

УДК 551.465

РАСПРОСТРАНЕНИЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДЫ В ГЛУБОКОВОДНОМ ПРОХОДЕ ДИСКАВЕРИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ 2019 г.

© 2021 г. М. В. Капустина^{1,*}, В. А. Кречик^{1,2}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград, Россия

*e-mail: kapustina.mariya@ya.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 15.02.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

Представлены результаты анализа термохалинных параметров воды в придонном слое прохода Дискавери (Восточно-Азорский трансформный разлом, Северо-Восточная Атлантика), полученные в ходе 43-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” в октябре 2019 г. Данные измерений дополнены опубликованными гидрологическими данными других авторов и новой цифровой моделью рельефа прохода Дискавери. Это позволило уточнить пути распространения Антарктической донной воды, положение ее верхней границы, а также временную изменчивость ее свойств в районе исследования. Впервые выявлено наличие воды с потенциальной температурой менее 2°C внутри прохода Дискавери.

Ключевые слова: Антарктическая донная вода (ААДВ), Северо-Восточная Атлантика, Восточно-Азорский трансформный разлом, проход Дискавери

DOI: 10.31857/S0030157421050051

ВВЕДЕНИЕ

Антарктическая донная вода (ААДВ) – неотъемлемый компонент Атлантической меридиональной циркуляции [17, 34], играющей ключевую роль в переносе тепла, воды, углерода и силикатов по всему Мировому океану [21].

Объем ААДВ в Мировом океане оценивается в 0.468×10^9 км³ [16]. Ежесекундно в Южном океане, по некоторым оценкам, формируется от 5 до 15×10^6 м³ ААДВ [10, 15, 27]. Перенос глубинной воды моря Уэдделла через хребет Саут Скотия оценен в 6.7 ± 1.7 Св (1 Св = 10^6 м³/с) [5, 26, 33]. Поток ААДВ в канале Вима в Южной Атлантике составляет 4 Св [1], около 1.5 Св проходит через разломы Северо-Атлантического хребта в Восточную Атлантику [4].

Несмотря на то, что разные авторы используют различные критерии определения ААДВ, классическим считается определение из работы [36], где ААДВ определена как водная масса с потенциальной температурой менее 2°C. Дополнительными трассерами этой водной массы могут являться пониженная соленность, высокое содержание кремния и низкая концентрация кислорода. Однако следует понимать, что при удалении от района своего происхождения ААДВ трансфор-

мируется. Преодолевая пороги и хребты, разделяющие абиссальные котловины, она перемешивается с вышележащей водой, ее температура и соленность растут. Потенциальная температура в ядре ААДВ при прохождении Аргентинской котловины растет от –0.4 до 0.2°C [12, 28], при этом в последних работах было показано, что на выходе из Аргентинской котловины и в канале Вима была зафиксирована вода с потенциальной температурой менее 0.0°C [6, 37]. В Восточную Атлантику ААДВ поступает через трансформные разломы Романш и Чейн, а также через зону трансформных разломов Вима [23]. ААДВ поступает в Канарскую котловину и в котловину Мадейра из котловины Зеленого мыса. Туда она попадает через разлом Вима и другие разломы в Северо-Атлантическом хребте (1.0–1.5 Св) [4, 24], а также в меньшем количестве (0.35 Св) через проход Кейн [25]. Потенциальная температура в ядре ААДВ в Канарской котловине составляет менее 2°C [23].

Результаты предыдущих исследований показали, что в проходе Дискавери придонной воды с потенциальной температурой ниже 2°C зафиксировано не было [2, 7, 22, 23, 29], тем не менее к северу от Восточно-Азорского хребта ААДВ в придонном слое ее выделяют [19]. Для выделения верхней границы ААДВ в Восточной Атлантике

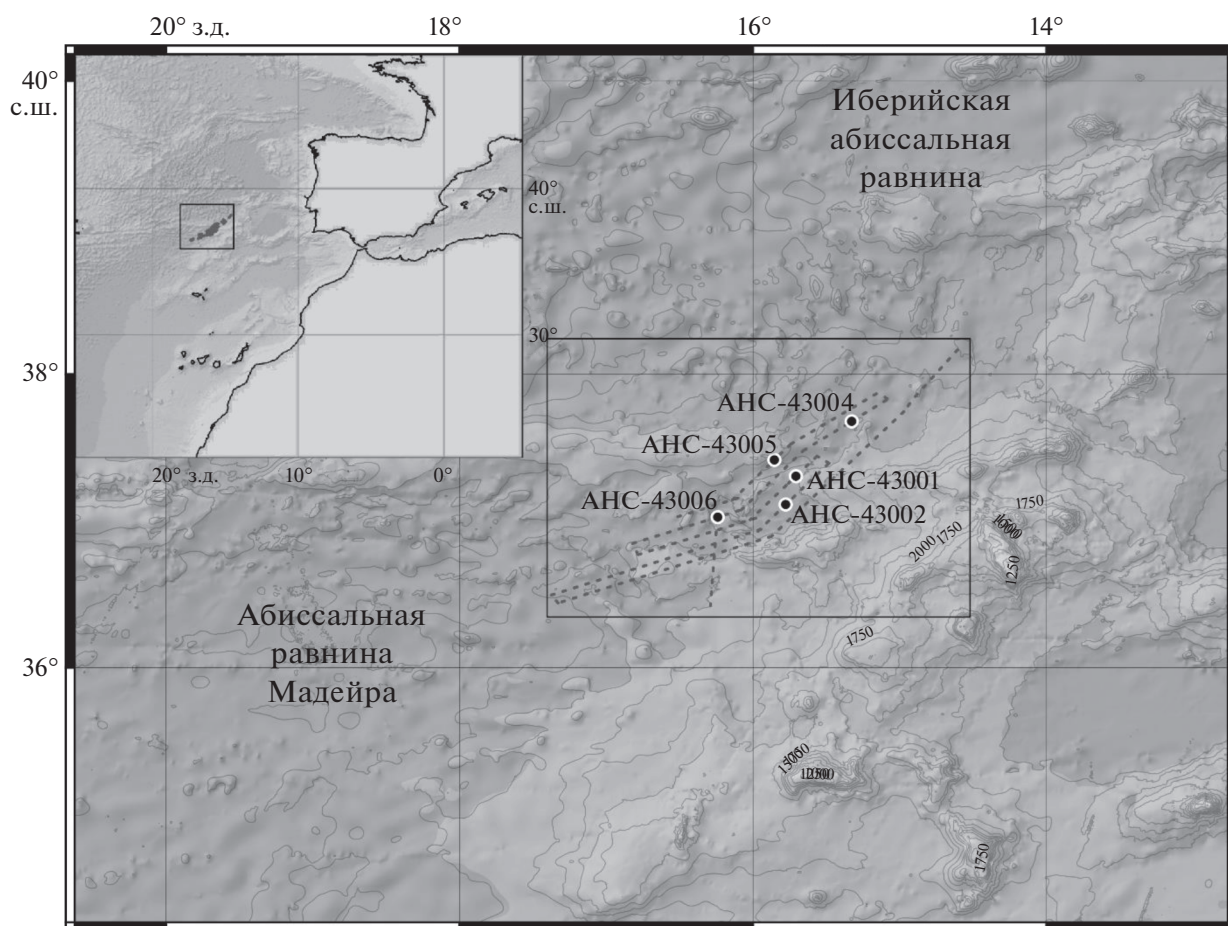


Рис. 1. Район исследования. Штриховые линии – галсы многолучевого эхолотного промера, черные точки – гидрологические станции, выполненные в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”.

