

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНЕРГООБМЕНА И ДИНАМИКИ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В АРКТИКЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

*М.И. Варенцов^{1,2,3}, И.А. Репина^{1,2,4}, А.Ю. Артамонов¹,
Е.М. Хавина¹, Т.А. Матвеева³*

¹*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва;*

²*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации;*

³*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;*

⁴*Институт космических исследований РАН, г. Москва
mvar91@gmail.com, repina@ifaran, arseniy@ifaran.ru*

Введение

Одним из основных вопросов проблемы взаимодействия океана и атмосферы является описание процессов энергомассобмена. В наиболее сложном виде эти процессы представлены в Арктическом бассейне, так как ледяной покров определяет изменение альбедо, потоки тепла и влаги, а также динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой [6, 10]. Полярной зимой лед препятствует теплообмену, но при наличии участков открытой воды (полюней, разводий) из-за большой разницы температур вода-воздух турбулентные потоки тепла возрастают в десятки раз [12, 36]. При этом полярным регионам свойственна поверхность сложной структуры: здесь присутствуют льды различной толщины, покрытые торосами, снежницами, гладкие и со снежным покровом; полюньи и разломы различной протяженности; большие участки открытой воды во взволнованном состоянии [33]. В результате воздушный поток, переходя с одной поверхности на другую, трансформируется, и возникает сложная система внутренних пограничных слоев.

Обменные процессы оказываются зависимы от сплоченности, толщины льда, степени его заснеженности и восторошенности, направления воздушного потока, площади полыней и трещин, наличия поземки и многих других часто трудно формализуемых факторов [3, 6, 10, 11]. Структура поверхности льда влияет на тепло- и влагообмен между льдом и атмосферой и профили метеорологических величин в проводном слое [18, 35].

Наиболее сложны процессы энергообмена на границах, где ледяной покров имеет ярко выраженный сезонный цикл и наблюдается максимальное разнообразие его структуры и сплоченности [5, 47]. Прикромочные зоны морских дрейфующих льдов (или, в более широком смысле, зоны сезонной миграции) остаются по-прежнему наименее изученными, особенно в зимнее время. В тоже время значимость указанных районов для исследования тепломассобмена, моделирования ледяного покрова и в ряде климатических задач представляется в высшей степени актуальной. Особенно это касается холодных вторжений – режимов натекания холодной воздушной массы на свободную ото льда поверхность океана [8, 22, 32]. Холодные вторжения играют значительную роль в мезомасштабной изменчивости атмосферных и океанских процессов, усиливая конвективное перемешивание в водяной толще и увеличивая площадь ледяного покрова вследствие выхолаживания морской поверхности [14]. Для климатологии важно также то, что в поле холодных вторжений формируются так называемые полярные мезоциклоны – небольшие, но очень интенсивные короткоживущие морские циклоны [2, 7, 39].

Основные проблемы при моделировании морского льда и восстановлении его характеристик по микроволновым спутниковым измерениям возникают как раз на кромке морских льдов, где данные натурных экспериментов редки и нет возможности использовать ту или иную параметризацию для описания процессов, имеющих подсеточный масштаб. Поэтому непосредственные наблюдения обменных процессов в данных районах крайне важны.

При экспериментальном изучении теплового баланса Арктики, особенно в случае полыней, разводий и молодых льдов, окруженных многолетним ледяным полем, особую трудность представляет

определение вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги [21]. Адекватное описание физических процессов и механизмов, определяющих структуру взаимодействующих пограничных слоев атмосферы и океана, составляет теоретическую основу для разработки схем их параметризации в моделях совместной крупномасштабной циркуляции этих сред [34].

Для многолетнего ледяного покрова существуют достаточно надежные методы определения составляющих энергетического баланса [6]. Но над участками молодого тонкого льда и тем более открытой поверхности в полыньях и разводьях условия теплообмена меняются: все составляющие теплового баланса резко увеличиваются, а турбулентный поток тепла меняет знак [11, 15]. Разработка параметризаций этих процессов затруднена [16] из-за зависимости коэффициентов обмена от ширины разводья, направления ветра, расстояния от кромки полыньи и многих других трудно параметризуемых факторов. Еще труднее параметризовать случаи неоднородных ледяных массивов [29].

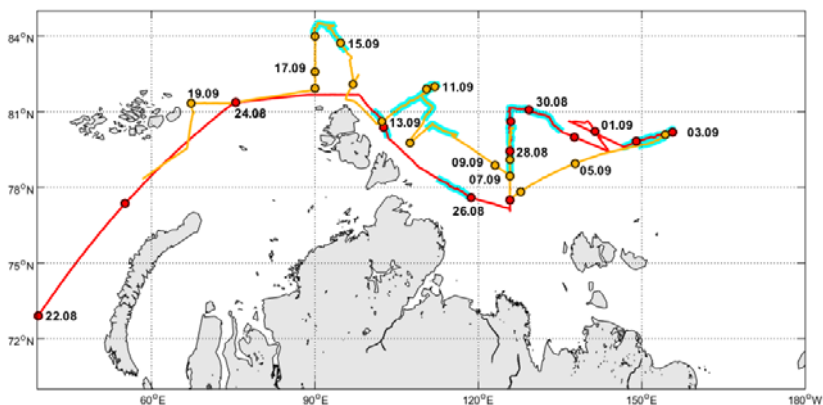
В результате комплексных экспериментов последних десятилетий был собран значительный фактический материал о характеристиках энергообмена в полярных районах [15, 30, 38]. Но даже такой значительный эксперимент, как SHEBA, так и не дал ответа на вопрос, в чем же причина расхождения модельных и экспериментальных данных в определении турбулентных потоков в полярных районах [17, 21]. Остается открытым и вопрос о взаимодействии атмосферы и льда при устойчивой стратификации, характерной для Арктики в зимний период [26]. Поэтому крайне важным является проведение комплексных экспериментов по исследованию энергетического баланса над различными поверхностями и при различных фоновых условиях. Главная задача международного проекта NABOS (Nansen and Amundsen Basin Observation System), существующего с 2002 года, состоит в исследовании роли процессов трансформации Атлантических вод по пути их распространения в Северном Ледовитом океане вдоль границы материкового склона Арктического бассейна в северных частях морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского в формировании современных климатических изменений в Арктике [40].

