поверхностный однородный слой в среднем имеет меньшую толщину (20–60 м) и меньшую соленость: 31,8–33,3 psu. Средняя глубина нижней границы ХГ ~ 95 м, соленость нижней границы ХГ ~ 34,1 psu, $\sigma_\theta \sim 27,4$, что близко к значениям в котловине Нансена. В отличие от котловины Нансена в котловине Амундсена $P(\text{CO}_2)$ и биогенные элементы в поверхностном однородном слое, как правило, выше, чем в ХГ.

Тип вертикальной изменчивости температуры и солености, характерный для котловин Нансена и Амундсена, в основных чертах сохраняется восточнее хребта Ломоносова на ст. 70–74, расположенных в котловинах Макарова и Подводников. Поверхностный слой здесь тонкий и сильно распресненный (27,5–30 psu). Характеристики нижней границы ХГ практически такие же, как в котловинах Нансена и Амундсена: средняя глубина ~ 85 м, соленость ~ 34,0 psu, $\sigma_\theta \sim 27,4$. $P(\text{CO}_2)$ и силикаты имеют ярко выраженный максимум на глубинах 20–50 м. Пример вертикального распределения температуры, солености и $P(\text{CO}_2)$ в этом районе СЛО показан на рис. 2б.

Ст. 80–82 расположены над материковым склоном севернее Восточно-Сибирского моря. Характерные вертикальные распределения температуры, солености и $P(\text{CO}_2)$ в этой области СЛО показаны на рис. 2в. Особенность гидрологической структуры — тонкий теплый и распресненный поверхностный слой и мощный холодный (–1,4 ... –1,6 °С) слой промежуточных вод от ~ 30 до 120–130 м ($\sigma_\theta \sim 25,5$ –27,0), ниже которого температура начинает возрастать. Согласно (Никифоров, Бельшева, Блинов, 1966; Русанов, Яковлев, Буйневич, 1979; Тимофеев, 1963) в данном районе указанному интервалу плотностей соответствуют берингоморские воды летнего и зимнего происхождения. Ядро берингоморских вод зимнего происхождения в нашем случае отчетливо выявляется по максимуму силикатов 38 ± 6 мкМ на изопикне 26,5. Максимуму силикатов соответствует максимум $P(\text{CO}_2)$. Мы принимаем нижнюю границу поверхностной структурной зоны в этой области по нижней границе берингоморских вод зимнего происхождения (изопикна 27,0). Это согласуется с определением нижней границы ежегодно вентилируемой зоны Арктического бассейна (Колтышев, Никифоров, Тимохов, 2008). Для станций с рассмотренным типом