используют ряд других критериев: потенциальная температура $\theta = 2.12^{\circ}\text{C}$ [20], $\theta = 2.08 \pm 0.15^{\circ}\text{C}$ [9], $\theta = 2.05^{\circ}\text{C}$ [29], $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ [22], глубина положения верхней границы ААДВ 4900 м [18], потенциальная плотность $\sigma_4 = 45.87$ [23], нейтральная плотность $\gamma' \geq 28.11 \text{ кг/м}^3$ [13].

В настоящей работе представлены результаты анализа гидрологических и батиметрических данных, полученных в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в октябре 2019 г. Целью исследования стало уточнение характеристик ААДВ и положения ее верхней границы, оценка временной изменчивости ее свойств, а также путей распространения данной водной массы в проходе Дискавери, с учетом новых данных о рельефе дна высокого разрешения.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И НАУЧНЫЙ ЗАДЕЛ

Проход Дискавери (рис. 1) расположен в восточной части Восточно-Азорского трансформного разлома, разделяющего абиссальные равни-

ны Мадейра и Иберийская на 37° с.ш. Наиболее полная морфометрическая характеристика прохода представлена в [29], где впервые этот проход назван Дискавери – узкий проход Восточно-Азорского хребта длиной 150 км и глубиной 4600–5000 м, ориентированный с юго-запада на северо-восток. Следуя по пути распространения ААДВ, юго-западная часть прохода названа входом прохода Дискавери, северо-восточная – выходом. В районе входа прохода Дискавери расположен входной порог ($36^{\circ}54'$ с.ш., $16^{\circ}40'$ з.д.) глубиной около 4675 м [29]. Долина прохода Дискавери достигает 50 км в ширину и значительно сужается к точке с координатами $37^{\circ}24'$ с.ш., $15^{\circ}42'$ з.д. Это самое узкое место прохода (Discovery Gap Narrows), которое имеет ширину около 10 км по изобате около 4750 м (разрез Б–Б' на рис. 2). В северо-восточной части прохода, на выходе, расположены два порога: северный ($37^{\circ}29'$ с.ш., $15^{\circ}37'$ з.д.) и восточный ($37^{\circ}30'$ с.ш., $15^{\circ}24'$ з.д.). Глубина этих форм рельефа составляет 4620 и 4780 м соответственно [29].

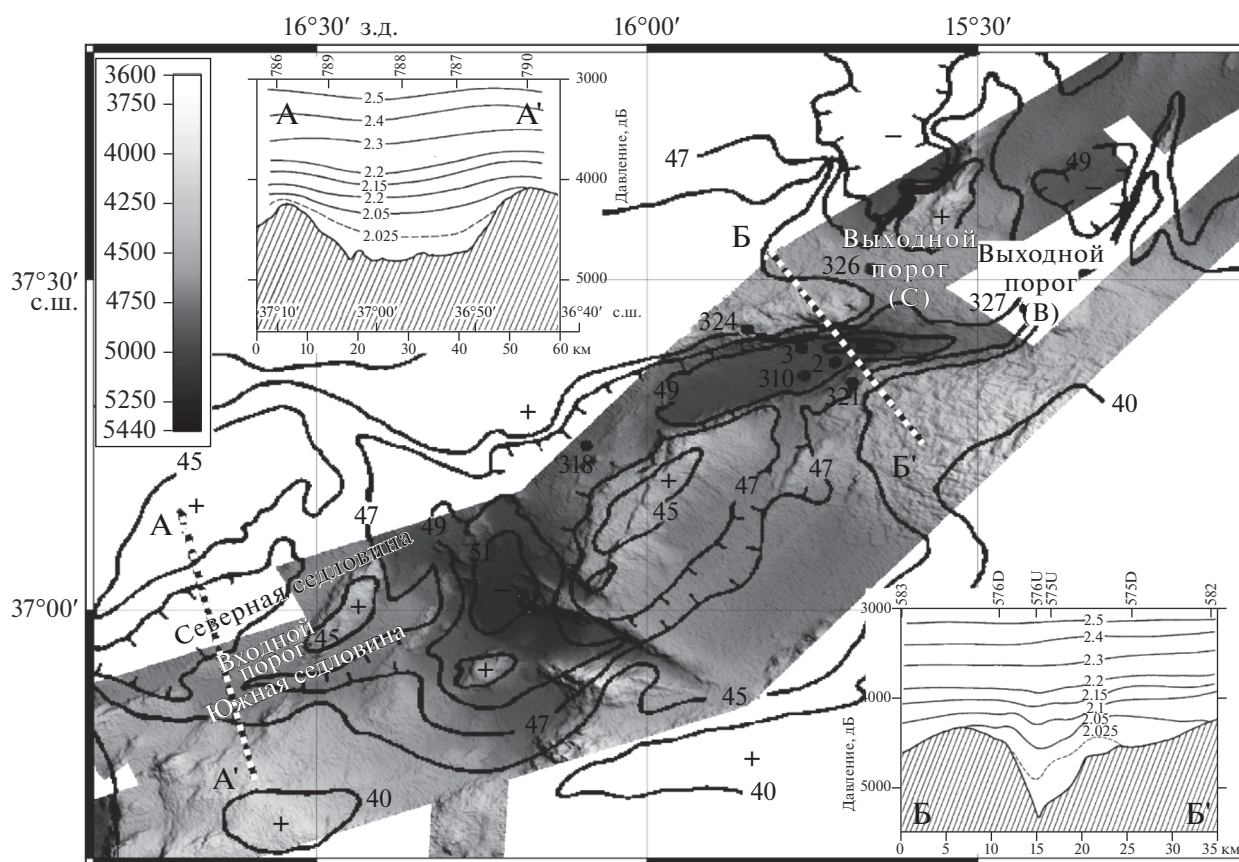


Рис. 2. Схема рельефа прохода Дискавери из [29]. В качестве подложки использована цифровая модель рельефа (ЦМР) прохода, построенная по данным многолучевого эхолотного промера [14]. Разрезы вертикального распределения потенциальной температуры перед входным порогом (А–А') и в районе самого узкого места прохода (Б–Б') – из [29]. Выходные пороги (С) и (В) – северный и восточный соответственно.

Измеренные в 1981–1983, 1988, 1993 и 2011 гг. минимальные значения потенциальной температуры в придонном слое прохода составляли 2.002–2.006°C вблизи входного порога (4719, 4515 м [8]), 2.015°C в центральной котловине (5138 м [8]), 2.001–2.017°C в районе самого узкого места прохода (5043, 4822 м [2, 29]), 2.013–2.049°C в районе выходных порогов (4808, 4601 м [29]). В целом наблюдается повышение потенциальной температуры в придонном слое вдоль прохода от входа к выходным порогам. Распределение значений придонной температуры по широте и долготе, а также ее линейные тренды представлены на рис. 3.

