

Полярная фронтальная зона Западного желоба Баренцева моря по данным контактных наблюдений 2007 года

© 2017 А.Н. Морозов*, В.К. Павлов, О.А. Павлова**,
С.В. Федоров***

**Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

E-mail: anmorozov@mhi-ras.ru

***Норвежский полярный институт, Тромсё, Норвегия*

Поступила в редакцию 07.11.2016 г.

Обсуждаются результаты измерений, выполненных летом 2007 г. в северо-западной части Баренцева моря. Для проведения измерений на ходу судна использовались судовая метеостанция и судовой акустический доплеровский профилометр течений VMADCP150. На дрейфовых станциях проводились CTD/LADCP-зондирования. Минимальный горизонтальный масштаб температурного фронта 0,5 км, максимальный горизонтальный градиент температуры 4°C/км. Ширина Северной ветви Нордкапского течения ~8 км, что в три раза больше радиуса деформации Россби. Положение температурного фронта совпадает с положением ядра струйного течения. Обсуждаются мелкомасштабные характеристики вертикальной структуры динамики вод и плотностной стратификации в полярной фронтальной зоне. Приводится осредненная внутригодовая изменчивость вертикальной структуры температуры и солёности вод в районе Шпицбергенской банки и котловины Надежды. На основе спутниковых наблюдений локализовано положение температурного фронта в районе проведения исследований.

Ключевые слова: полярная фронтальная зона, Шпицбергенская банка, котловина Надежды, Западный желоб Баренцева моря, Северная ветвь Нордкапского течения, ADCP.

DOI: 10.22449/0233-7584-2017-2-39-53

Введение. Фронтальные зоны, разделяющие воды, отличающиеся по свойствам, наблюдаются во многих районах Мирового океана и имеют значительные региональные отличия, обусловленные физической природой их формирования [1]. В последние десятилетия акцент экспериментальных исследований все более смещается в полярные области, в частности в Арктику, где проявление межгодового сигнала хорошо выражено. При этом полярные фронтальные зоны (ПФЗ) остаются в фокусе внимания ученых как наиболее яркий индикатор наблюдаемых климатических изменений и их влияния на разные компоненты экосистемы [2].

Развитие техники контактных океанографических измерений на современном этапе позволяет проводить исследования фронтальных зон с более высокой детализацией, в комплексе с историческими данными и данными спутниковых наблюдений выявлять их новые мелкомасштабные структурные особенности и закономерности. Цель таких измерений, с одной стороны, предоставить специалистам, занимающимся морской тематикой, натурный материал о современном состоянии водной среды в районе наблюдений; с другой стороны – дать возможность специалистам, занимающимся модели-

рованием, оценить качество результатов численных экспериментов и правильность выбора регулируемых параметров.

Во время Международного полярного года 2007 – 2008 гг. в северо-западной части Баренцева моря были проведены несколько мультидисциплинарных экспедиций. Цель данной работы – представить и обсудить результаты гидрофизических измерений, выполненных в окрестности фронтальной зоны Западного желоба Баренцева моря (название по [2]) в рамках проекта *NESSAR 2007 – 2009 (Norwegian component of the Ecosystem Studies of Subarctic and Arctic Regions)*, профинансированного *Research Council of Norway (RCN)*.

Экспедиция проходила 29 мая – 10 июня 2007 г. в районе котловины Надежды и Шпицбергенской банки (название по [3]) на НИС *Lance* Норвежского полярного института, г. Тромсё. Схема выполнения измерений приведена на рис. 1. На широтных разрезах (*LSxx*, *xx* – номер разреза в хронологической последовательности) расстояние между гидрологическими станциями составляло ~62 км по долготе, расстояние между станциями на микрополигоне (*MP*) ~12 км по долготе и ~18 км по широте. На суточной станции (*DS*) измерения выполнялись каждый час. Точки *A* и *B* расположены по разные стороны термического фронта и выбраны для расчета осредненного годового хода температуры и солёности по базе гидрологических данных *BarCode* [4].

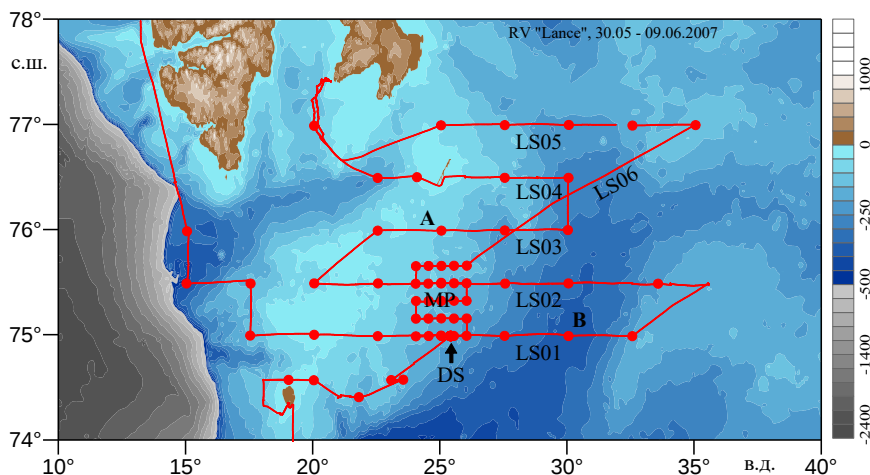


Рис. 1. Схема экспедиции. Красная линия – трек судна; красные точки – гидрологические станции; *LSxx* – разрез по широте; *MP* – микрополигон; *DS* – суточная станция (место проведения указано стрелкой); *A* и *B* маркируют точки для расчета годового хода температуры и солёности

Приборы. НИС *Lance* оснащено судовой метеостанцией, измеряемые параметры – температура воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, температура воды в приповерхностном слое моря, географические координаты (время *UTC*). Измерения выполнялись на протяжении всей экспедиции с дискретностью 1 с. Также судно оснащено судовым акустическим доплеровским профилометром течений *VMADCP150* производства *RDI*. Уста-

новки прибора: размер сегмента глубины 8 м, количество сегментов 32, опция отслеживания дна (BT) включена до глубины 400 м, дискретность измерений по времени 2 с. Слой измерений в среднем составил от 20 м от поверхности моря до глубины 150 м или до 15 м над дном. Обработка VMADCP-данных проводилась с учетом проблемных вопросов, рассмотренных в работах [5 – 7].