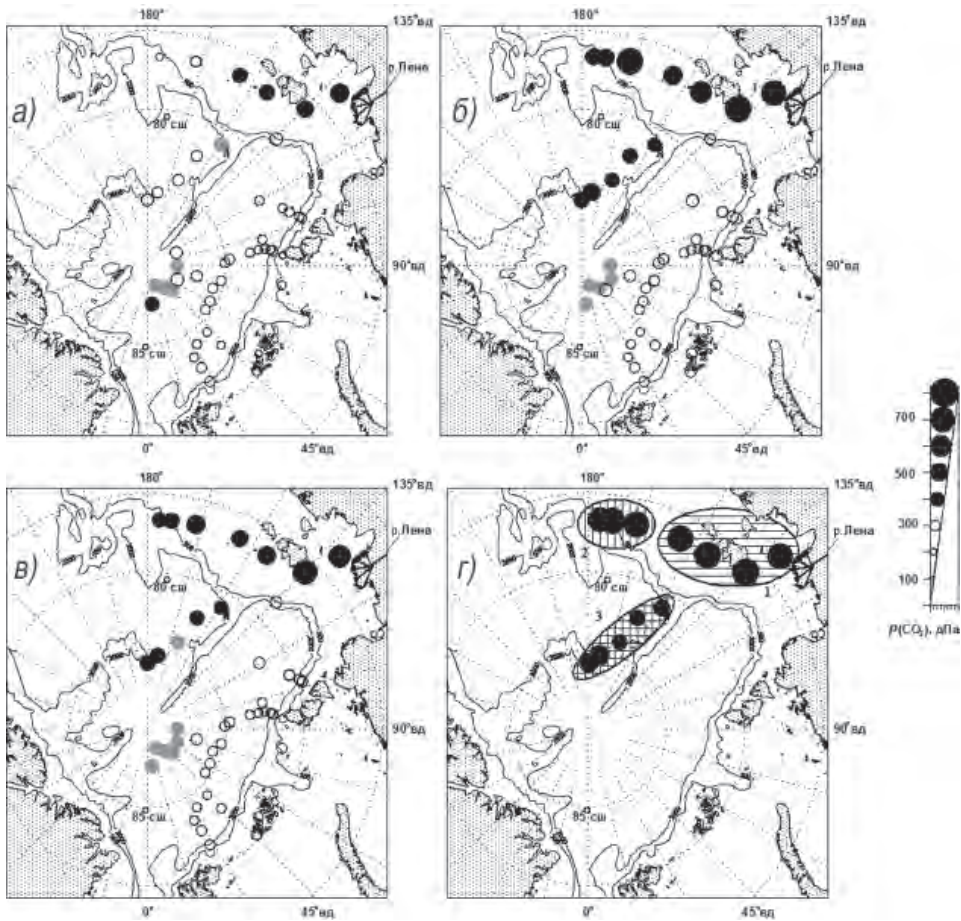


Рис. 3. Парциальное давление CO_2 в поверхностной структурной зоне: *a* — в поверхностном слое; *b* — в нижней части поверхностной структурной зоны; *v* — среднее значение в поверхностной структурной зоне в целом; *г* — в слоях с аномально высоким $P(\text{CO}_2)$: в ХСС на шельфе (область 1), в ядре берингоморских вод (область 2) и в экстремумах $P(\text{CO}_2)$ — область 3; области выделены эллипсами. ● — $P(\text{CO}_2) > 398$ дПа, ○ — $P(\text{CO}_2) < 378$ дПа. ● — 378 дПа < $P(\text{CO}_2) < 398$ дПа.

вертикального распределения температуры и солёности (ст. 70–74 и 80–82) в качестве характеристик поверхностного слоя мы принимаем средние характеристики в слое глубиной 20 м. В качестве характеристик нижней части поверхностной структурной зоны мы принимаем средние характеристики в ХГ или в промежуточных водах.

Станции 76–79 расположены на шельфе моря Лаптевых в зоне влияния стока Лены. Максимальная глубина около 40 м. На рис. 2г в качестве примера показана вертикальная изменчивость температуры, солёности и $P(\text{CO}_2)$ на ст. 79. На этой станции наблюдается трехслойная структура вертикального распределения температуры и солёности, включающая тёплый распреснённый поверхностный слой, промежуточный холодный распреснённый слой (ХРС) и холодный солёный слой (ХСС). На ст. 76 и 77 ХРС отсутствует. Для станций этого района характеристиками поверхностного слоя являются средние значения в слое 10 м. В качестве характеристик нижней ча-

сти поверхностной структурной зоны на рассматриваемых станциях мы принимаем значения в ХСС. Несмотря на то, что ХСС является нижним слоем, такой выбор представляется оправданным, поскольку условная плотность ХСС лежит в интервале значений 26,3–26,7, что заметно ниже значений σ_0 на нижней границе поверхностной структурной зоны на глубоководных станциях.

На рис. 3 показана изменчивость $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне. По данным обсерватории на мысе Барроу (NOAA ESRL..., 2013), в рассматриваемый период парциальное давление CO_2 в атмосфере менялось от 378 дПа летом до 398 дПа зимой. В соответствии с этим на рисунке выделены три группы станций: станции, на которых $P(\text{CO}_2)$ меньше атмосферного — $P(\text{CO}_2) < 378$ дПа; станции, на которых $P(\text{CO}_2)$ больше атмосферного — $P(\text{CO}_2) > 398$ дПа; станции, на которых $P(\text{CO}_2)$ лежит внутри интервала сезонных колебаний, а именно, $378 < P(\text{CO}_2) < 398$ дПа.