По результатам контактных измерений, скорость течений в придонном слое самого узкого места прохода составила 5–10 см/с [29], генеральное направление – с юго-запада на северо-восток (азимут около 60°). Вдоль северного склона долины было выявлено слабое (1.4–1.6 см/с) течение в обратном направлении. Перенос вод с потенциальной температурой менее 2.05°C из котловины Мадейра в Иберийскую котловину был оценен в

0.21 Sv [29]. Похожие результаты представлены в [2, 7] – средняя скорость течения в северо-восточном направлении вдоль оси долины составила около 5 см/с. Была выявлена обратная циркуляция вдоль северного склона, однако измеренные скорости обратного течения были на порядок выше, чем в [29]. Перенос вод с потенциальной температурой менее 2.015°C через самое узкое место прохода составил 0.13 Sv.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе были использованы данные натурных измерений, полученные в 43-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в период с 3 по 7 октября 2019 г. (выполненные станции представлены на рис. 1), данные массива WOD18 [8], а также результаты, опубликованные в работах [2, 7, 23, 29].

Обработка данных многолучевого эхолотирования

Съемка рельефа дна выполнялась 256-лучевым эхолотом Reson SeaBat 7150. Для навигаци-

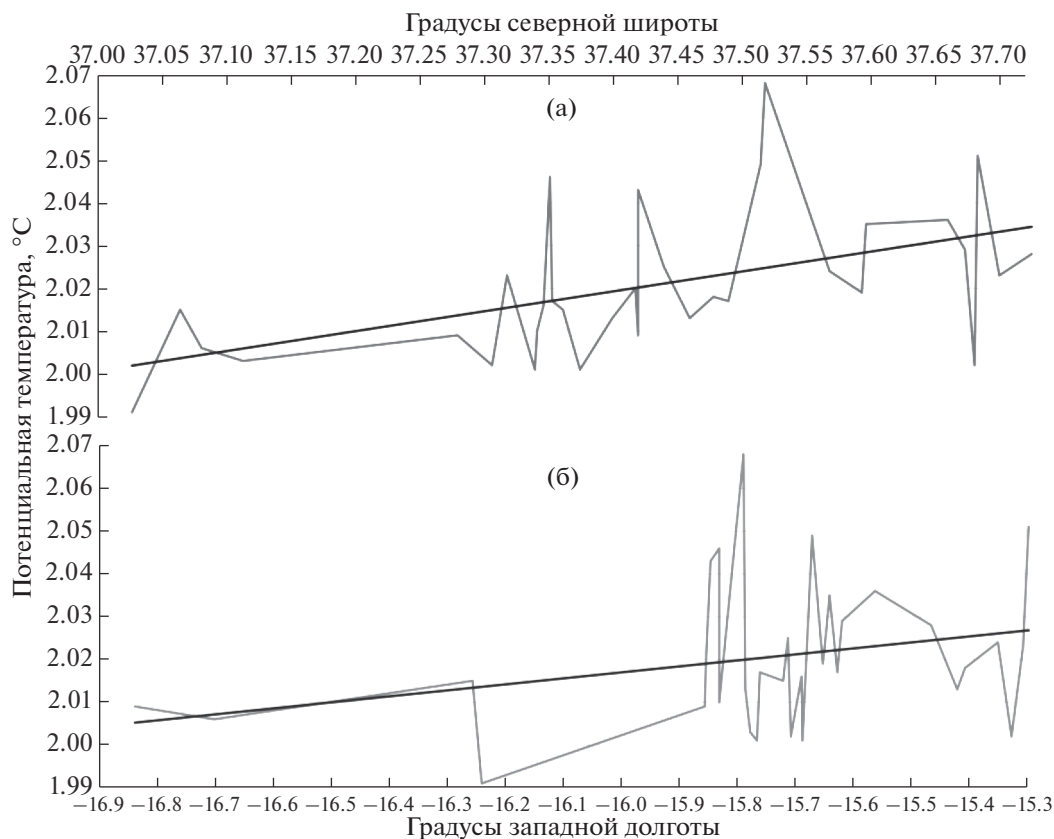


Рис. 3. Распределение значений потенциальной температуры в придонном слое вдоль прохода Дискавери по широте (А) и долоте (Б) с линейными трендами. На графике представлены результаты измерений, выполненных на глубинах более 4500 м [2, 7, 8, 23, 29].

онного обеспечения работ использовался датчик динамического позиционирования Applanix POS MV с двухантенным GNSS-приемником и датчиком положения судна в пространстве, определяющим углы крена, дифферента и высоту подъема судна на волне. Сбор и регистрация данных, первичная обработка, контроль качества поступающих данных и постобработка осуществлялись программным пакетом QINSy v.8.10. Калибровка многолучевого эхолота проводилась вблизи полигона непосредственно перед началом работ. Батиметрическая съемка выполнялась по системе параллельных галсов. Профиль скорости звука рассчитывался по формуле Чена–Миллера [11]

на основе данных STD-зондирований, выполненных в районе исследования на станциях. Цифровая модель рельефа (ЦМР) рассчитывалась на регулярной сетке с пространственным разрешением 100 м. Построение батиметрической карты и проведения морфометрического анализа проводились с использованием ПО ArcGIS и QGIS. Полученные данные подробно описаны и представлены в [14].

STD-зондирования

В 43-м рейсе НИС “Академик Николай Стрехов” было выполнено 5 станций (рис. 1, табл. 1).

Таблица 1. Координаты станций гидрологических измерений, выполненных в 2019 г.

Станция	Дата	Широта, с.ш.	Долгота, з.д.
АНС-43001	03.10.2019	37°18.30′	15°42.51′
АНС-43002	04.10.2019	37°06.73′	15°46.70′
АНС-43004	05.10.2019–06.10.2019	37°40.75′	15°19.69′
АНС-43005	06.10.2019	37°24.97′	15°51.27′
АНС-43006	07.10.2019	37°01.56′	16°14.45′

Таблица 2. Метрологические характеристики датчиков, установленных на зонде SBE 19plus V2 SeaCAT

Характеристика/параметр	Диапазон измерений	Точность
Электропроводность, С/м	0–9	0.0005
Температура, °С	–5...+35	0.005
Давление, дБар	0–7000	0.1% измеренного значения
Расстояние до дна, м	0.8–100	0.05

Измерения вертикального распределения основных гидрологических характеристик осуществлялись гидрофизическим зондом SBE 19plus V2 SeaCAT (Sea-Bird Electronics, США). В режиме профилирования зонд выполнял измерения с частотой 4 Гц следующих параметров: температура (SBE-3F), электропроводность (SBE-4C), давление (Strain gauge). Характеристики установленных на приборе датчиков приведены в табл. 2. Зонд был размещен на гидрологическом комплексе SBE 32 Carousel Water Sampler. Расстояние до дна измерялось альтиметром Teledyne Benthos PSA-916. Зондирования выполнялись со скоростью 0.8–0.9 м/с до горизонта 22–28 м над поверхностью дна. Сбор данных осуществлялся программным обеспечением Seasave V7. Обработка данных проводилась в ПО SBE Data Processing, визуализация и первичный анализ – в ПО Ocean Data View [31, 32].