На дрейфовых станциях измерения гидрологических параметров выполнялись с помощью CTD-зонда *SeaBird SBE9+*. Данные по температуре (T , °C), солености (S , psu), условной плотности (σ_θ , kg/m^3) интерполировались на сетку с шагом 1 м по глубине. Для профилирования скорости течения на раму *SBE* крепился ADCP серии *WHS300* производства *RDI*, обеспечивая LADCP-технологии выполнения измерений [8]. Установки прибора: размер сегмента глубины 4 м, количество сегментов 22, включена опция LADCP. Дискретность измерений по времени 1 с. Скорость погружения/подъема зонда составляла $\sim 0,7$ м/с. Обработка LADCP-данных проводилась с учетом влияния корпуса судна на показания магнитного компаса прибора в верхнем слое моря [9] и с использованием VMADCP- и BT-данных [10].

Перед тем как перейти к обсуждению результатов измерений, сделаем предварительные замечания в отношении системы квазистационарных течений северных морей, определяющих физическую природу ПФЗ Баренцева моря.

Стационарные течения. Схема течений северных морей, полученная на основе использования поверхностных дрейфтеров [11], показывает, что Северо-Атлантическое течение, проходя Фарерско-Шетландский пролив, частично проникает в Северное море, но большей частью несет воды вдоль северо-западного берега Норвегии как Норвежское Атлантическое течение, которое разделяется на две ветви в районе западной границы Баренцева моря.

Одна из ветвей (Западное Шпицбергенское течение, которое проникает в Северный Ледовитый океан через восточную часть пролива Фрама) продолжает движение на север, обтекает арх. Свалбард с северной стороны, также севернее обтекает плато Ермака [12, 13] и частично возвращается в Баренцево море с севера в виде Восточного Шпицбергенского, Медвежеостровского течений и течения Персея [14]. Таким образом, арктические воды Баренцева моря происходят из северо-атлантических вод, которые трансформировались на пути продвижения к ПФЗ с севера [15, 16].

Вторая ветвь (Нордкапское течение) направляется на восток в Баренцево море между Норвегией и о. Медвежий, частично осуществляет циклоническую рециркуляцию в акватории Медвежеостровского желоба [3, 12, 17], далее разделяется на Центральную и Северную ветви [2, 18]. Северная ветвь Нордкапского течения несет атлантические воды в котловину Надежды [3], где также частично осуществляет циклоническую рециркуляцию [12]. Из этого следует, что атлантические воды ПФЗ Баренцева моря также берут свое начало в Северной Атлантике.

Именно система квазистационарных течений в относительно мелком море со сложным рельефом дна создает условия для формирования ПФЗ, разделяющей атлантические (с юга) и арктические (с севера) воды Баренцева моря,

отличающиеся по свойствам [2, 15, 16]. Более детальное разделение вод Баренцева моря по свойствам выходит за рамки данной работы [3].

База гидрологических данных. Расчет среднегодовых характеристик выполнялся с использованием базы данных *BarKode* [4]. На рис. 2 приведен осредненный годовой ход температуры (фрагмента *а*) и солёности (фрагмент *б*) на разных горизонтах в районе Шпицбергенской банки (точка А на рис. 1). Размах годового хода температуры имеет максимальное значение на поверхности моря и составляет $\sim 3^{\circ}\text{C}$. Осенне-зимняя конвекция начинается в конце августа – начале сентября и проникает в толщу вод со скоростью $\sim 1,25$ м/сут. К началу октября температура практически постоянна по всей глубине [19], и такая ситуация сохраняется до конца апреля. Возрастание температуры начинается с окончанием полярной ночи. Максимум солёности отмечается в конце апреля, после чего идет ее уменьшение, хорошо выраженное в верхнем слое моря и обусловленное таянием льда и усилением стока рек.

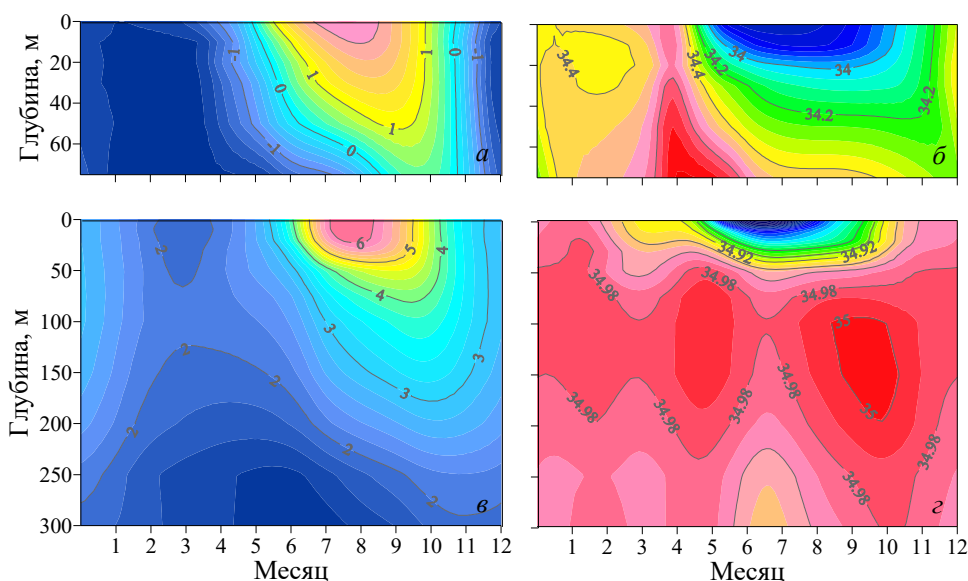


Рис. 2. Среднегодовые характеристики по данным *BarKode*: годовой ход температуры ($^{\circ}\text{C}$) в точках А (*а*) и В (*в*) по разные стороны фронтальной зоны; годовой ход солёности (*psu*) в тех же точках (*б*, *г*)

На рис. 2, *в*, *г* приведены аналогичные распределения, полученные для котловины Надежды (точка В на рис. 1). Размах годового хода температуры имеет максимальное значение в приповерхностном слое моря и составляет $\sim 6^{\circ}\text{C}$. Осенне-зимняя конвекция имеет аналогичные точке А характеристики, но не достигает дна. Годовой ход солёности выявляет сложную картину. Поведение солёности в верхних слоях вызвано теми же причинами, что и для точки А. Наличие максимума солёности в слое 100 – 200 м объясняется притоком атлантических вод, который обеспечивается Северной ветвью Нордкапского течения. Изменчивость солёности с периодом ~ 4 мес предположи-

тельно может объясняться перераспределением потоков между разными ветвями квазистационарных течений, определяющих формирование ПФЗ Баренцева моря.