Но атмосферные исследования также являются важной составной частью проводимых в рамках проекта экспедиций. В настоящей работе использованы данные двух арктических экспедиционных кампаний: 2013 г. на НЭС «Академик Федоров» и 2015 г. на НЭС «Академик Трешников». В процессе экспедиций проводилось непрерывное измерение составляющих энергетического баланса в приводном слое атмосферы, а также анализ энергообмена атмосферы и подстилающей поверхности при различных метеоусловиях и условиях атмосферной стратификации с помощью инструментальных измерений потоков тепла, влаги и импульса в приповерхностном слое атмосферы.

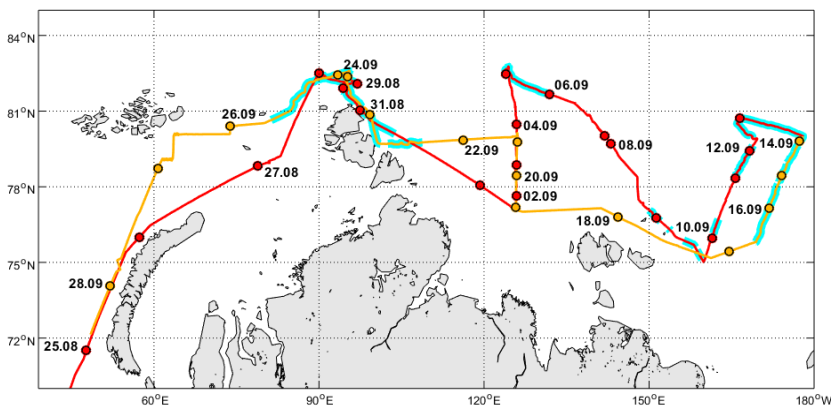
Ледовые и синоптические условия экспериментов

Экспериментальные кампании в рамках проекта NABOS 2013 и 2015 гг. проводились в акватории морей российской Арктики в летне-осенний период: с 22 августа по 21 сентября 2013 года, и с 24 августа по 29 сентября 2015 года, т. е. примерно в одно и то же время. Маршруты двух экспедиций также были похожи: быстро проходя Баренцево море, судно обходило архипелаг Северная Земля с севера, после чего работало в море Лаптевых, где проводились океанографические измерения на разрезе вдоль 126° в. д., заходило в Восточно-Сибирское море, а затем ложилось на обратный курс, также частично повторяя меридиональный разрез в море Лаптевых (рис. 1).

В 2015 г. маршрут рейса был длиннее, чем в 2013 г., в первую очередь за счет более продолжительного участка в Восточно-Сибирском море и продвижения судна дальше на восток почти до 180° в. д. Ледовые условия двух рейсов, как видно по рис. 1, также во многом были схожи: во льдах проходили части маршрута к северу и северо-востоку от Северной земли, на севере меридионального разреза в Море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море. В целом в 2015 г. льдов по маршруту было больше, судно находилось во льдах примерно 40 % времени, а в 2013 г. – примерно 36 %, при том, что длина маршрута в 2015 г. была больше. В 2015 году граница льдов проходила южнее в районе, расположенном к северу от Северной земли, и севернее в море Лаптевых.



2013 г.



2015 г.

Рис. 1. Маршруты экспедиций NABOS в 2013 и 2015 гг. Красной линией показана первая часть маршрута (путь судна с запада на восток), оранжевой – вторая часть маршрута (с востока на запад). Голубым цветом выделены отрезки маршрута, когда судно находилось среди льдов. Цветные точки обозначают местоположение судна в момент начала новых суток.

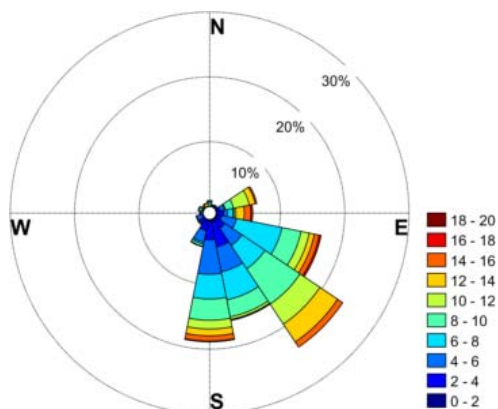
Но при этом синоптические условия, наблюдавшиеся по маршруту двух рейсов, существенно различались. В 2013 г. значительную часть рейса погоду определяли антициклоны, в