Значения температуры в базе данных WOD 2018 представлены в международных температурных шкалах (МТШ-68, МТШ-90), принятых на момент выполнения измерений. Для сопоставления значений температуры измерения, выполненные до 1990 г., были приведены к шкале МТШ-90. Для перехода была использована формула $t_{68} = 1.00024 \times t_{90}$, принятая Объединенной группой экспертов по океанографическим таблицам и стандартам в соответствии с рекомендациями [30].

Теплозапас слоев рассчитывался по формуле:

$$Q = \int_{H_s}^{H_e} C_p \rho T_w dz,$$

где C_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении, Дж/(кг °С); ρ – плотность морской воды, кг/м³; T_w – температура воды, °С; H_e – глубина залегания нижней границы слоя, м; H_s – глубина залегания верхней границы слоя, м.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рельеф прохода Дискавери

Основным результатом съемки многолучевым эхолотом стала батиметрическая карта участка дна прохода Дискавери (рис. 2). Данные опубликованы в [14] и доступны для свободного скачи-

вания. Общая площадь картированной области составила 51.2 тыс. км².

Цифровая модель рельефа, построенная по результатам батиметрической съемки, выполненной в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, показывает, что проход Дискавери имеет сложный расчлененный рельеф, а его глубина варьируется от 4700 до 5350 м (рис. 4, профиль А–А'). Средняя глубина, по данным ЦМР, составляет 4678 ± 286 м. Крупные формы рельефа представлены подводными горами с крутыми склонами, абиссальными равнинами и долинами со слабо-наклоненным дном, а также вытянутыми возвышенностями, ориентированными в основном с юго-юго-запада на северо-северо-восток (азимут от 20° до 30°). Размеры таких поднятий варьируются от 14 км в ширину и 30 км в длину до 2 и 4 км соответственно, а высоты этих форм рельефа изменяются от 120–250 до 400–450 м над дном.

Входной порог прохода Дискавери разделен вытянутым хребтом на две части: северную и южную. Северная часть имеет глубину около 4750 м, протяженность около 14 км и высоту над дном около 200–250 м. В южной части глубина на 100–150 м меньше и составляет около 4620 м. Здесь порог возвышается над дном примерно на 200 м, а его длина составляет около 8 км. Южная часть порога продолжается слабонаклонной ложбиной, восточнее переходящей в центральную котловину прохода с глубинами до 5350 м. Северная часть порога продолжается слабонаклонной долиной, дно которой осложнено многочисленными поднятиями высотой до 140 м и размерами от нескольких сотен метров до 2 км. Восточнее располагается основная долина прохода. Она простирается на северо-восток, азимут около 60° (профиль А–А', рис. 4). Ширина ее составляет 10–12 км, уменьшаясь в самом узком месте до 9.2 км. Ее средняя глубина составляет около 5070 м. В самой узкой части прохода Дискавери (профиль В–В', рис. 4) расположена котловина размером 13.5 × 5.1 км глубиной около 5330 м.

Съемка восточного порога не была выполнена целиком, однако имеющаяся карта его западной части показывает, что порог возвышается над равнинной частью долины на 150–200 м. Склоны северного порога более крутые (профиль С–С', рис. 4). Порог приподнят над прилегающим дном на 300 м. Наивысшая точка располагается на глу-

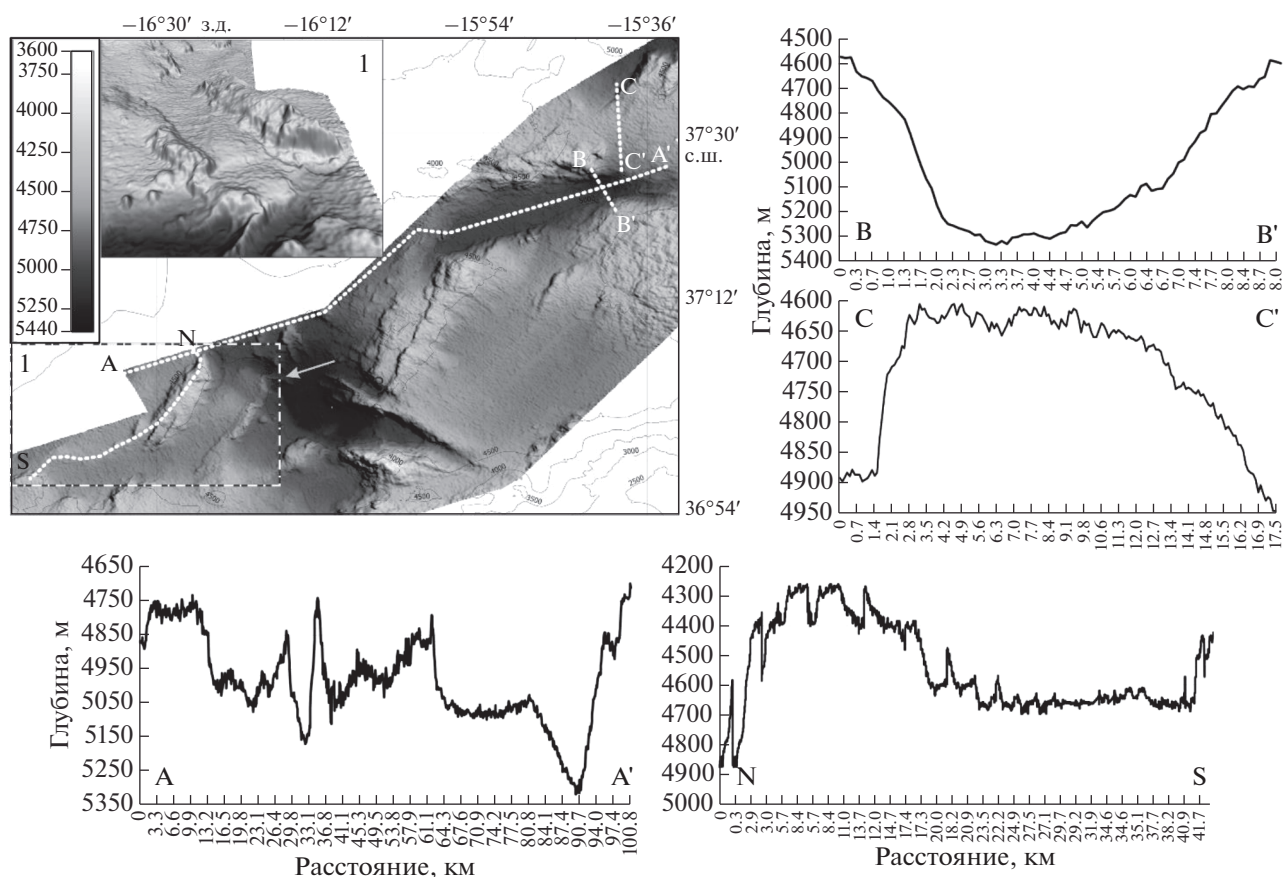


Рис. 4. Фрагмент цифровой модели рельефа прохода Дискавери с батиметрическими профилями вдоль прохода (А–А'), самого узкого места прохода (В–В'), северного выходного порога (С–С'), входного порога, с северной и южной седловинами (N–S). На врезке 1 показана трехмерная визуализация входной части порога. Стрелкой обозначено направление взгляда на врезку.

бине 4605 м, протяженность порога составляет примерно 17 км. В северной части у подножия порога имеется эрозионная борозда, вытянутая в северо-восточном направлении на 15 км. Ширина борозды – около 700 м, глубина – примерно 20 м.