В целом использование исторической базы данных *BarKode* позволяет рассчитать осредненный годовой ход гидрологических характеристик в районе предполагаемых исследований с целью планирования проведения измерений. Детальный анализ осредненного годового хода выходит за рамки данной работы и может представлять отдельный интерес для исследований [3].

Спутниковые данные. Сканеры, установленные на искусственных спутниках Земли, являются современным инструментом исследования вод Мирового океана, в частности термических фронтальных зон [20]. Карты температуры поверхности моря (ТПМ), рассчитанные по спутниковым данным, могут быть полезны как на этапе подготовки экспедиций, так и при анализе результатов измерений. В полярных районах вероятность получения качественных спутниковых изображений относительно невелика из-за погодных условий. Ближайшая ко времени проведения экспедиции карта ТПМ, доступная на сайте [21], датируется 30 июня 2008 г. и получена основе данных сканера *Modis* спутника *MODIS/Terra* (разрешение 4 км).

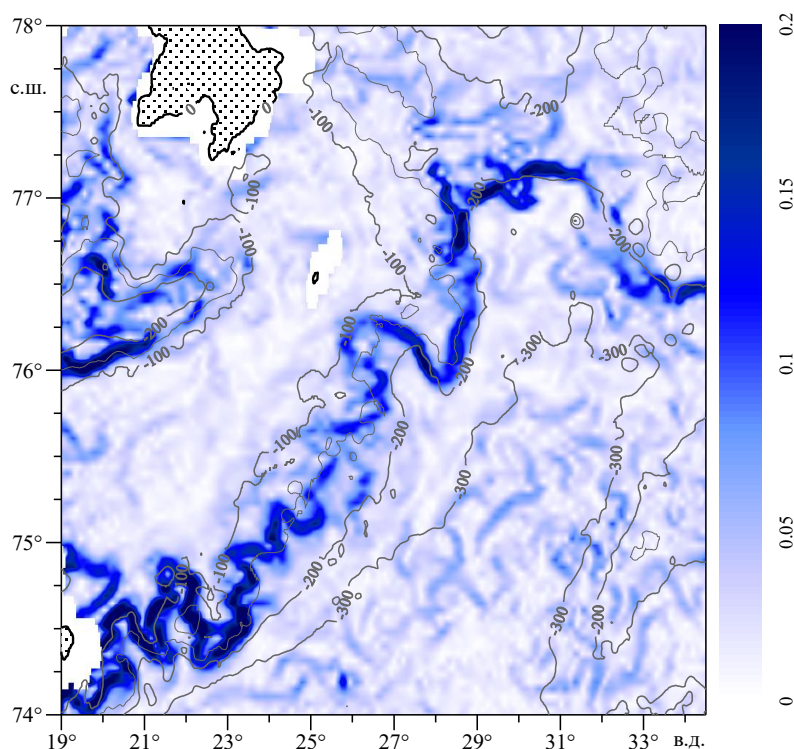


Рис. 3. Распределение модуля горизонтального градиента ТПМ, рассчитанное по изображению *MODIS/Terra* от 30 июня 2007 г.

На рис. 3 приведено рассчитанное по карте распределение модуля горизонтального градиента ТПМ ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Серыми линиями показана батиметрия по *ETOPO2*. Положение ПФЗ Западного желоба Баренцева моря идентифицируется по повышенному значению градиента ТПМ и в определенной степени соответствует существующим представлениям о ее привязке к особенностям рельефа дна [3, 22, 23]. Наиболее хорошо исследована южная часть ПФЗ Западного желоба Баренцева моря. Например, по результатам эксперимента «Барэкс-92», выполненного в августе 1992 г., определены привязка положения фронта к изобате 250 м [23], его небольшие горизонтальные масштабы – до 3 км [24] и генерация нелинейных волновых процессов, вызванных приливами [25].

Судовая метеостанция. Как уже отмечалось, вероятность получения качественных спутниковых снимков в рассматриваемом районе относительно невелика. Кроме того, разрешающая способность спутниковых данных недостаточна для воспроизведения реальных горизонтальных масштабов ПФЗ. Установление реальных размеров термического фронтального раздела в северо-западной части Баренцева моря было одной из задач проекта *NESSAR*, которая решалась на основе данных судовой метеостанции (рис. 4).

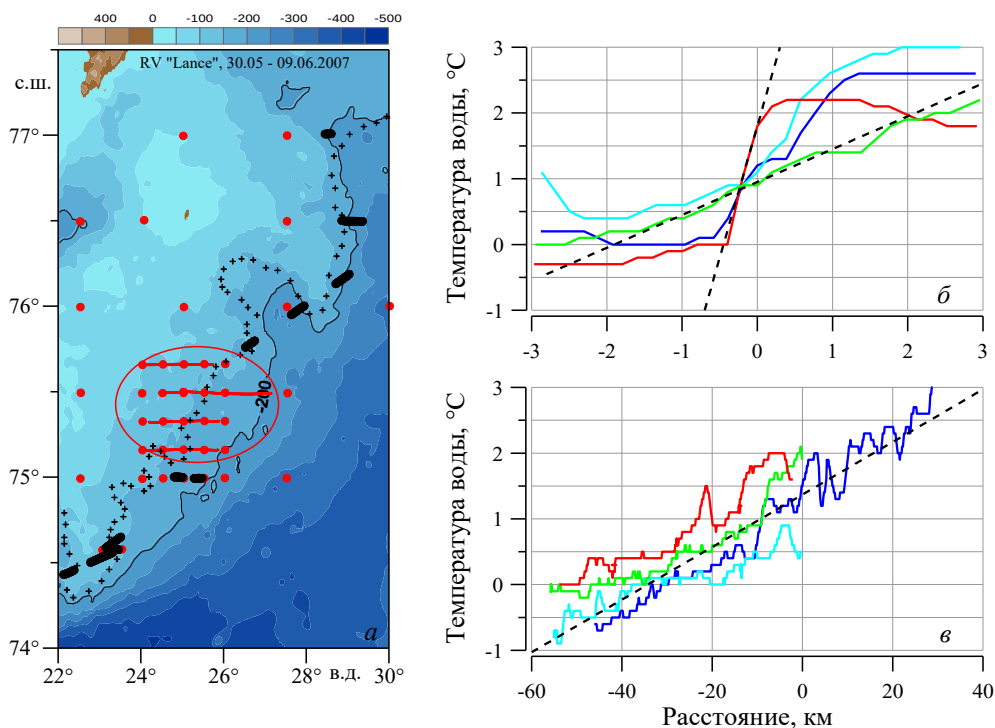


Рис. 4. Характеристики фронтального раздела по данным судовой метеостанции: *a* – гидрологические станции (красные точки), положение температурной фронтальной зоны (черные отрезки), зона размытия фронтального раздела атлантических и арктических вод (красные линии, выделенные эллипсом), положение фронтальной зоны, восстановленное по рис. 3 (черные крестики); *б* – температура воды при пересечении фронтальной зоны; *в* – изменчивость температуры в зоне плавного раздела арктических и атлантических вод