На рис. 3а видно, что на большинстве станций на исследуемой акватории СЛО вода в поверхностном слое заметно не насыщена углекислым газом. В то же время имеются станции, на которых поверхностный слой пересыщен CO_2 (черные кружки) или находится вблизи состояния насыщения (серые кружки): 1 — расположенные вблизи полюса станции 6–11, выполненные в экспедиции СП-34 в феврале–мае 2006 г.; 2 — станции 76–79, расположенные в море Лаптевых западнее и севернее Новосибирских островов, выполненные в конце августа 2007 г. На последних станциях поверхностный слой хорошо прогрет (3–8 °С). Пересчитанное на температуру таяния льда давление CO_2 составляет всего 304–355 дПа (пересчет выполнялся с использованием системы уравнений, описывающих равновесия в карбонатной системе морской воды). По-видимому, в этом случае пересыщение поверхностного слоя может объясняться его нагреванием.

Величина $P(\text{CO}_2)$ в поверхностном слое определяет возможность океана служить стоком или источником атмосферного углекислого газа в период проведения наблюдений. Следовательно, в конце летнего сезона на исследуемой акватории СЛО за исключением области шельфа в районе Новосибирских островов может происходить поглощение CO_2 из атмосферы. В котловине Нансена поглощение атмосферного CO_2 может происходить и в зимний период.

Среднегодовую тенденцию обмена CO_2 между СЛО и атмосферой, на наш взгляд, определяет среднее $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне в целом. Сравнение рис. 3б и 3в показывает, что давление CO_2 в поверхностной структурной зоне в целом определяется давлением CO_2 в нижней ее части, для которой заметной сезонной изменчивости нет. Это позволяет нам в данном анализе использовать результаты наблюдений, выполненных в разные сезоны, тчетливо выделяются два района. Район I — станции, расположенные западнее хребта Ломоносова в котловине Нансена и над материковым склоном. В районе I $P(\text{CO}_2)$ заметно меньше равновесного с атмосферой: в нижней части поверхностной структурной зоны $P(\text{CO}_2)$ составляет 254–372 (среднее — 309) дПа, в поверхностной структурной зоне в целом 243–340 (среднее — 293) дПа.

Район II — станции, расположенные восточнее хребта Ломоносова, включая материковый склон и станции на шельфе моря Лаптевых, а также станции, расположенные вблизи полюса в котловине Амундсена. В районе II поверхностная структурная зона пересыщена CO_2 или находится вблизи состояния насыщения (котловина Амундсена). Кроме этого, в районе II выделяются три области, в поверхностной структурной зоне которых имеются слои с очень высоким содержанием углекислого

газа. К таким слоям относятся: ХСС на шельфе в районе Новосибирских островов, ядро берингоморских вод и слой максимума CO_2 в нижней части поверхностной структурной зоны на ст. 70–74. Области, в которых наблюдаются эти слои, показаны на рис. 3г. Ядро берингоморских вод отличается повышенным содержанием силикатов (38 мкмоль/кг против 10–20 мкмоль/кг в слоях с наибольшим значением $P(\text{CO}_2)$ в областях 1 и 3). Полагая, что высокие концентрации силикатов являются специфическим маркером берингоморских вод, мы считаем, что придонные шельфовые воды и водный слой в котловинах Подводников и Макарова с максимальным давлением CO_2 являются водами местного происхождения. Возможно, некоторый вклад берингоморских вод в слое максимума $P(\text{CO}_2)$ имеет место на ст. 70–71, характеризующихся более высокими силикатами по сравнению со ст. 72–74.

Для объяснения вариации $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне рассмотрим изменение общего неорганического углерода (ΔTC), которое, пренебрегая процессами растворения и выпадения CaCO_3 , можно записать следующим образом:

$$\Delta\text{TC} = -\Delta\text{TC}_{\text{фс}} + \Delta\text{TC}_{\text{окис_фс}} + \Delta\text{TC}_{\text{окис_терр}} + \Delta\text{TC}_{\text{абс}}, \quad (1)$$

где $\Delta\text{TC}_{\text{фс}}$ — убыль TC за счет фотосинтеза; $\Delta\text{TC}_{\text{окис_фс}}$ — прирост TC за счет окисления $\text{C}_{\text{орг}}$, образованного при фотосинтезе; $\Delta\text{TC}_{\text{окис_терр}}$ — прирост TC за счет окисления $\text{C}_{\text{орг}}$ терригенного происхождения; $\Delta\text{TC}_{\text{абс}}$ — изменение TC за счет абсорбции CO_2 из атмосферы (если имеет место выделение CO_2 в атмосферу, $\Delta\text{TC}_{\text{абс}} < 0$).