Гидрологические условия

Результаты анализа вертикальных профилей потенциальной температуры, построенных по данным измерений в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, 34-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” (2011 г.) и материалов из открытых баз данных [8], а также работ [2, 7, 23, 29], показали, что значительная вертикальная изменчивость значений как потенциальной температуры, так и солености прослеживается до глубин около 4300–4400 м (рис. 5). Глубже вертикальное распределение температуры и солености становится более однородным: с диапазона глубин 4400–4700 м потенциальная температура и соленость практически неизменны ($S = 34.90$ епс, потенциальная температура $\theta \geq 2.00^\circ\text{C}$).

Похожие особенности распределения гидрофизических параметров были зафиксированы в 2019 г. на всех станциях в пределах исследуемого района (рис. 5). Измерения показали, что границей, глубже которой вертикальное распределение температуры и солености становится однородным, является глубина 4400 м. Значения потенциальной температуры в данном слое также составляет около 2.00°C . Минимальное значение (1.993°C) зафиксировано на станции АНС-43006 в абиссальной котловине и наблюдалось в диапазоне глубин 5032–5249 м (табл. 3).

Несмотря на то, что вода, соответствующая классическому определению ААДВ, впервые была найдена внутри прохода, она располагалась только внутри абиссальной котловины по аналогии с глубокими каньонами Кап Ферре (Cap Ferret) и Кап Бретон (Cap Breton) в Бискайском заливе, в которых такая вода также представлена [35].

Минимальные значения температуры и солености, которые характеризуют ААДВ в данном районе [36], расположены в придонном слое прохода. Вертикальное распределение основных гид-

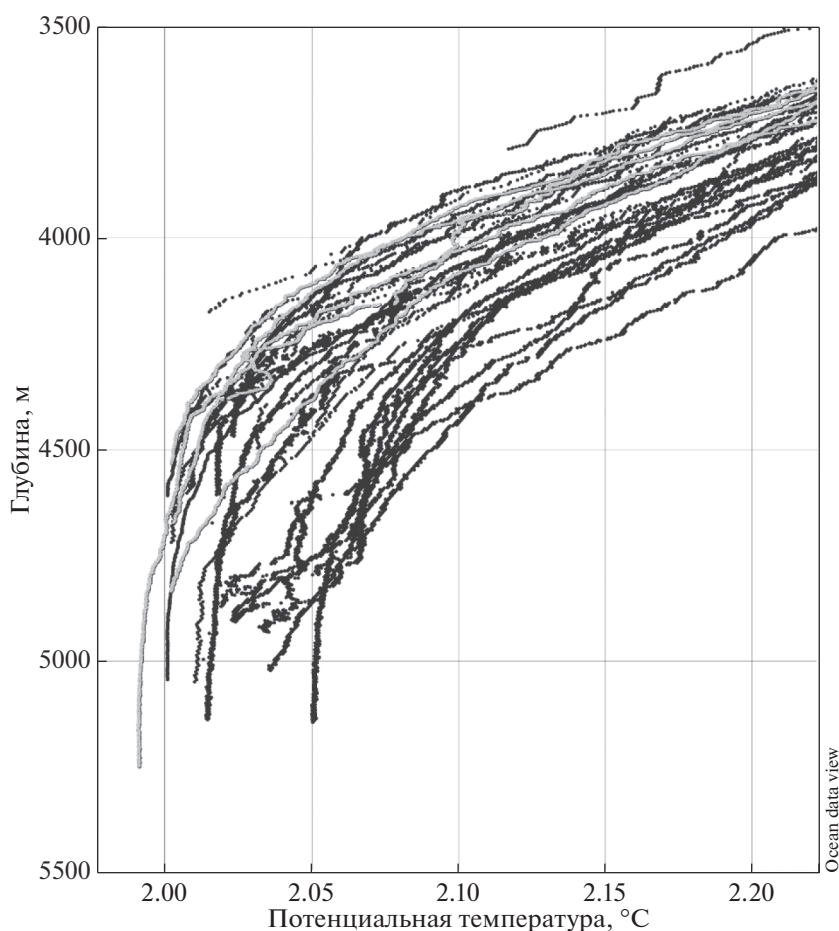


Рис. 5. Скаттерограмма значений потенциальной температуры в слое глубже 3500 м прохода Дискавери в квадрате 15–17° з.д. и 36.5–38.0° с.ш. [2, 7, 8, 23, 29]. Серым цветом обозначены значения потенциальной температуры на станциях, выполненных в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”.

рологических характеристик в придонном слое с глубин 4400 м и более (рис. 5), а также результаты из [7], где смена генерального направления течений также происходит вблизи указанной глубины, позволяют предположить нахождение здесь верхней границы модифицированной ААДВ. Для проверки данного предположения была выполнена проверка соответствия гидрофизических параметров воды, находящейся глубже 4400 м, критериям, используемым для выявления верхней границы ААДВ в Восточной Атлантике (табл. 4).

Максимальное измеренное значение потенциальной температуры показало хорошее соответствие всем критериям, кроме представленного в [22], которому соответствует среднее значение потенциальной температуры в глубинном слое прохода. Потенциальная плотность σ_4 была выше обоих критериев [19, 23]. Значения нейтральной плотности также превышали критерий из [13].

Проведенный анализ критериев показывает, что вода, расположенная в проходе Дискавери

Таблица 3. Минимальные значения потенциальной температуры в придонном горизонте на станциях АНС-43001–43006

Станция	Потенциальная температура, °C	Глубина измерения, м	Расстояние до дна, м
АНС-43001	2.003	4533	25
АНС-43002	2.004	4674	23
АНС-43004	2.003	4836	27
АНС-43005	2.020	4384	29
АНС-43006	1.993	5249	26

Таблица 4. Статистические характеристики значений потенциальной температуры, потенциальной и нейтральной плотности водной толщи глубже 4400 м в проходе Дискавери

Характеристика	Мин.	Макс.	Среднее	Ст. откл.	Критерий ААДВ
Потенциальная температура, °С	1.993	2.046	2.005	0.0124	$\theta = 2.12^{\circ}\text{C}$ [20] $\theta = 2.08 \pm 0.15^{\circ}\text{C}$ [9] $\theta = 2.05^{\circ}\text{C}$ [29] $\theta = 2^{\circ}\text{C}$ [22]
Потенциальная плотность, кг/м ³ (отсчетная поверхность 4000 дб)	45.887	45.894	45.892	0.0014	$\sigma_4 = 45.85$ [19] $\sigma_4 = 45.87$ [23]
Нейтральная плотность, кг/м ³	28.110	28.113	28.112	0.0007	$\gamma' \geq 28.11$ [13]

глубже 4400 м, в целом соответствует определению ААДВ в данном районе, что также подтверждается ее гидрологическими характеристиками.