частности их западные и южные периферии. В первые дни рейса по мере продвижения на северо-восток по Баренцеву и Карскому морям (22–24 августа) судно находилась на западной периферии обширного антициклона с центром над Таймыром и акваторией моря Лаптевых, преобладали восточные и юго-восточные потоки. При работе в море Лаптевых (25 августа – 1 сентября) антициклон постепенно ослабевал и смещался на восток, к 30 августа погода оказалась во власти многоцентральной депрессии – в ее передней части, по-прежнему оставляя судно в юго-восточных и южных потоках. За следующие несколько дней циклон стационарировал и начал заполняться. После непродолжительного периода циклонического влияния (30 августа – 1 сентября) погода вновь перешла под опеку антициклона – на акваторию Восточно-Сибирского моря по маршруту судна 2–4 сентября распространился гребень антициклона с севера Якутии, судно оказалось на его западной окраине. На обратном пути по морю Лаптевых (5–14 сентября) к арх. Северная Земля вышел циклон, который за следующие несколько дней слился с циклоном над севером Таймыра, образовав обширную депрессию, судно шло в передней ее части, в теплом секторе. С 7–8 сентября циклон стационарировал над севером Сибири и постепенно к 13 сентября сместился вглубь континента, уступив место гребню антициклона с Лаптевых и Восточно-Сибирского морей. На обратном пути по Карскому морю (14–19 сентября) судно оказалась под влиянием западной периферии антициклона, максимального своего развития антициклон достиг 16 сентября. По мере движения по Карскому морю погода определялась юго-западной периферией другого антициклона – с центром над Ямалом и арх. Новая Земля. В последние дни рейса антициклон постепенно усиливался, судно шло в юго-восточных потоках.

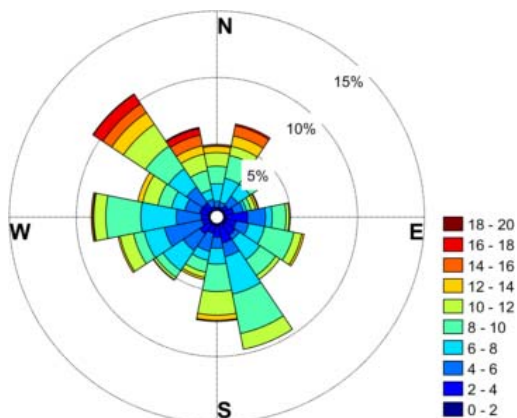
В 2015 г. погода в окрестностях судна определялась более разнообразными, чем в 2013 г., синоптическими условиями, которые можно разделить на несколько типов: циклоническая серия, заполняющийся малоподвижный циклон, южная и юго-западная периферии антициклона. В период прохождения судна по акватории Белого и Баренцева морей (23–26 августа) погоду определяла

тыловая часть заполняющегося малоподвижного циклона с центром в районе арх. Северная Земля, судно оказалось в северо-западных и западных потоках. По мере продвижения на северо-восток по Карскому морю (27–29 августа) влияние циклона уменьшалось, акватория оказалась на южной периферии арктического антициклона, в восточных потоках. В море Лаптевых (30 августа – 7 сентября) погода определялась циклонической серией, 2–3 сентября с прохождением очередного циклона был связан 7-балльный шторм, скорости ветра достигали 20 м/с. Вновь под влияние антициклона погода перешла при движении судна по маршруту в Восточно-Сибирском море (8–17 сентября). Регион оказался на юго-западной периферии антициклона, в юго-восточных и восточных потоках. Весь обратный путь по морю Лаптевых (18–23 сентября) в направлении от севера Новосибирских о-вов до арх. Северная Земля судно находилось в тылу высокого циклона с центром к северу от Новосибирских о-вов, который стал причиной шторма 20–21 сентября, максимальные скорости ветра за период рейса (>20 м/с) были зафиксированы именно в эти дни. В Карском море (24–26 сентября) погода по-прежнему оставалась под влиянием тыловой части циклона, который постепенно заполнялся и смещался на восток. В последние дни рейса на акваторию по маршруту судна распространился гребень обширного антициклона с центром над севером Сибири, судно шло по его северо-западной и западной периферии, преимущественно в южных и юго-восточных потоках.

Сравнивая синоптические условия двух рейсов, необходимо обратить внимание, что в 2013 г. они сложились таким образом, что практически все время маршрут экспедиции пролегал через области преобладающих ветров южных и юго-восточных румбов и адвекции теплого воздуха с континента или из более южных и свободных от льда акваторий. Это согласуется с розой ветров, построенной по данным экспедиционных измерений (рис. 2, сверху). В 2015 г. более разнообразные синоптические условия обусловили чередование различных направлений преобладающего ветра и, как следствие, более равномерное их распределение за период наблюдений (рис. 2, снизу).



2013 г.



2015 г.

Рис. 2. Распределения ветра по направлениям и скоростям (роза ветров), построенные по данным за весь период измерений в 2013 и 2015 гг.

Методика измерений и обработки данных

Измерения атмосферных параметров проходили непрерывно по всему маршруту движения судна. Список измеряемых параметров и используемого оборудования представлен в таблице.

**Список измеряемых параметров и используемой аппаратуры
в экспедициях NABOS-2013 и NABOS-2015**

Измеряемый параметр	Прибор и его характеристики	
	NABOS-2013	NABOS-2015
Пульсации температуры воздуха и трех компонент скорости ветра	Акустический трехкомпонентный термонанеометр Gill Wind Master, установленный на баке судна, частота измерений 10 Гц	Акустический трехкомпонентный термонанеометр METEK Sonic-3 Scientific, установленный на баке судна, частота измерений 10 Гц
Потоки приходящей и уходящей коротковолновой и длинноволновой радиации	Комплекс приборов Kipp&Zonen (два пиргеометра CGR-3 и два пиранометра CMP21), установленный на выносе на пеленгаторной палубе, дискретность измерений 1 мин	
Метеорологические параметры: давление, температура воздуха, влажность, скорость и направление	Метеостанция AANDERAA AWS2700 (разнесенная по двум бортам, дискретность измерений 1 мин), данные судовой метеостанции	Морская метеостанция AIRMAR WX150 со встроенным gps-приемником, компасом и инклинометром (была установлена на баке судна, дискретность изменений 1 сек), данные судовой метеостанции
Характеристики движения судна: скорость, координаты, углы наклона	Трехосевой акселерометр ADXL330, инклинометр, GPS-приемник стандарта Garmin 17N	
Температура подстилающей поверхности	Инфракрасный радиометр HEITRONICS KT19.82, дискретность измерений 1 Гц	
Профиль температуры АПС и нижней тропосферы	Микроволновый температурный профилемер МТР-5, установленный на пеленгаторной палубе на высоте 25 м, дискретность измерений 5 мин	
	Вертикальный диапазон 0–600 м	Вертикальный диапазон 0–1000 м