На рис. 4, *а* черными отрезками показаны пересечения термического фронтального раздела, зарегистрированные по данным судовой метеостанции. На рис. 4, *б* приведены примеры таких пересечений в северной части полигона. Расстояние отсчитывается от изобаты 200 м. Перепад температур составил $\sim 2,5^{\circ}\text{C}$, что соответствует среднему значению по данным *BarCode* (рис. 2). Диапазон наблюдаемых значений горизонтального градиента (черные штриховые линии на рис. 4, *б*) $0,4 - 4^{\circ}\text{C}/\text{км}$, при этом угол, под которым судно пересекало фронтальный раздел, не учитывался. Минимальный горизонтальный масштаб фронтального раздела, составляющий 0,5 км, наблюдался на разрезе *LS05* (рис. 1).

На рис. 4, *в* приведены примеры пространственной изменчивости температуры воды в районе микрополигона, где наблюдалось размытие фронтального раздела (область ограничена красным эллипсом на рис. 4, *а*). Расстояние отсчитывалось от 26° в. д. Среднее значение градиента температуры составило $0,04^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (штриховая линия на рис. 4, *в*), оно соответствует фоновым значениям вне зоны фронтального раздела (рис. 3).

Крестиками на рис. 4, *а* обозначено положение максимума градиента температуры в районе ПФЗ, восстановленное по спутниковому снимку (рис. 3). Спустя три недели положение термического фронтального раздела изменилось относительно мало, что может быть следствием как сезонной, так и малоизученной мезомасштабной изменчивости [2].

На рис. 5 приведены примеры временной изменчивости распределения температуры в окрестности ПФЗ в экспедициях 2007 г. (фрагмент *а*) и 2008 г. (фрагмент *б*). В июне 2007 г. наблюдалось смещение максимума градиента температуры в восточном направлении на 14 км за 7 сут. При этом спутниковый снимок (рис. 3) показывает смещение максимума температуры в западном направлении на 20 км спустя 3 недели после экспедиции. В феврале 2008 г. наблюдалось смещение в восточном направлении на 4 км за сутки.

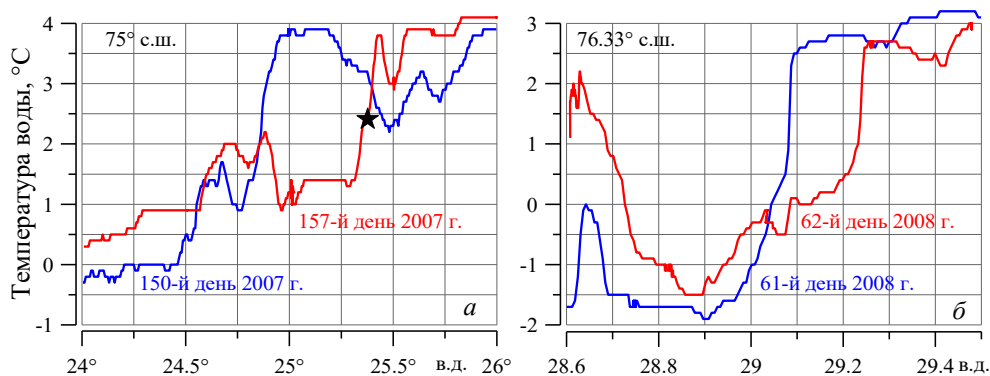


Рис. 5. Временная изменчивость положения фронтальной зоны на широтных разрезах в 2007 г. (*а*) и 2008 г. (*б*). Звездочка – место проведения суточной станции

Материалы экспедиций не позволяют однозначно ответить на вопрос, являются ли смещения фронтального раздела квазипериодическим процессом волновой природы [2] или они носят случайный характер.

Суточная станция. Приливы в мелком Баренцевом море наравне с квазистационарными течениями играют важную роль в формировании и трансформации водных масс. Взаимодействие приливов со сложным рельефом дна вызывает интенсификацию процессов вертикального перемешивания [26, 27]. Остаточные приливные течения над изолированными подводными и надводными возвышенностями [28] создают сложную картину проникновения арктических водных масс через многочисленные проливы северной части Баренцева моря [16]. Отметим, что в районе проведения измерений доминируют полусуточные M_2 и S_2 составляющие [24].

С целью детализации проявления приливов в ПФЗ на разрезе *LS01* после завершения работ на микрополигоне была проведена суточная станция (рис. 1) в центре фронтального раздела на изобате 200 м (звездочка на рис. 5, *а*). Суммарно было получено 25 синхронных профилей температуры, солености, условной плотности, северной (V , см/с) и восточной (U , см/с) компонент скорости течения.

На рис. 6 приведены результаты измерений. Временная изменчивость вертикальной структуры солености и температуры (рис. 6, *а*) одинакова. В изменчивости температуры нижнего слоя моря (особенно на горизонте 160 м) хорошо выражена составляющая с полусуточным периодом, в верхнем слое такая составляющая не проявляется. Изменчивость условной плотности не имеет выраженной полусуточной составляющей (рис. 6, *б*), при этом она прослеживается в положении изопикны с условной плотностью $27,9 \text{ кг/м}^3$. Размах колебаний по глубине составляет ~ 20 м. Наблюдаемая изменчивость вертикальной структуры гидрологических параметров является следствием совокупного действия приливных (баротропных, бароклинных) и квазиустойчивых течений (рис. 6, *в, г*) в районе фронтального раздела со сложным рельефом дна.