Распространение ААДВ в проходе Дискавери

ААДВ поступает в проход Дискавери через южную и северную седловины входного порога (рис. 2). Новые данные о рельефе дна показывают, что движение воды здесь, вероятно, происходит не только через южную седловину, как предполагалось в [29] по данным STD-зондирований, но также и через северную (рис. 2). При этом глубина северной седловины на 100 м больше, а углы наклона дна меньше, чем в южной. Это делает путь через северную часть порога более вероятным и предпочтительным для плотной придонной воды (врезка 1 на рис. 2; профиль N–S на рис. 4). Преодолев седловины, вода продолжает свое движение по слабонаклонным равнинам. Здесь, вероятно, движение и физические свойства потока контролируются процессом гидравлически управляемого перетока: вода течет по склону с большой скоростью, затем начинается торможение и стабилизация скорости, сопровождающаяся интенсивным перемешиванием струи с окружающей водой, повышением ее температуры и уменьшением плотности. Из южной части порога вода течет в северо-восточном направлении, из северной части – на юго-восток. Затем оба потока сходятся перед котловиной глубиной более 5300 м. На станции АНС-43006, выполненной в данной котловине, в однородном придонном слое толщиной более 200 м зарегистрирована минимальная потенциальная температура (1.993°С). Попадая в котловину, поток, по-видимому, разделяется на две струи. Менее плотная вода, заняв соответствующий изопикнический горизонт, движется по плотной воде котловины дальше по проходу. Бо-

лее плотная часть потока продолжает движение вниз по склону, достигая более глубокой части котловины. Более подробно подобный процесс описан в [3]. Таким образом, эта котловина представляет собой своеобразный колодец-накопитель, сепарирующий поток по плотности и аккумулирующий наиболее плотную и холодную придонную воду. Дальнейшее распространение ААДВ происходит на северо-восток, где она, преодолев возвышенность высотой около 150 м над дном, попадает в основную долину прохода и достигает самого узкого места прохода. Здесь также имеется котловина глубиной около 5300 м (см. профиль В–В' на рис. 4). Наличие здесь данной формы рельефа вместе с высокой динамической активностью потока, по-видимому, создает локальные особенности циркуляции придонного слоя. В частности, течение на юго-запад вдоль северной части узкой долины прохода, описанное в [2, 7, 29], может объясняться тем, что плотная придонная вода, попадая в котловину, вероятно, продолжает движение по рельефу вдоль изобат, совершает разворот и следует вдоль северного склона в обратном направлении (рис. 6).

ААДВ покидает проход Дискавери через восточный и северный выходные пороги. При этом результаты измерений течений дрейферными буями (8 буев на глубинах 4600–4800 м и 2 буя на 4000 м) [29] показывали, что вода на этих глубинах распространялась преимущественно через северный выходной порог. Однако результаты измерений придонной потенциальной температуры в районе выходных порогов показали, что ее значения на восточном выходном пороге в целом ниже, чем на северном. Это косвенно указывает на то, что наиболее плотная и холодная придонная вода выходит из самого узкого места прохода Дискавери через долину с пологими склонами и движется в восточном направлении (рис. 6).

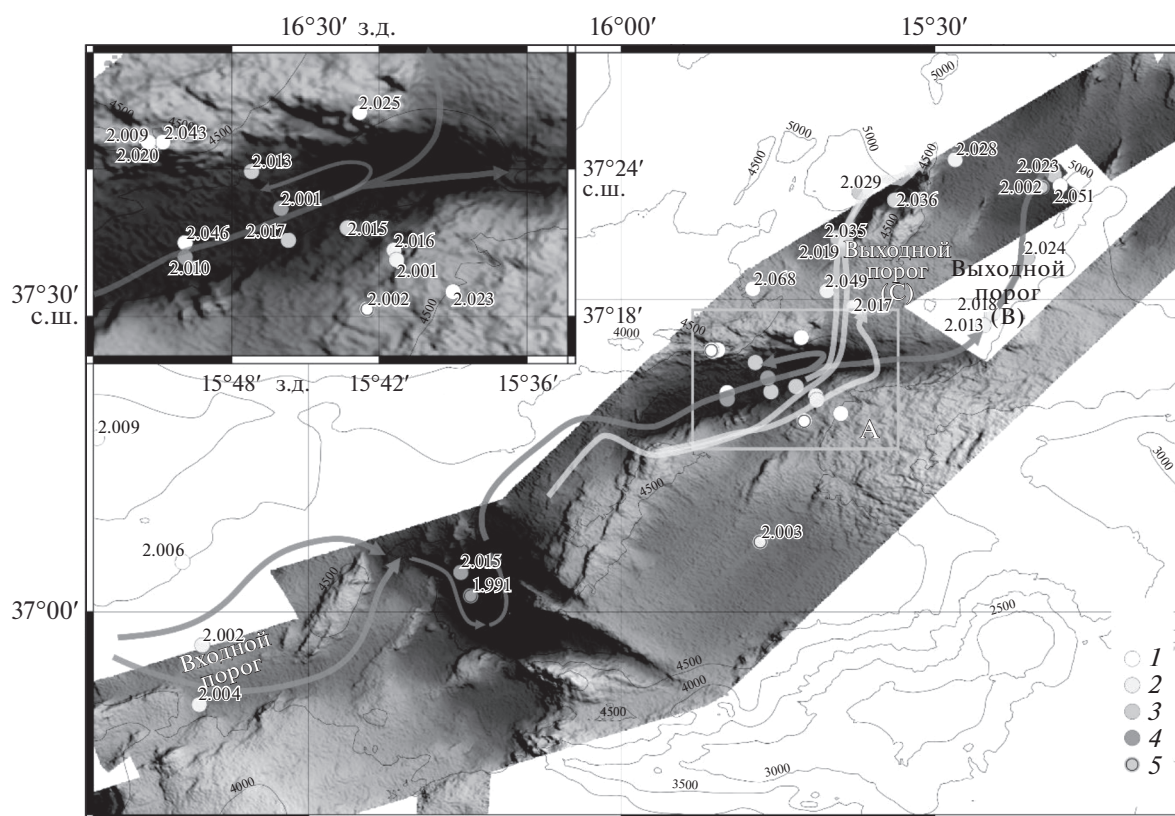


Рис. 6. Предполагаемые пути распространения ААДВ в проходе Дискавери (серые стрелки) со значениями потенциальной температуры на горизонтах ниже 4377 м по данным [2, 7, 8, 23, 29]. Белыми линиями обозначены траектории дрейфующих буев из [29]. Выходные пороги (С) и (В) – северный и восточный соответственно. Глубины станций: 1 – 4377–4595 м, 2 – 4595–4813 м, 3 – 4813–5031 м, 4 – 5031–5249 м; 5 – станции, выполненные в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”.

За весь период наблюдений в проходе Дискавери на одной из станций, расположенной в координатах 37.42° с.ш., 15.85° з.д., в разное время было выполнено три измерения потенциальной температуры (рис. 7, табл. 5). Главной особенностью является снижение значений температуры на 0.033°C за 29 лет. В работе [7] высказано предположение, что это может быть связано с трендом к похолоданию глубинных вод в северных бассейнах Восточной Атлантики.

Значения потенциальной температуры, полученные при выполнении измерений в 2011 и 2019 гг., также показали различия. В 2011 г. температура в

придонном слое прохода на горизонте 4384 была на 0.004°C ниже, чем в 2019 г. (табл. 5). Для объективной оценки термической изменчивости нами был рассчитан теплозапас в придонных слоях толщиной 84 и 34 м, диапазон глубин – 4300–4384 и 4350–4384 м соответственно (рис. 7). Теплозапас обоих слоев в 2019 г. был выше. Значения в 84-метровом слое имели незначительные различия (0.07 ккал/см²). В слое толщиной 34 м разница составила 0.232 ккал/см². При этом среднее значение разницы потенциальной температуры между измерениями составило 0.003°C в слое 4300–4384 м и 0.006°C в слое 4350–4384 м. Ре-

Таблица 5. Значения потенциальной температуры (Θ) в придонном слое на станции в координатах 37.42° с.ш., 15.85° з.д.