Данные акустического анеометра использовались для вычисления турбулентных потоков тепла и импульса. Для вычисления вычисления анализируемых в статье потоков тепла и импульса использовался метод турбулентных пульсаций (Eddy-covariance) [19].

Согласно этому методу потоки вычисляются по ковариациям между измеряемыми пульсациями:

$$\tau = -\rho_0 [\overline{i u' w'} + \overline{j v' w'}] = \rho_0 u_*^2, \quad (1)$$

$$H = c_p \rho_0 \overline{w' T'}, \quad (2)$$

где c_p и ρ_0 – теплоемкость и плотность воздуха; H – турбулентный поток явного тепла; τ – поток импульса; u_* – динамическая скорость; u' , v' , w' – пульсации трех компонент скорости ветра: продольной, поперечной и вертикальной соответственно; T' – пульсации температуры. Поток считается положительным, если он направлен от поверхности в атмосферу. При вычислении потоков использовались спектральная коррекция [37], коррекция акустической температуры [44], коррекция наклона анемометра (tilt correction) [45]. Для проверки качества получаемых данных использовался спектральный анализ и статистические тесты. Интервал осреднения брался 20 мин с 10-минутным смещением. Для коррекции влияния движения судна использовался метод, изложенный в [23]. Скрытый поток тепла рассчитывался профильным методом [9]. Согласно этому методу

$$LE = -\rho_0 k L_s u_* q_*, \quad (3)$$

где LE – турбулентный поток скрытого тепла; L_s – удельная теплота испарения; u_* определяется из измерений по формуле (1), q_* определяется из соотношения:

$$\Delta q = q_z - q_s = q_* \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_q \left(\xi \right) \right], \quad \xi = \frac{z}{L}. \quad (4)$$

Здесь q_z и q_s – влажность на высоте измерений z и у поверхности (считается, что она находится в стадии насыщения); L – параметр Монины – Обухова, определяемый из пульсационных измерений.

Для расчета параметра шероховатости z_0 над покрытой льдом и снегом поверхностью использовалась формула, которая

включает как турбулентный, так и аэродинамически-гладкий режим обтекания поверхности [15]:

$$z_0 = \frac{0,135\nu}{u_*} + 2,0 \cdot 10^{-4} \exp \left[- \left(\frac{u_* - 0,25}{0,15} \right)^2 \right] + \frac{0,03u_*^2}{g}, \quad (5)$$

где ν – кинематическая вязкость воздуха; g – ускорение свободного падения. Для определения шероховатости над свободной ото льда поверхностью использовалось стандартное соотношение Чарнока [20]:

$$z_0 = \frac{cu_*^2}{g} \quad (6)$$

$$\Psi_q = \int_0^{\xi} \frac{1 - \varphi_q(\xi)}{\xi} d\xi, \quad (7)$$

где $\varphi_q(\xi)$ – универсальная функция, описывающая профиль влажности.

В случае неустойчивой стратификации используется вид задания функции из [27], для устойчивой – из [28, 13].

Результаты измерений

Тепловой баланс морской поверхности

На рис. 3 и 4 приведена динамика основных метеорологических величин (атмосферное давление, скорость ветра, температура воздуха, температура поверхности моря по данным ИК-радиометра и их разница) за период измерений в рейсах NABOS-2013 и NABOS-2015, а также компоненты теплового баланса морской поверхности, рассчитанные по данным измерений:

$$B = Q_s + Q_L - H - LE, \quad (8)$$

где Q_s и Q_L – значения коротковолнового и длинноволнового радиационного балансов соответственно; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла; B – результирующий тепловой баланс, то есть энергия, которая идет на изменение теплосодержания деятельного слоя океана или на таяние льда.