Оценка ΔTC выполнялась при следующих допущениях:

$$\Delta\text{TC} = \text{TC}_{\text{изм}} - \text{TC}_{\text{расч}}, \quad (2)$$

где $\text{TC}_{\text{изм}}$ — TC измеренный (определенный из измерений pH и общей щелочности); $\text{TC}_{\text{расч}}$ — TC рассчитанный в предположении, что TC является алгебраической суммой TC вод, при смешении которых образуется рассматриваемый водный слой.

Согласно (Русанов, Шпайхер, 1979; Jones, 2001; Rudels, 2001) воды поверхностной структурной зоны в районе I являются водами атлантического происхождения, трансформированными за счет охлаждения, таяния льда и небольшого вклада речного стока. Выше отмечалось, что берингоморские воды, наблюдаемые в районе II на ст. 80–82, на остальную часть района II влияния практически не оказывают. Поэтому мы полагаем, что в большей части района II воды поверхностной структурной зоны формируются также при смешении атлантических вод, речных вод и талых вод. Тогда:

$$\text{TC}_{\text{расч}} = \text{TC}_{\text{AB}} \cdot f_{\text{AB}} + \text{TC}_{\text{реч}} \cdot f_{\text{реч}} + \text{TC}_{\text{лед}} \cdot f_{\text{лед}}, \quad (3)$$

где TC_{AB} и f_{AB} — TC и доля атлантических вод; $\text{TC}_{\text{реч}}$ и $f_{\text{реч}}$ — TC и доля речных вод; $\text{TC}_{\text{лед}}$ и $f_{\text{лед}}$ — TC льда и вклад таяния или образования льда. Если формирование вод происходит при таянии льда, $f_{\text{лед}} > 0$, если при образовании льда, $f_{\text{лед}} < 0$.

Доли смешиваемых компонентов рассчитывали из солёности и щелочности, решая систему из трех уравнений (Недашковский, 2012). Учитывая, что в морской воде при образовании органического вещества и при его окислении происходит изменение общей щелочности, в расчетах долей исходных вод использовалась потенциальная щелочность, $\text{TA}_{\text{пот}}$, которая определялась по уравнению:

$$\text{TA}_{\text{пот}} = \text{TA} + 17 \cdot [\text{PO}_4^{3-}] / 1000, \quad (4)$$

где TA — общая щелочность в экв/кг, $[\text{PO}_4^{3-}]$ — концентрация фосфатов в мкмоль/кг.

Характеристики компонентов водных масс, используемые для расчета, приведены в табл. 1.

**Средние характеристики компонентов водных масс, участвующих в формировании
поверхностной структурной зоны в рассматриваемом регионе**

Компонент водной массы	θ , °C	Sal ‰	$P(\text{CO}_2)$, дПа	Si, мкМ	PO_4^{3-} , мкМ	ТС, ммоль/кг	$\text{TA}_{\text{пот}}$, мЭКВ/кг
Ядро АВ	2,8	34,96	387	4,8	0,78	2,159	2,315
Морской лед	0	5	7	0,3	0,13	0,310	0,332
Речной сток	0	0,1	385	100	0,3	1,095	1,07

Для щелочности, биогенных элементов и солёности речных вод мы брали средние значения для рек Оби, Енисея и Лены из обзора (Романкевич, Ветров, 2001). $\text{ТС}_{\text{реч}}$ — рассчитывали, принимая $P(\text{CO}_2) = 385$ дПа при 0 °C. Для АВ и льда мы использовали результаты наших наблюдений в ядре АВ с температурой > 2,5 °C и в однолетнем льду (Недашковский, Хведынич, Петровский, 2009; Недашковский, Швецова, 2010). Величины $\Delta\text{ТС}$ на единицу площади в поверхностной структурной зоне даны в табл. 2. Там же приведены толщина поверхностной структурной зоны и средние значения $P(\text{CO}_2)$.