Станция	Дата	Глубина, м	Расстояние до дна, м	Θ , °C	Широта, с.ш.	Долгота, з.д.
32401 [29]	Лето 1982 г.	4416	17 (по ЦМР)	2.043	37.41833	–15.8467
АСВ2459 [2]	10.10.2011	4410/4384	23 (по ЦМР)	2.01/2.016	37.4183	–15.8567
АНС-43005	06.10.2019	4384	28.7 (по альтиметру)	2.02	37.4162	–15.855

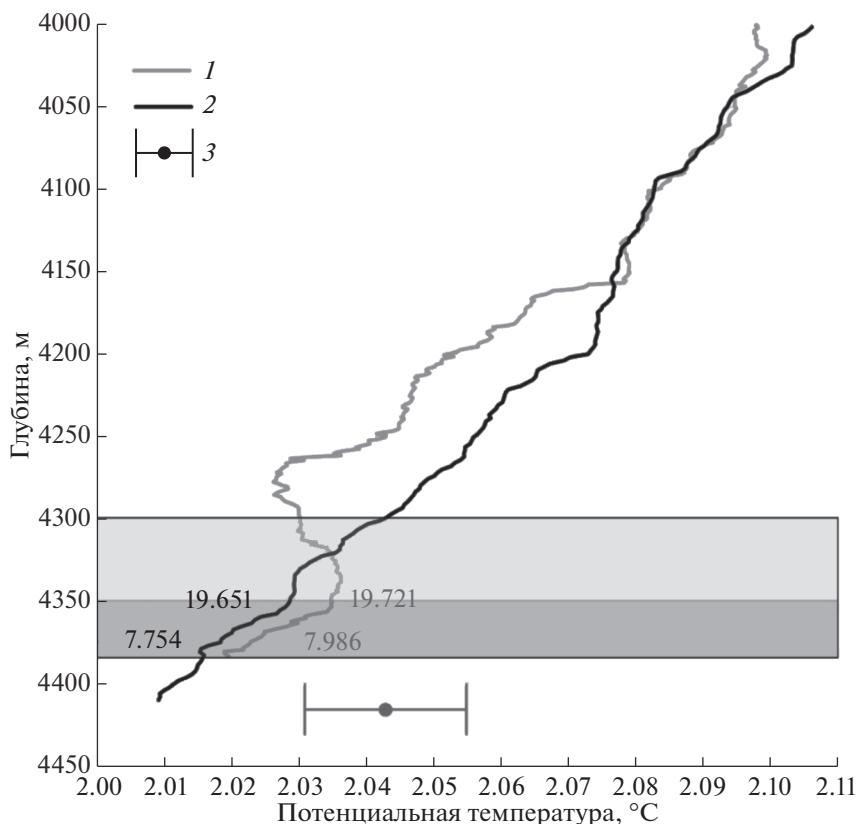


Рис. 7. Вертикальные профили потенциальной температуры на станции 37.42° с.ш., 15.85° з.д.: 1 – на станции АНС-43005; 2 – на станции АСВ2459; 3 – средняя потенциальная температура в данной точке из [29], пределы изменения температуры с учетом среднеквадратичного отклонения показаны вертикальными линиями. Прямоугольниками обозначены границы слоев, в которых был рассчитан теплозапас.

зультаты годовых (333 сут) измерений температуры в данной точке в 1982 г. [29] показали среднеквадратичное отклонение 0.012°C, что значительно превышает разницу в измерениях 2011 и 2019 гг.

Таким образом, подобного рода колебания, скорее всего, вызваны гидродинамическими процессами, имеющими меньший временной масштаб, чем многолетний. Это также подтверждается формой профилей. В то же время разница между значениями потенциальной температуры, измеренными в 1982 и 2019 гг., была того же порядка, что и в 2011 г. Это не противоречит предположению из работы [7] о глобальной тенденции к снижению температуры в придонном слое данного района. Однако малый ряд натуральных данных (3 измерения за 39 лет) и отсутствие в них односторонней тенденции не позволяют его подтвердить.

ВЫВОДЫ

Полученные новые данные многолучевой батиметрической съемки прохода Дискавери позволили существенно уточнить его рельеф. Анализ цифровой модели рельефа показал, что самая уз-

кая часть долины прохода располагается севернее восточнее места, считавшегося таковым ранее. ААДВ поступает в проход, вероятно, как через южную, так и через северную седловины входного порога. Причем особенности рельефа дна северной седловины делают ее более предпочтительной для движения плотной придонной воды.

В придонном слое центральной котловины прохода толщиной более 200 м впервые была обнаружена вода с потенциальной температурой менее 2°C. Анализ особенностей формы вертикальных профилей потенциальной температуры и проверка по критериям, используемым для определения ААДВ в Восточной Атлантике, показали, что вода, находящаяся глубже 4400 м, соответствует большинству из них. Верхняя граница модифицированной Антарктической донной воды в пределах прохода Дискавери может располагаться на горизонтах, близких к указанной глубине.

Исследование изменчивости придонного слоя на станции с координатами 37.42° с.ш., 15.85° з.д. в 2019 г. показало рост теплозапаса относительно измерений 2011 г. Однако разница значений температуры между 2011 и 2019 гг. была незначитель-

ной. При этом измеренные значения температуры, как и в 2011 г., были сильно ниже, чем среднегодовая температура в 1982 г. Флуктуации придонной потенциальной температуры в проходе Дискавери, вероятно, определяются разномасштабными процессами. Эпизодические измерения, проведенные с большим временным интервалом, не позволяют определить физические механизмы таких флуктуаций. Ярко выраженного временного тренда (характерного, например, для канала Вима), не обнаружено.

Повышение придонной температуры, обнаруживаемое на протяжении всего прохода (150 км), определяется сложным рельефом прохода и соответственно гидродинамическими процессами ускорения, замедления потока и перемешивания, которые в итоге приводят к увеличению потенциальной температуры воды в процессе протекания через проход. В целом, движение придонной воды внутри прохода Дискавери, вероятно, нестационарно и имеет импульсный характер, обусловленный особенностями перетока через пороги, а также возвышенности и глубоководные котловины внутри прохода.

Благодарности. Авторы благодарят Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова за предоставление гидрофизического оборудования.