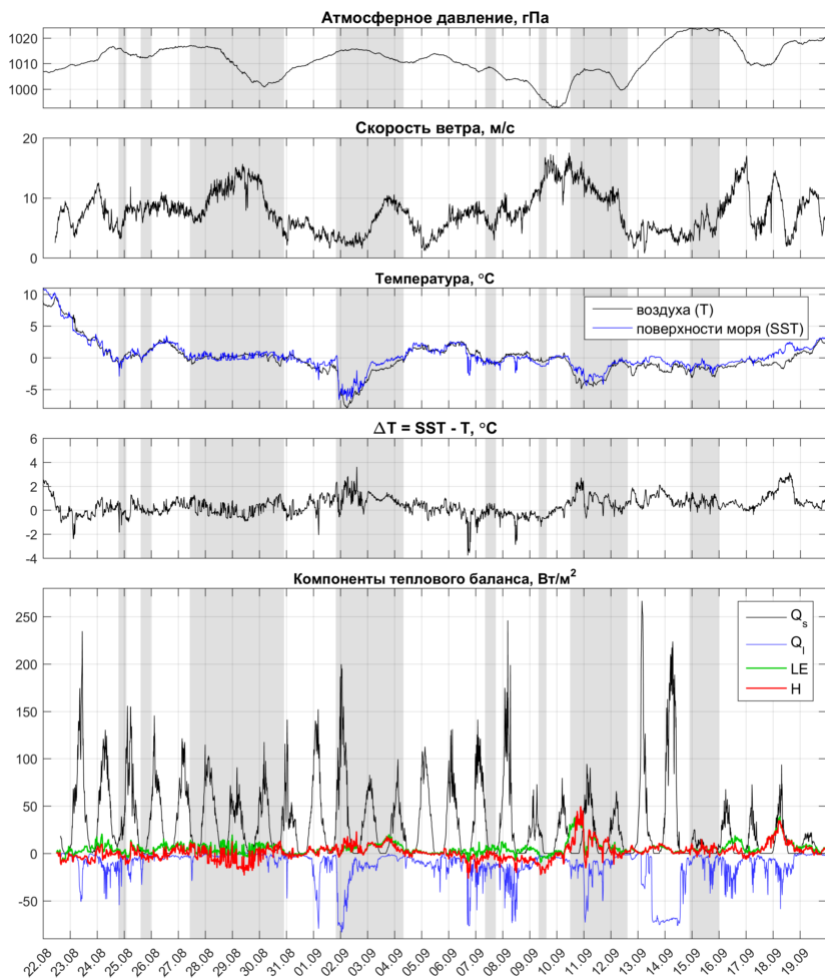


Рис. 3. Изменчивость основных метеопараметров и компонент теплового баланса за период наблюдений в рейсе NABOS-2013.

Как видно на рис. 3 и 4, в обоих рейсах наблюдались схожие значения скорости ветра: средние значения скорости равны 7,6 и 7,8 м/с для 2013 и 2015 гг. соответственно, максимальные значения достигали 17,5 м/с в 2013 г. и 18,6 м/с в 2015 году.

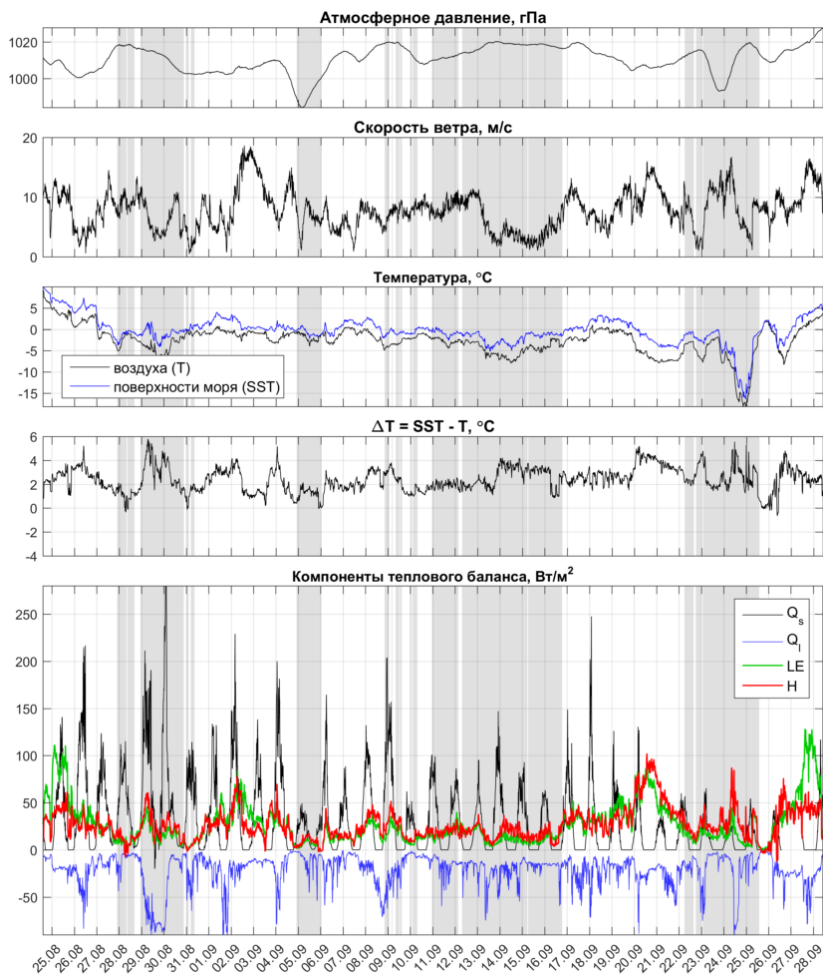


Рис. 4. Изменчивость основных метеопараметров и компонент теплового баланса за период наблюдений в рейсе NABOS-2015.

Распределения вероятности повторяемости ветра с различной скоростью для двух рейсов очень похожи друг на друга, что видно на рис. 5 (эмпирические вероятности рассчитаны для интервалов от 0 до 20 м/с с шагом 1 м/с). «Уступ» на кривой распределения

вероятностей скоростей ветра для интервала 12–14 м/с в 2013 г. можно объяснить влиянием периодов 28–31 августа и 10–13 сентября, когда скорость ветра в течение достаточно длительного времени колебалась вокруг этих значений.

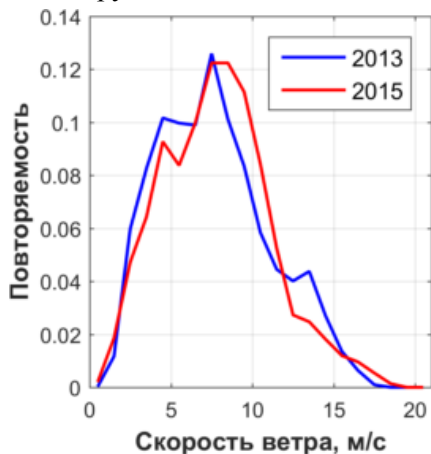


Рис. 5. Распределение повторяемости скоростей ветра для измерительных кампаний в 2013 и 2015 гг.