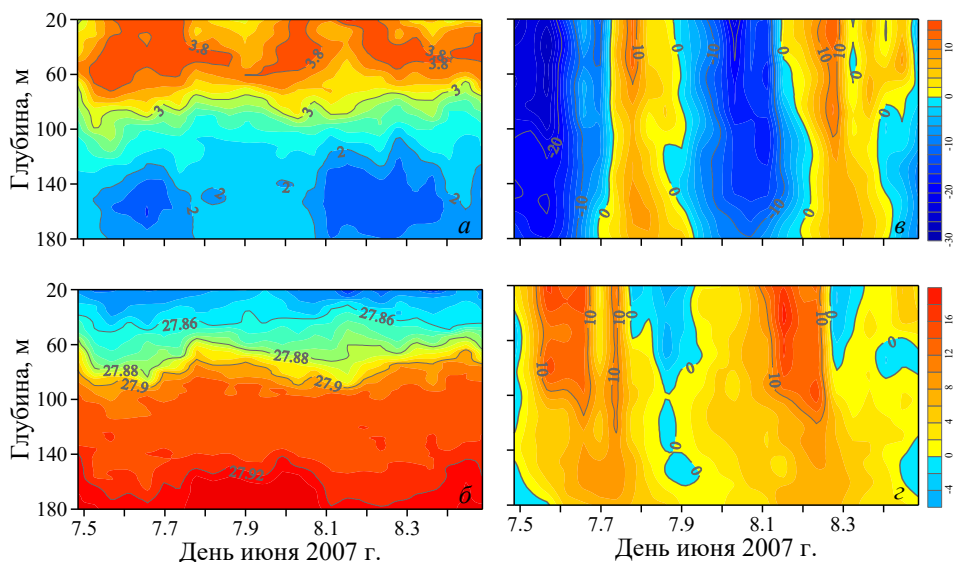


Рис. 6. Результаты измерений на суточной станции: температуры ($^{\circ}\text{C}$) – *а*; условной плотности (кг/м^3) – *б*; восточной компоненты скорости течения (см/с) – *в*; северной компоненты скорости течения (см/с) – *г*

В рамках данной работы рассмотрение приведенных результатов ограничивается обсуждением осредненных по горизонтам профилей различных параметров мелкомасштабной динамики и гидрологии, которые представлены на рис. 7.

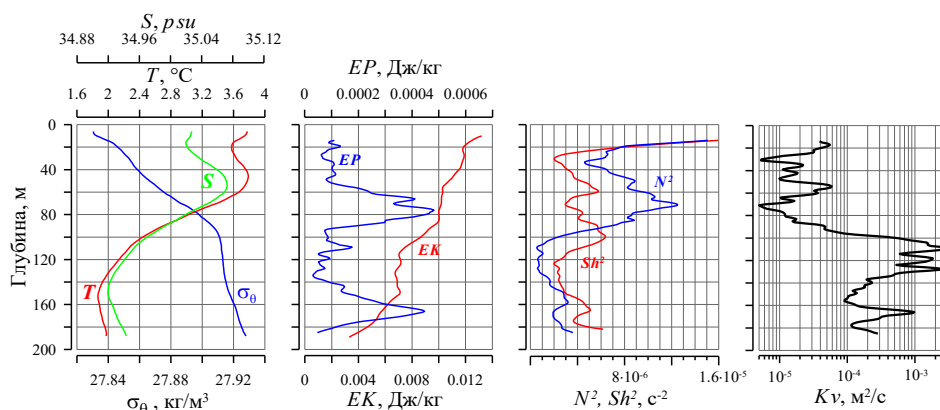


Рис. 7. Осредненные по суточной станции профили: температуры (T), солёности (S), условной плотности (σ_θ), доступной потенциальной (EP) и кинетической (EK) энергии, квадрата частоты плавучести (N^2) и квадрата вертикального сдвига скорости течения (Sh^2), коэффициента вертикального турбулентного перемешивания (Kv)

Осредненные (далее по тексту «средние») профили температуры (T), солёности (S) и условной плотности (σ_θ) определяются соотношениями вида

$$T = \langle T(z) \rangle = \frac{1}{25} \sum_{i=1}^{25} T_i(z), \quad S = \langle S(z) \rangle = \frac{1}{25} \sum_{i=1}^{25} S_i(z), \quad \sigma_\theta = \langle \sigma_\theta(z) \rangle = \frac{1}{25} \sum_{i=1}^{25} \sigma_{\theta_i}(z), \quad (1)$$

где $T_i(z)$, $S_i(z)$, $\sigma_{\theta_i}(z)$ – соответствующие профили отдельного i -го зондирования; z – глубина; $\langle \dots \rangle$ – оператор осреднения по ансамблю профилей.

Средние профили температуры и солёности имеют подобные особенности. Характерным для них является наличие максимума на горизонте ~ 50 м, где воды обладают свойствами, близкими к свойствам атлантических вод Баренцева моря. Другая особенность средних профилей – наличие минимума на горизонте ~ 150 м, здесь воды по своим свойствам близки к арктическим.

Средний профиль условной плотности характеризуется относительно малыми значениями частоты плавучести (N , рад/с), определенной по соотношению

$$N = \sqrt{\langle N^2(z) \rangle} = \sqrt{\frac{g}{1000 + \langle \sigma_\theta(z) \rangle} \frac{\partial \langle \sigma_\theta(z) \rangle}{\partial z}}, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения $9,82$ м/с²; диапазон изменений N составляет $0,4 - 2,2$ цикл/ч. Наибольшие значения частоты плавучести наблюдаются в верхнем 20-метровом слое и на горизонте 70 м в слое локального пикноклина.

Удельная кинетическая энергия (EK , Дж/кг) изменяется с глубиной как почти линейная функция:

$$EK(z) \approx 1,3 \cdot 10^{-2} - 3,9 \cdot 10^{-5} z. \quad (3)$$

Приведенный средний профиль EK показывает, что кинетическая энергия поступает в водную среду под действием ветровой нагрузки и по мере проникновения в толщу вод уменьшается вследствие различных механизмов диссипации, включая трение о дно.

Средний профиль удельной доступной потенциальной энергии (EP , Дж/кг) рассчитывался по упрощенному соотношению

$$EP = \langle EP(z) \rangle = \frac{1}{2} \frac{g}{(1000 + \langle \sigma_\theta(z) \rangle)} \frac{\langle (\sigma_\theta(z) - \langle \sigma_\theta(z) \rangle)^2 \rangle}{\partial \langle \sigma_\theta(z) \rangle / \partial z}. \quad (4)$$

Профиль имеет два хорошо выраженных максимума: первый находится в слое локального пикноклина на горизонте ~ 80 м, второй – на горизонте ~ 160 м, где наблюдается относительно небольшое повышение частоты плавучести. Во всей толще вод EK более чем на порядок превосходит EP .