Таблица 2

**Изменения общего неорганического углерода ($\Delta\text{ТС}$) и средние значения $P(\text{CO}_2)$
в поверхностной структурной зоне толщиной H**

Станции	Экспедиция	$\Delta\text{ТС}$, г/м ²	H , м	$P(\text{CO}_2)$, дПа	Примечание
11–46	26-й рейс НЭС «Академик Федоров»	–3,7	54	287	Район I
1–15	СП-35	–2,7	80	287	Район I
72–74	26-й рейс НЭС «Академик Федоров»	39	80	403	Район II
70–71	26-й рейс НЭС «Академик Федоров»	42	74	437	Район II
6–11	СП-34	38	95	387	Район II
76–79	26-й рейс НЭС «Академик Федоров»	27	34	583	Район II

Из данных, приведенных в табл. 2, следует, что в районе I $\Delta\text{ТС} < 0$ и невелико по абсолютной величине. Из табл. 1 видно, что в ядре АВ при потенциальной температуре давление CO_2 близко к равновесному. Расчет показывает, что при охлаждении АВ до температуры замерзания $P(\text{CO}_2)$ уменьшится до 307 ± 7 дПа. Если допустить, что время охлаждения значительно меньше времени наступления равновесного состояния с атмосферой по CO_2 , охлаждение АВ может сделать их существенно ненасыщенными. Тогда АВ, участвующие в формировании поверхностной структурной зоны в районе I, не насыщены углекислым газом изначально. В районе I первичная продукция создается на акватории, в которой вклад речных вод, по-видимому, невелик. Вследствие этого: скачок плотности, обусловленный речным стоком, не препятствует большей части органического вещества, созданного при фотосинтезе, покинуть поверхностную структурную зону; концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$ терригенного происхождения мала, и членом $\Delta\text{ТС}_{\text{окис.terr}}$ можно пренебречь. При таких допущениях изменчивость $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне будет определяться главным образом поглощением CO_2 при фотосинтезе и абсорбцией из атмосферы. Поскольку $\Delta\text{ТС}$ в районе I невелико, то убыль CO_2 при фотосинтезе и абсорбция CO_2 из атмосферы практически компенсируют друг друга и начальная ненасыщенность поверхностных вод углекислым газом в районе I сохраняется. По уравнению (1), зная $\Delta\text{ТС}_{\text{фс}}$, можно оценить максимальную абсорбцию CO_2 . Величину $\Delta\text{ТС}_{\text{фс}}$ можно оценить по изменчивости силикатов ΔSi , принимая согласно (Louanchi,

Najjar, 2001; Tremblaya et al., 2002) для новой продукции в СЛО атомное отношение $\Delta C/\Delta Si \sim 9$. В этом случае оценка $\Delta TC_{\text{фс}}$ составляет $\sim 36 \text{ гС/м}^2$, а максимальная оценка абсорбции CO_2 в котловине Нансена $33\text{--}34 \text{ гС/м}^2$. Из изложенного следует, что западная часть Евразийского сектора Арктики является областью стока атмосферного CO_2 .

В районе II имеет место заметное увеличение ТС. Если рассматривать только ту часть района II, где присутствие берингоморских вод маловероятно (т.е. исключая ст. 70 и 71), то в глубоководной части района II ΔTC составляет $38\text{--}39 \text{ гС/м}^2$, на шельфе (ст. 76–79) $\sim 30 \text{ гС/м}^2$.

Из уравнения (1) следует, что увеличение ТС при пересыщении поверхностной структурной зоны CO_2 происходит за счет окисления органического вещества. Результат окисления органического вещества наиболее заметен в упоминавшихся выше слоях вод, сильно пересыщенных CO_2 . Мы предполагаем, что эти воды формируются в районах Сибирской полыньи (Гуков, 1999) при образовании льда и распространяются, по крайней мере какое-то время, на шельфе в придонном слое. Сток сибирских рек направлен таким образом (Атлас океанов..., 1980), что в районе II его вклад в поверхностные воды значительно больше, чем в районе I.