В рамках задачи изучения энергообмена атмосферы и океана интерес представляют значения не температуры морской поверхности и воздуха сами по себе, а их разность, в значительной степени определяющая интенсивность теплообмена. Соответствующие разности входят как множители в аэродинамические балк-формулы, на основе которых строятся параметризации расчета потоков тепла и импульса в климатических и региональных моделях [25, 24]:

$$\tau = \rho C_D U_z^2, \quad (9)$$

$$H = \rho c_p C_H U_z (T_s - T_z), \quad (10)$$

$$LE = L_s C_E U_z (q_s - q_z), \quad (11)$$

где C_D , C_H , C_E – безразмерные коэффициенты обмена (коэффициент сопротивления, число Стентона и число Дальтона соответственно); c_p и ρ — теплоемкость и плотность воздуха, L_s –

удельная теплота испарения; τ , H и LE — турбулентные потоки импульса, тепла и влаги соответственно; U_z , T_z и q_z — скорость ветра, температура и влажность на высоте z ; T_s и q_s — температура и влажность у поверхности.

По графикам на рис. 3 и 4 видно, что в 2015 г. наблюдаемая по маршруту рейса разница температуры поверхности и воздуха была значительно больше, чем в 2013 г.: так, среднее значение этой величины в 2015 г. составляло $2,4\text{ }^\circ\text{C}$ против $0,4\text{ }^\circ\text{C}$ в 2013 г., максимальное значение $5,8\text{ }^\circ\text{C}$ против $3,6\text{ }^\circ\text{C}$. Особенности пространственно-временной динамики разницы температур в по данным измерений в двух рейсах также различаются: в 2013 г. ее максимумы достигались в начале и конце маршрута, когда судно шло через более теплые воды Баренцева моря и когда судно находилось среди льдов из-за наличия трещин и разводий в ледяных массивах. В 2015 г. экстремумы разницы температур в Баренцевом море и во льдах также наблюдались, но наряду с ними также имели место максимумы в свободных ото льда районах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, т. е. наблюдался экстремальный прогрев поверхностного слоя в указанных районах

Особенности пространственно-временной изменчивости коротковолнового и длинноволнового радиационного баланса в двух рейсах были в целом схожи. Максимальные суточные значения коротковолнового баланса в начале экспедиции составляли $200\text{--}300\text{ Вт/м}^2$ и в конце периода наблюдений снизились до $50\text{--}100\text{ Вт/м}^2$ вследствие уменьшения высоты Солнца. Значения длинноволнового баланса в обоих рейсах были практически все время отрицательны, что типично для арктического лета [41], и менялись от -80 до 0 Вт/м^2 в зависимости от типа подстилающей поверхности и облачности. В среднем в рейсе NABOS-2013 длинноволновый радиационный баланс был несколько больше и составлял -13 Вт/м^2 против -21 Вт/м^2 в рейсе NABOS-2015, при этом в 2013 г. изменчивость длинноволнового баланса была меньше: продолжительные периоды с близкими к нулю значениями чередовались отдельными отрицательными экстремумами, в то время как в 2015 г. отрицательные экстремумы наблюдались значительно чаще.

Вслед за бо́льшей разностью температур, значения турбулентных потоков тепла в 2015 г. также значительно больше, чем в 2013 г.: так, среднее значение суммарного потока тепла (явное тепло + скрытое тепло) составило примерно 7 Вт/м^2 в 2013 г. и 53 Вт/м^2 в 2015 г., максимальные значения достигали 90 и почти 200 Вт/м^2 соответственно. Пространственно-временное распределение значений турбулентного потока тепла в 2013 и 2015 гг. также различается, что наглядно демонстрирует рис. 6.

В 2013 г. максимальные значения турбулентного потока тепла наблюдались во льдах Восточно-Сибирского моря и льдах моря Лаптевых к востоку от Северной Земли, а также в свободной от льда северной части Баренцева моря на обратном пути. При этом во льдах к востоку от Северной Земли также наблюдались и отрицательные значения потока тепла. Примечательно, что отрицательные потоки тепла наблюдались в этом регионе во льдах низкой сплоченности, а максимальные положительные – когда судно шло через сплошной лед. В 2015 г. во льдах также наблюдались локальные положительные экстремумы значений турбулентного потока тепла, но они не были максимальны, максимумы же наблюдались над открытой водой, в первую очередь – в Баренцевом море у побережья Новой Земли (причем как в начале, так и в конце рейса) и в море Лаптевых.

Обнаруженные различия в абсолютных значениях и пространственно-временной динамики разницы температуры поверхности и воздуха и турбулентных потоков тепла в двух рейсах хорошо согласуются с различиями наблюдавшихся по маршруту синоптических условий.

Из-за того, что в 2013 г. судно практически все время находилось в области преобладающих ветров южных румбов и адвекции теплого воздуха с материка, разница температуры воздуха и воды была меньше, особенно в более холодных Лаптевых и Восточно-Сибирском морях. Утверждение об адвекции теплого воздуха в район наблюдений в 2013 г. согласуется с большими относительно 2015 г. значениями длинноволнового радиационного баланса, определяемого температурой и влагосодержанием господствующих воздушных масс, и их меньшей изменчивостью.