Средний профиль квадрата вертикального сдвига скорости течения (Sh^2 , c^{-2}) рассчитывался по соотношению

$$Sh^2 = \langle Sh^2(z) \rangle = \left\langle \left(\frac{\Delta U}{\Delta h} \right)^2 + \left(\frac{\Delta V}{\Delta h} \right)^2 \right\rangle, \quad (5)$$

где $\Delta h = 4$ м – приращение глубины. В верхнем 20 – 30-метровом слое наблюдаются повышенные значения сдвига, что является в основном следствием пространственно-временной изменчивости ветровой нагрузки на поверхность моря. В слое локального пикноклина (70 м) отмечается незначительный минимум сдвига, на горизонте 100 м – его локальный максимум. Глубже 120 м наблюдается относительное усиление сдвигов по мере приближения к дну.

Синхронные профили сдвигов скорости течения и частоты плавучести позволяют сделать оценку коэффициента вертикального турбулентного перемешивания (K_v , m^2/c). В основу большинства моделей, связывающих мелкомасштабные характеристики гидрофизических полей с параметрами вертикального перемешивания, положено допущение о равенстве скорости передачи кинетической энергии внутренних волн по спектру в область мелких масштабов и скорости диссипации кинетической турбулентной энергии [29]. Для оценки K_v была использована модель G89 [30] в том виде, как она представлена в работе [31], при этом учитывалось географическое положение района проведения измерений ($k_{\text{geogr}} = 0,31^{-1}$) [26]:

$$K_v(z) = 5 \cdot 10^{-6} \frac{\langle Sh^4(z) \rangle}{\langle N^4(z) \rangle} k_{\text{geogr}}. \quad (6)$$

Средний профиль $Kv(z)$ характеризуется значениями $\sim 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ в верхнем 100-метровом слое и хорошо выраженным минимумом на горизонте 70 м, который соответствует максимуму N . В слое 100 – 140 м коэффициент возрастает почти на два порядка, до $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, спадает до $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ на горизонте 150 м и глубже возрастает по мере приближения к дну. Полученное по данным мелкомасштабных измерений поведение Kv с глубиной хорошо согласуется с результатами микроструктурных измерений, проведенных в районе *Storfjordrenna* в сентябре 2003 г. на изобате $\sim 200 \text{ м}$ [26]. Детальное обсуждение проблематики оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания по данным мелкомасштабных измерений выходит за рамки данной работы [26, 32, 33].

Течения. Выделение квазистационарных течений в Баренцевом море по данным натурных измерений является проблемным вопросом, так как их скорости сопоставимы со скоростями приливных движений вод. На рис. 8 сплошными линиями показаны осредненные по слою измерения восточная (фрагмент *а*) и северная (фрагмент *б*) компоненты скорости течений, полученные по данным *VMADCP* во время проведения суточной станции. Штриховые линии – скорости приливных движений, рассчитанные по модели *AOTIM5* [34] для двух составляющих M_2 , S_2 . Средние значения U и V равны -2 и 5 см/с соответственно. Амплитуды скорости приливов составили 10 см/с для восточной и 5 см/с для северной компоненты. Далее данные по течениям приводятся за вычетом приливов:

$$U = U_{\text{measured}} - U_{\text{AOTIM5:}M_2, S_2}, \quad V = V_{\text{measured}} - V_{\text{AOTIM5:}M_2, S_2}. \quad (7)$$

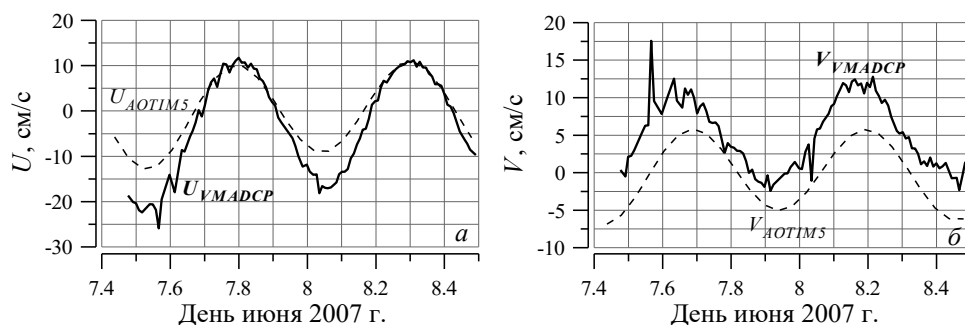


Рис. 8. Приливные течения: *а* – восточная компонента скорости течения (сплошная линия) и рассчитанная по модели *AOTIM5* приливная составляющая M_2 , S_2 (штриховая); *б* – то же самое для северной компоненты скорости течения

Квазистационарное течение вдоль западной кромки котловины Надежды определяется в результатах как лабораторных [35], так и численных экспериментов [36]. При этом расчеты по геострофическим соотношениям его не выявляют [18].

В экспедиции это течение наиболее ярко проявилось на самом северном разрезе *LS05*. На рис. 9, *а* распределение скорости течения представлено в векторном виде (красные стрелки). На рис. 9, *б* приведены зависимости раз-

личных параметров от долготы: черная линия – глубина моря; зеленая линия – температура воды в приповерхностном слое; проекции скорости течения (U_{-40} , V_{-40}) на оси системы координат, развернутой относительно географической на 40° против часовой стрелки, показаны красной и синей линиями соответственно. В окрестности изобаты 200 м выявляется фронтальный раздел и ядро струйного течения. С западной стороны значение числа Кибеля – Россби достигает двух, что может служить признаком баротропной неустойчивости течения [37]. Наблюдаемые вариации U_{-40} с амплитудой ~ 5 см/с и периодом ~ 20 км могут рассматриваться как результат такой неустойчивости, однако в условиях сложного рельефа они могут иметь и иное происхождение.