Источник финансирования. Финансирование экспедиции и первичная обработка полученных в 43-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” данных производились за счет средств госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0012), анализ и интерпретация данных были выполнены в рамках проекта РНФ (№ 19-17-00246). Анализ данных, полученных в 34-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”, был выполнен в рамках проекта РФФИ (№ 20-08-00246).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 815–818.
2. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Проход Дискавери – конечная точка распространения Антарктической донной воды // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 4. С. 453–455.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12080223>
3. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Ляпидевский, В.Ю., Макаренко, Н.И. Глубоководные водопады в разломах Романш и Чейн // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 5. С. 575–579.
4. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Макаренко Н.И. Потoki Антарктической донной воды через разломы южной части Северо-Атлантического хребта // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 883–887.
5. Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Тараканов Р.Ю. Поток Антарктической донной воды через восточную часть прохода Филип в море Уэдделла // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 680–684.
6. Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г. Поток Антарктической донной воды на выходе из канала Вима // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 173–181
7. Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г., Гриценко А.М. и др. Перенос Антарктической донной воды через проходы в Восточно-Азорском хребте (37° с.ш.) в Восточной Атлантике // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. 486–496.
8. Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. World Ocean Database 2018 // NOAA Atlas NESDIS 87. 2019.
9. Broecker W.S., Takahashi T., Li Y.H. Hydrography of the central Atlantic – I. The two-degree discontinuity // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. Elsevier, 1976. V. 23. № 12. P. 1083–1104.
10. Carmack E.C. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front // A voyage of discovery. 1977. V. 70. P. 15–42.
11. Chen C.T., Millero F.J. Speed of sound in seawater at high pressures // The J. of the Acoustical Society of America. 1977. V. 62. № 5. P. 1129–1135.
<https://doi.org/10.1121/1.381646>
12. Coles V.J., McCartney M.S., Olson D.B., Smethie Jr W.M. Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s // J. Geophys. Res.: Oceans. 1996. V. 101. № C4. P. 8957–8970.
13. De Lavergne C., Madec G., Le Sommer J. et al. On the consumption of Antarctic Bottom Water in the abyssal ocean // J. of Physical Oceanography. 2016. V. 46. № 2. P. 635–661.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0201.1>
14. Dudkov I., Dorokhova E. Multibeam bathymetry data of Discovery Gap in the eastern North Atlantic // Data in Brief. 2020. 105679.
<https://doi.org/10.1016/j.dib.2020.105679>
15. Jacobs S.S., Fairbanks R.G., Horibe Y. Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: Evidence from H₂¹⁸O/H₂¹⁶O ratios in seawater // Oceanology of the Antarctic continental shelf. 1985. V. 43. P. 59–85.
<https://doi.org/10.1029/ar043p0059>
16. Johnson G.C. Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes // J. Geophys. Res.: Oceans. 2008. V. 113. № C5.
<https://doi.org/10.1029/2007jc004477>
17. Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M. et al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation // Rev. Geophys. 2007. V. 45. № 2.
<https://doi.org/10.1029/2004rg000166>
18. Lavin A.M., Bryden H. L., Parrilla G. Mechanisms of heat, freshwater, oxygen and nutrient transports and budgets at 24.5 N in the subtropical North Atlantic // Deep Sea Res., Part I. 2003. V. 50. № 9. P. 1099–1128.
[https://doi.org/10.1016/s0967-0637\(03\)00095-5](https://doi.org/10.1016/s0967-0637(03)00095-5)
19. Lherminier P., Mercier H., Gourcuff C. et al. Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997 // J. Geophys. Res.: Oceans. 2007. V. 112. № C7.
<https://doi.org/10.1029/2006jc003716>

20. *Lynn R.J., Reid J.L.* Characteristics and circulation of deep and abyssal waters // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, 1968. V. 15. № 5. P. 577–598.
21. *Marshall J., Speer K.* Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. № 3. P. 171–180.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1391>
22. *McCartney M.S., Bennett S.L., Woodgate-Jones M.E.* Eastward flow through the Mid-Atlantic Ridge at 11 N and its influence on the abyss of the eastern basin // *J. of Physical Oceanography*. 1991. V. 21. № 8. P. 1089–1121.
23. *Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows, Dordrecht, Springer, 2010, 266 p.
24. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I. et al.* Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // *J. Oceanogr.* 2018. V. 74. № 2. P. 147–167.
<https://doi.org/10.1007/s10872-017-0445-x>.
25. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., van Haren H.* Transport of Antarctic bottom water through the Kane Gap, tropical NE Atlantic Ocean // *Ocean Sci.* 2013. V. 9. P. 825–835.
<https://doi.org/10.5194/os-9-825-2013>.
26. *Naveira Garabato A.C., McDonagh E.L., Stevens D.P. et al.* On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea // *Deep Sea Res., Part II*. 2002. V. 49. P. 4715–4742.
27. *Orsi A.H., Jacobs S.S., Gordon A.L., Visbeck M.* Cooling and ventilating the abyssal ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 15. P. 2923–2926.
<https://doi.org/10.1029/2001gl012830>
28. *Sandoval F.J., Weatherly G.L.* Evolution of the deep western boundary current of Antarctic Bottom Water in the Brazil Basin // *J. of Physical Oceanography*. 2001. V. 31. № 6. P. 1440–1460.
29. *Saunders P.M.* Flow through Discovery Gap // *J. of Physical Oceanography*. 1987. V. 17. № 5. P. 631–643.
30. *Saunders P.M.* The International Temperature Scale of 1990, ITS-90 // *WOCE Newsletter*. 1990. V. 10. P. 10.
31. *Schlitzer R.* Interactive analysis and visualization of geoscience data with Ocean Data View // *Comput. Geosci.* 2002. V. 28. № 10. P. 1211–1218.
[https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(02\)00040-7](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(02)00040-7)
32. *Schlitzer R.* Data analysis and visualization with Ocean Data View // *CMOS Bulletin SCMO*. 2015. V. 43. № 1. P. 9–13.
33. *Schodlok M.P., Hellmer H.H., Beckmann A.* On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge // *Deep Sea Res., Part II*. 2002. V. 49. P. 4807–4825.
34. *Talley L.D.* Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports // *Oceanography*. 2013. V. 26. № 1. P. 80–97.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>
35. *Valencia V., Franco J., Borja A., Fontan A.* Hydrography of the southeastern Bay of Biscay // *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series. 2004. V. 70. P. 159–194.
[https://doi.org/10.1016/s0422-9894\(04\)80045-x](https://doi.org/10.1016/s0422-9894(04)80045-x)
36. *Wüst G.* Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans // *Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925–1927*, Berlin, Walter de Gruyter & Co, 1936. V. 6(1). P. 1–288.
37. *Zenk W., Morozov E.* Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L14607.
<https://doi.org/10.1029/2007GL030340>

Propagation of Antarctic Bottom Water in the Discovery Gap (Northeast Atlantic) Based on the Field Data in 2019

M. V. Kapustina^{a, #} and V. A. Krechik^{a, b}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

[#]*e-mail: kapustina.mariya@ya.ru*

The results of the thermohaline water parameters in the bottom layer of the Discovery Gap (East Azores Fracture Zone, Northeast Atlantic) analysis are presented. The data were obtained during the 43rd cruise of the research vessel *Akademik Nikolaj Strakhov* in October 2019. This data data were supplemented by other author's published hydrological data and a new digital elevation model of the Discovery Gap. The analysis of the potential temperature distribution in the bottom layer and new high-resolution bottom topography data made it possible to clarify the Antarctic Bottom Water propagation paths, as well as the position of its upper boundary and the temporal variability of its properties in the study area. First-ever the presence of water with a potential temperature of less than 2°C was detected in the Discovery Gap.

Keywords: Antarctic bottom water (AABW), Northeast Atlantic Ocean, East-Azores Fracture Zone, Discovery Gap