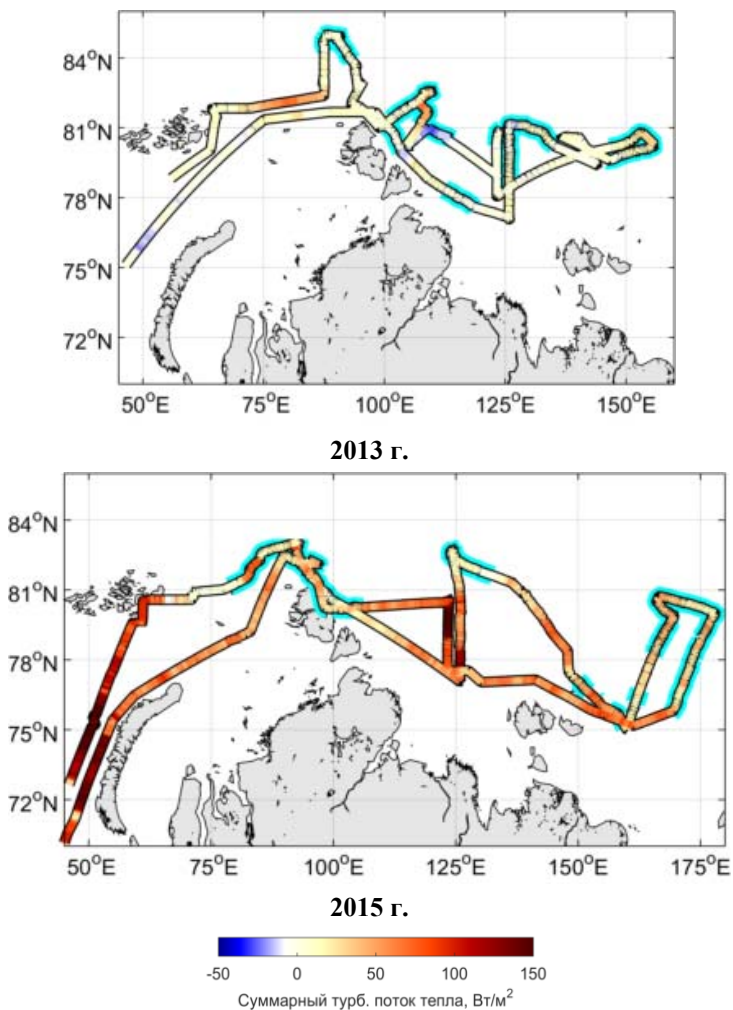


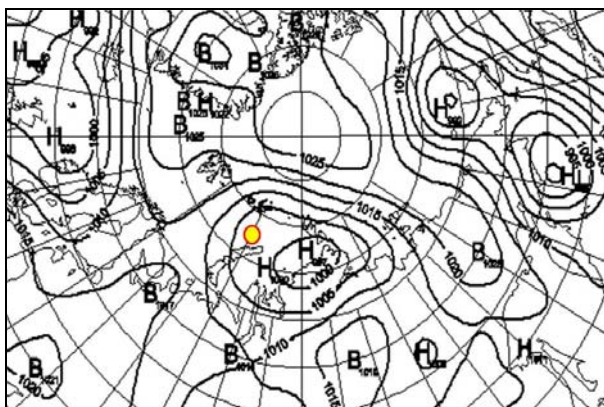
Рис. 6. Значения суммарного турбулентного потока тепла (явного и скрытого) вдоль маршрутов рейсов в 2013 и 2015 гг. Области с наличием льда обозначены голубым цветом.

В 2015 г. значительную часть времени наблюдались синоптические ситуации, способствующие адвекции холодного воздуха из

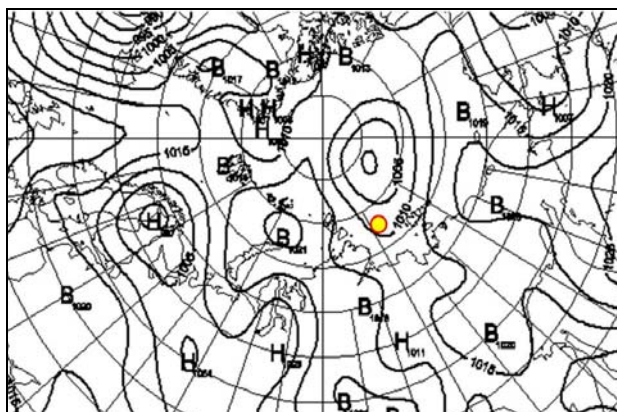
покрытой льдом центральной части Арктики в район местоположения судна, относительно которого вода арктических морей оказывалась более теплой, что приводило к интенсификации турбулентного обмена и увеличению потоков. Так, например, максимальные значения турбулентного потока тепла наблюдались в море Лаптевых во время шторма 20–21 сентября, когда погода в данном регионе определялась юго-западной периферией циклона с центром в восточной части Арктики (к северу от Новосибирских островов) и северо-западным ветром (рис. 7 а), скорость которого достигала 17 м/с, в похожих условиях наблюдались максимальные потоки тепла у побережья Новой Земли, когда судно находилось в области северо-восточных потоков на восточной периферии циклона (рис. 7 б).

Другой возможной причиной, объясняющей существенные различия величин радиационного баланса и турбулентных потоков тепла в двух рейсах, могли бы быть особенности облачных условий. Хорошо известно, что облака являются чрезвычайно важным компонентом климатической системы Арктики. Но анализ данных наблюдений за типом и баллом облачности, круглосуточно выполнявшихся в обеих экспедициях, не позволил выявить принципиальных различий. Так, в 2013 году почти в 90 % случаев наблюдалась практически сплошная (9–10 баллов) облачность и почти в 80 % случаев – 9–10-балльная облачность нижнего яруса, в 2015 году повторяемость облачности 9 и 10 баллов была немного меньше (на 5 и 10 %, соответственно, для суммарной облачности и облачности нижнего яруса).