Распреснение, вызванное речным стоком, приводит к двум следствиям: 1 — воды, образующиеся в районе Сибирской полыньи, имеют относительно небольшую плотность (в нашем случае σ_0 не более 26,7). Покидая шельф, в Арктическом бассейне эти воды будут распространяться в поверхностной структурной зоне; 2 — сильная стратификация препятствует контакту этих вод с атмосферой, что исключает газообмен.

В районе II основная первичная продукция создается в мелководной зоне. Образованное при фотосинтезе органическое вещество накапливается и окисляется на шельфе в придонном слое, что определяет его гидрохимические характеристики. В водах, остающихся на шельфе (ХСС, ст. 76–79), окисляется значительное количество органического вещества, вследствие чего $P(\text{CO}_2)$ возрастает наиболее сильно. В водах, покидающих шельф, распространяющихся в Арктический бассейн (ст. 70–74), увеличение $P(\text{CO}_2)$ происходит в меньшей степени. В обоих случаях содержание CO_2 в поверхностных водах увеличивается за счет реминерализации органического вещества, созданного при фотосинтезе.

Это обстоятельство существенно отличает район II от района I. Кроме этого вклад в увеличение $P(\text{CO}_2)$ в районе II может вносить окисление органического вещества терригенного происхождения. Можно предположить, что поверхностные воды в котловине Амундсена, находящиеся вблизи насыщения CO_2 (ст. 6–11, экспедиция СП-34), представляют собой перемешанные воды поверхностной структурной зоны, наблюдаемые на ст. 70–74. В пользу этого говорит практически одинаковое среднее значение ΔTC (табл. 2) и совпадение средних гидрохимических характеристик поверхностных структурных зон. Повышенная соленость поверхностных вод в котловине Амундсена по сравнению со средней соленостью поверхностной структурной зоны на ст. 70–74 может объясняться образованием льда.

Таким образом, в восточной части евразийского сектора Арктики неорганический углерод, аккумулированный в морской воде, остается в поверхностной структурной зоне и при определенных условиях может выделяться в атмосферу. По-видимому, эвазия происходит в начале зимнего сезона, когда образование льда вызывает конвекцию в поверхностных водах, а также в течение всей зимы на разводьях. Эта эвазия может являться дополнительным фактором, приводящим к увеличению $P(\text{CO}_2)$ в СЛО в зимний сезон, наряду с процессами в морском льду, рассматриваемыми в (Нагурный, 2008).

ВЫВОДЫ

На исследуемой акватории выделены 4 типа вертикального распределения $P(\text{CO}_2)$ в поверхностной структурной зоне: 1) возрастание $P(\text{CO}_2)$ от поверхности к нижней части поверхностной структурной зоны, причем $P(\text{CO}_2)$ меньше равновесного с атмосферой на всех горизонтах (наблюдается в котловине Нансена и на материковом склоне); 2) уменьшение $P(\text{CO}_2)$ от поверхности к нижней части поверхностной структурной зоны, при этом поверхностный слой имеет $P(\text{CO}_2)$ вблизи равновесия (наблюдается в котловине Амундсена); 3) распределение с максимумом $P(\text{CO}_2)$, соответствующим значительному пересыщению, до 760 дПа (наблюдается в котловинах Подводников, Макарова и на материковом склоне севернее Восточно-Сибирского моря); 4) возрастание $P(\text{CO}_2)$ от поверхности к нижней части поверхностной структурной зоны, характеризующееся пересыщением до 860 дПа (наблюдается на шельфе севернее и западнее Новосибирских островов).

В котловине Нансена и прилегающем районе материкового склона воды поверхностной структурной зоны не насыщены CO_2 . Это обусловлено двумя факторами: в формировании вод главным образом принимают участие охлажденные воды атлантического происхождения, которые изначально не насыщены CO_2 ; изменчивость CO_2 контролируется фотосинтезом и абсорбцией из атмосферы, которые приблизительно компенсируют друг друга, вследствие чего ненасыщенное состояние сохраняется.