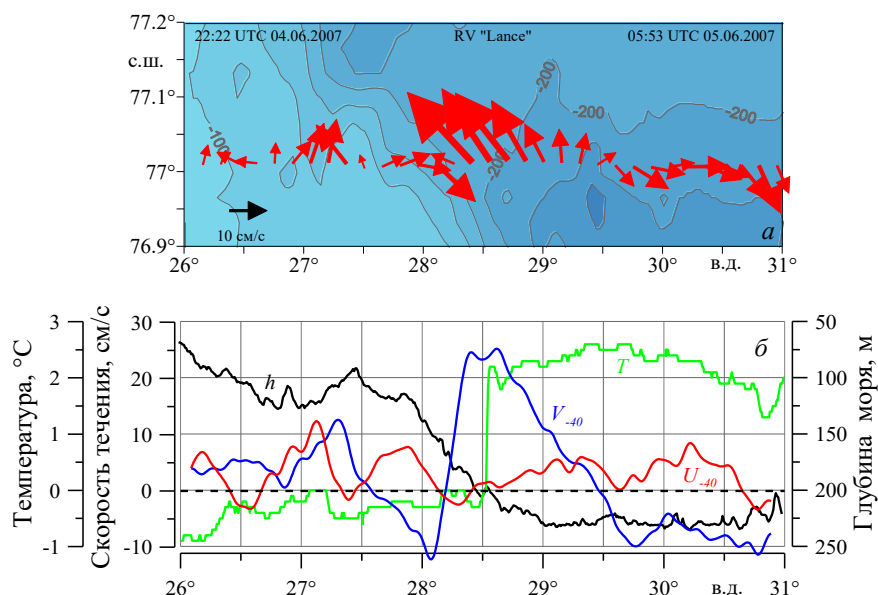


Рис. 9. Результаты измерений на разрезе LS05: скорости течения (осредненной по слою 20 – 80 м) в векторном виде – а; глубины моря h , температуры поверхности моря T , проекций скорости течения U_{-40} , V_{-40} – б

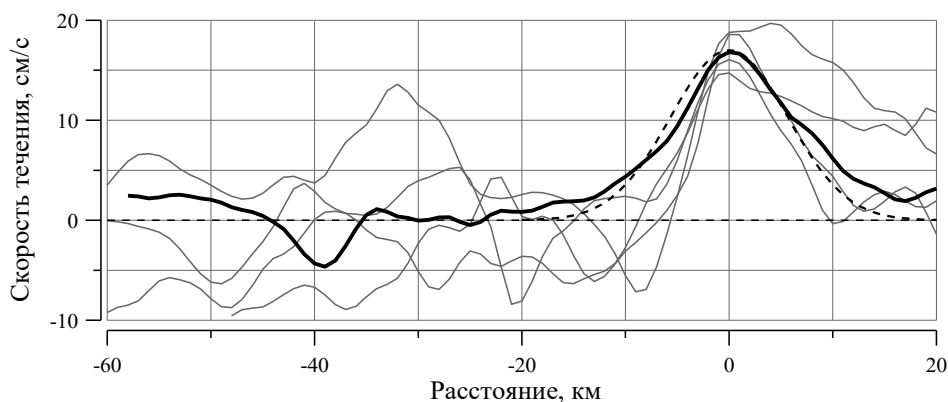


Рис. 10. Северная компонента скорости течения в зависимости от расстояния на отдельных разрезах (серые линии) и ее осредненные значения (толстая черная линия). Расстояние отсчитывается от центра фронтального раздела

В районе ПФЗ на момент проведения исследований радиус деформации России составлял ~2,5 км. Мезомасштабные процессы, как и приливы, маскируют квазистационарные течения в данных измерений. В летних экспедициях 2007 г. было выполнено 15 пересечений фронтальной зоны. На рис. 10 серыми линиями показаны зависимости северной компоненты скорости течения от расстояния до центра раздела вод на отдельных разрезах. Толстая сплошная линия – осредненное по всем пересечениям распределение северной компоненты скорости течения, штриховая линия – аппроксимирующая функция $V(x) = 17 \exp(-x^2/8^2)$, где x – расстояние (км); V – скорость (см/с). Если формально рассматривать 8 км как среднюю эффективную ширину струйного течения, то она составит более трех радиусов деформации России.

Заключение. В данной работе использовались три источника информации – историческая база гидрологических данных, спутниковые изображения и контактные наблюдения. Такие комплексные данные позволили обоснованно спланировать выполнение экспедиционных исследований и провести анализ особенностей структуры ПФЗ в широком диапазоне пространственных масштабов.

Внутригодовая изменчивость солёности воды в котловине Надежды, рассчитанная по базе данных *BarCode*, выявила наличие вариаций с периодом четыре месяца, которые предположительно являются следствием собственных колебаний в системе квазистационарных течений, формирующих ПФЗ Баренцева моря.

Спутниковые карты температуры поверхности моря дали возможность локализовать положение фронтального раздела во всей северо-западной акватории Баренцева моря и выявить некоторые несоответствия с ранее опубликованными работами, что может быть вызвано сезонной изменчивостью ПФЗ.

Контактные измерения, выполненные на ходу судна и на дрейфовых станциях, позволили установить характерные горизонтальные и вертикальные масштабы изменчивости поля скорости течений и гидрологических параметров в районе ПФЗ.

В целом совершенствование методов наблюдения за состоянием водной среды и комплексный анализ разного рода данных создает благоприятные условия для более глубокого понимания роли разномасштабных процессов в формировании и эволюции фронтальных зон Мирового океана.

Выражаем глубокую признательность экипажам НИС *Lance* Норвежского полярного института, оказавшим неоценимую помощь при проведении измерений.

Данные контактных измерений получены и обработаны в рамках проекта *NESSAR 2007 – 2009*, профинансированного *RCN*. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0011 «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий» (шифр «Оперативная океанография»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. – Л.: Гидрометеониздат, 1983. – 296 с.
2. Родионов В.Б., Костяной А.Г. Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. – М.: ГЕОС, 1998. – 293 с.
3. Harris C.L., Plueddemann A.J., Gawarkiewicz G.G. Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea // J. Geophys. Res. – 1998. – 103, No. C2. – P. 2905 – 2917.
4. Golubev V.A., Zuev A.N. The Barents and Kara Seas Oceanographic Data Base (BarCode) // Available from the International ACSYS/CLIC Project Office, The Polar Environmental Centre, N-9296 Tromsø, Norway. – 1999. – CD-ROM.
5. Joyce T.M. On in situ calibration of shipboard ADCPs // J. Atmos. Ocean. Techn. – 1989. – 6. – P. 169 – 172.
6. Pollard R.T., Read J. A method for calibrating shipmounted acoustic Doppler profilers and limitations of gyro compasses // Ibid. – 1989. – 6. – P. 859 – 865.
7. Морозов А.Н., Павлов В.К. Коррекция данных VMADCP // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2012. – Вып. 18. – С. 7 – 10.
8. Firing E., Gordon R. Deep ocean acoustic Doppler current profiling // Proc. IEEE 4th Working Conf. on Current Measurements. – MD, IEEE, 1990. – P. 192 – 201.
9. Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в условиях Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 4. – С. 31 – 48.
10. Visbeck M. Deep velocity profiling using Lowered Doppler Current Profilers: bottom track and inverse solutions // J. Atmos. Ocean. Techn. – 2002. – 19. – P. 794 – 807.
11. Poulain P.-M., Warn-Varnas A., Niiler P. Near surface circulation of the Nordic Seas as measured by Lagrangian Drifters // J. Geophys. Res. – 1996. – 101, No. C1. – P. 18237 – 18258.
12. Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980 – 1996 // Deep-Sea Res. I. – 2001. – 48. – P. 383 – 404.
13. Cokelet E.D., Tervalon N., Bellingham J.G. Hydrography of the West Spitsbergen Current, Svalbard Branch: Autumn 2001 // J. Geophys. Res. – 2008. – 113. – C01006. – 16 p.
14. Танцюра А.И. О сезонных изменениях течений Баренцева моря // Труды ПИНРО. – Мурманск: ПИНРО, 1973. – Вып. 34. – С. 108 – 112.
15. Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // Polar Res. – 1991. – 10, No. 1. – P. 5 – 18.
16. Løyning T.B. Hydrography in the north-western Barents Sea, July – August 1996 // Ibid. – 2001. – 20, No. 1. – P. 1 – 11.
17. Skagseth O. Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea // Geophys. Res. Lett. – 2008. – 35, № 11. – L11606. – doi: 10.1029/2008GL33785.
18. Кушнир В.М., Хансен Э., Петренко Л.А. и др. Течения и турбулентная диффузия в придонном пограничном слое Баренцева моря // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 5. – С. 31 – 49.
19. Кушнир В.М., Хансен Э., Павлов В.К., Морозов А.Н. Термохалинная конвекция в прикромочной зоне Баренцева моря восточнее острова Шпицберген // Там же. – 2003. – № 6. – С. 65 – 77.
20. Алексанин А.И., Ким В. Повышение точности карт ТПО во фронтальных зонах // Исследование Земли из космоса. – 2016. – № 4. – С. 46 – 56.
21. <http://poet.jpl.nasa.gov>.
22. Johannessen O.M., Foster L.A. A note on the topographically controlled oceanic Polar Front in the Barents Sea // J. Geophys. Res. – 1978. – 83. – P. 4567 – 4571.
23. Gawarkiewicz G., Plueddemann A.J. Topographic control of thermohaline frontal structure in the Barents Sea Polar Front on the south flank of Spitsbergen Bank // Ibid. – 1995. – 100, No. C3. – P. 4509 – 4524.

24. *Parsons A.R., Bourke R.H., Muench R.D. et al.* The Barents Sea Polar Front in summer // *Ibid.* – 1996. – 101, No. C6. – P. 14201 – 14221.
25. *Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., Sabinin K.* Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude // *Deep-Sea Res. I.* – 2003. – 50. – P. 317 – 338.
26. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in Arctic fjord // *Deep-Sea Res. II.* – 2006. – 53. – P. 77 – 95.
27. *Sundfjord A., Fer I., Kasajima Y., Svendsen H.* Observations of turbulent mixing and hydrography in marginal ice zone of the Barents Sea // *J. Geophys. Res.* – 2007. – 112. – C05008. – 23 p.
28. *Kowalik Z., Proshutinsky A.Y.* Topographic enhancement of tidal motions in the western Barents Sea // *Ibid.* – 1995. – 100, No. C2. – P. 2613 – 2637.
29. *Gregg M.C., Sanford T.B., Winkel D.P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature.* – 2003. – 402. – P. 513 – 515.
30. *Gregg M.C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *J. Geophys. Res.* – 1989. – 94. – P. 9686 – 9698.
31. *Cisewski B., Strass V.H., Prandke H.* Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Front Zone // *Deep-Sea Res.* – 2005. – 52, Iss. 9 – 10. – P. 1087 – 1108.
32. *Forryan A., Martin A.P., Srokosz M.A. et al.* A new observationally motivated Richardson number based mixing parametrization for oceanic mesoscale flow // *J. Geophys. Res.* – 2013. – 118. – P. 1405 – 1419.
33. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // *Морской гидрофизический журнал.* – 2014. – № 1. – С. 58 – 67.
34. *Padman L., Erofeeva L.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* – 2004. – 31, No. 2. – L02303.
35. *McClimans T.A., Nilsen J.H.* Laboratory simulation of the ocean currents in the Barents Sea // *Dyn. Atmos. Oceans.* – 1993. – 19, Iss. 1 – 4. – P. 3 – 25.
36. *Maslowski W., Marble D., Walczowski W. et al.* On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109. – C03032. – 16 p.
37. *Pedley T.J.* On the stability of viscous flow in a rapidly rotating pipe // *J. Fluid Mech.* – 1969. – 36. – P. 177 – 222.

Polar frontal zone of the Barents Sea Western trough based on direct measurements in 2007

A.N. Morozov*, V.K. Pavlov, O.A. Pavlova**, S.V. Fedorov***

**Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: anmorozov@mhi-ras.ru*

***Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway*

The results of measurements carried out in summer, 2007 in the north-western part of the Barents Sea are discussed. The ship weather station and the installed Acoustic Doppler current profiler VMADCP150 are used to carry out measurements in the vessel motion. CTD/LADCP-sensing is performed at the drift stations. The minimum horizontal scale of a temperature front is 0.5 km, whereas the maximum horizontal gradient of water temperature is 4°C/km. The width of the North Cape Current Northern branch is ~ 8 km that is three times larger than the Rossby radius of deformation. Position of the temperature front coincides with that of the jet stream core. The characteristics of small-scale vertical structure of water dynamics and density stratification in the polar frontal zone are discussed. The averaged annual variability of temperature and salinity vertical structure in the area of the Spitsbergen Bank and the Hopen Deep are represented. Based on satellite observations, position of the temperature front in the area of research is defined.

Keywords: polar frontal zone, Spitsbergen Bank, Hopen Deep, Western trough of the Barents Sea, North Cape Current Northern branch, ADCP.