Максимальная оценка CO_2 , поглощенного из атмосферы, в поверхностной структурной зоне этого района составляет около 30 гС/м². Западная часть евразийского сектора Арктики является областью стока атмосферного CO_2 .

В котловинах Подводников, Макарова, в северной части котловины Амундсена поверхностная структурная зона в целом пересыщена CO_2 . Это обусловлено тем, что неорганический углерод, аккумулированный в морской воде при фотосинтезе, после реминерализации остается в поверхностной структурной зоне. Таким образом, в восточном секторе Российской Арктики возможно выделение CO_2 в атмосферу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: Главное управление навигации и океанографии МО СССР, 1980. 184 с.

Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полярной льдины. М.: Научный мир, 1999. 334 с.

Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А. Распределение вод деятельного слоя Арктического бассейна и глубоководной части арктических окраинных морей // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 18–28.

Нагурный А.П. О роли льда Северного Ледовитого океана в сезонной изменчивости концентрации двуокси углерода в северных широтах // Метеорология и гидрология. 2008. № 1. С. 65–71.

Недашковский А.П. Гидрохимическая изменчивость в верхнем квазиоднородном слое вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс-35» // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 498–508.

Недашковский А.П., Хведынич С.В., Петровский Т.В. Щелочность морского льда высокоширотной Арктики (наблюдения на дрейфующей станции «Северный полюс-34») и оценка роли арктического льда в обмене CO_2 // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 61–69.

Недашковский А.П., Швецова М.Г. Общий неорганический углерод в морском льду // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 910–917.

Никифоров Е.Г., Бельшева Е.В., Блинов Н.И. О структуре водных масс восточной части Арктического бассейна // Океанология. 1966. Т. 6. № 1. С. 76–81.

- Обзорные карты состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана. URL: <http://www.aari.ru/projects/ЕСИМО/index.php> [дата обращения 25.12.2012].
- Павлова Г.Ю., Бычков А.С., Стацук М.Ф.* Новые уравнения для расчета констант карбонатного равновесия в мелководных морских бассейнах и зоне смешения морских и речных вод. Владивосток, 1988. 19 с. Деп. в ВИНТИ. № 8119-B88.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
- Русанов В.П., Шнайхер А.О.* Si-S анализ поверхностных вод Арктического бассейна // Труды ААНИИ. Гидрология морей Сибирского шельфа. 1979. Т. 361. С. 14–23.
- Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г.* Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
- Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИО АН СССР, 1992. 200 с.
- Степанов В.Н.* Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Тимофеев В.Т.* Взаимодействие вод Северного Ледовитого океана с водами Атлантического и Тихого океанов // Океанология. 1963. Т. 3. № 4. С. 569–577.
- Jones E.P.* Circulation in the Arctic Ocean // Polar Research. 2001. Vol. 20. № 2. P. 139–146.
- Kikuchi T., Hatakeyama K., Morison J.H.* Distribution of convective Lower Halocline Water in the eastern Arctic Ocean // Journal Geophysical Research. 2004. Vol. 109. C12030. doi:10.1029/2003JC002223.
- Louanchi F., Najjar R.G.* Annual cycles of nutrients and oxygen in the upper layers of the North Atlantic Ocean // Deep-Sea Research II. 2001. Vol. 48. P. 2155–2171.
- NOAA ESRL Global Monitoring Division Carbon Cycle Gases Barrow, Alaska, Time Series. URL: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/graph.php?code=BRW&program=ccgg&type=ts> [дата обращения 02.08.2013].
- Rudels B.* Arctic Basin circulation // Encyclopedia of Ocean Sciences. London: Academic Press, 2001. P. 177–178.
- Tremblay J.-E., Gratton Y., Fauchot J., Price N.M.* Climatic and oceanic forcing of net, and diatom production in the North Water // Deep-Sea Research II. 2002. Vol. 49. P. 4927–4946.
- Weiss R.F.* Carbon dioxide in water and seawater — the solubility of nonideal gases // Mar. Chem. 1974. Vol. 2. P. 203–215.