Повторяемости различных типов облачности в двух рейсах также были похожи: слоистые облака (St) наблюдались в 54 % случаев в 2013 г. и в 50 % случаев в 2015 г., слоисто-кучевые облака (Sc) – в 24 и 33 % случаев соответственно (100 % здесь – все случаи, когда наблюдалась хоть какая-то облачность), повторяемость остальных типов облаков была незначительна. Такие небольшие различия облачных условий сами по себе не могли привести к наблюдавшимся различиям радиационного баланса и тем более к столь существенной разнице в значениях турбулентных потоков тепла.



а)

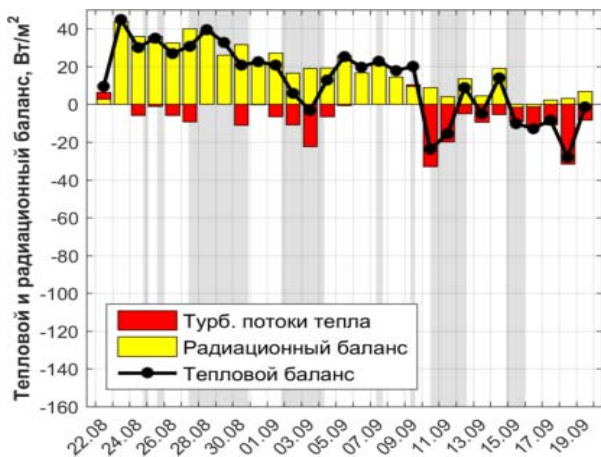


б)

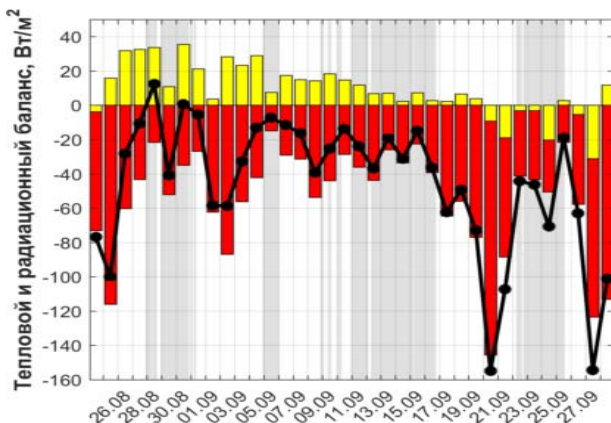
Рис. 7. Поля приземного давления за 00 ч ВСВ 26.08.2015 г. (а) и 20.09.2015 г. (б). Желтым маркером отмечено положение судна в эти сроки.

Различия в значениях турбулентных потоков тепла и длинноволнового радиационного баланса, наблюдавшиеся в двух рейсах, также определили существенные различия значений результирующего теплового баланса морской поверхности. Среднесуточные значения радиационного баланса, суммарного турбулентного

потока тепла, взятого со знаком минус, и результирующие значения теплового баланса, рассчитанные согласно формуле (8), показаны на рис. 8.



2013 г.



2015 г.

Рис. 8. Среднесуточные значения суммарного радиационного баланса, суммы турбулентных потоков тепла (явного и скрытого) и теплового баланса за период измерений в 2013 и 2015 гг. Светло-серый фон обозначает периоды, когда судно находилось во льдах.

Видно, что значения и динамика радиационного баланса в двух рейсах похожи и демонстрируют переход от летнего периода положительного радиационного баланса к зимнему периоду с отрицательным балансом, при этом в 2015 г. средние значения меньше вследствие более позднего срока окончания рейса и меньших значений длинноволнового радиационного баланса. При этом значения турбулентных потоков в 2015 г. практически на порядок больше значений 2013 г., что определяет принципиальное различие результирующего теплового баланса: если в 2013 г. он большую часть рейса был положительным, то в 2015 г. практически все время наблюдались его отрицательные значения.

Для определения теплового режима верхнего слоя океана к анализу были привлечены данные STD-зондирований, проводимых в оба года на разрезе в море Лаптевых вдоль 126° в. д. В обоих рейсах судно проходило хотя бы часть этого разреза дважды: в 2013 г. 26–29 августа и затем 6 сентября, в 2015 г. – 1–4 сентября и 19–20 сентября. Таким образом, данные зондирований позволяют оценить, как изменилось теплосодержание верхнего слоя океана за период между двумя проходами судна по разрезу и сравнить знак изменений со знаком теплового баланса.

Профили температуры вдоль разреза, сделанные по пути с запада на восток и на обратном пути, а также разность этих профилей приведены на рис. 9. Хорошо видно, что в 2013 г. за неделю между двумя разрезами **температура воды увеличилась** в среднем более чем на 1 °С в верхнем двадцатиметровом слое. В 2015 г. между двумя сериями зондирований прошло более двух недель; изменения приповерхностной температуры вдоль разреза за этот период не такие однозначные, как в 2013 г., однако в верхнем десятиметровом слое можно диагностировать **уменьшение температуры воды**, причем наиболее ярко выраженное в южной части разреза, которая в течение обеих серий измерений была свободна ото льда. Также из графиков видно, что в 2015 г. верхний слой моря подвергся более интенсивному прогреву, что связано с большей областью и большей продолжительностью открытой воды в летний период. Таким образом, знак теплового баланса морской поверхности в обоих рейсах согласуется со знаком изменения

теплосодержания пограничного слоя океана, что подтверждает, что сделанные выводы об особенностях теплообмена, выявленные в рейсах, справедливы не только для конкретных точек вдоль маршрута судна, а, как минимум, для крупных акваторий, в которых оно находилось.

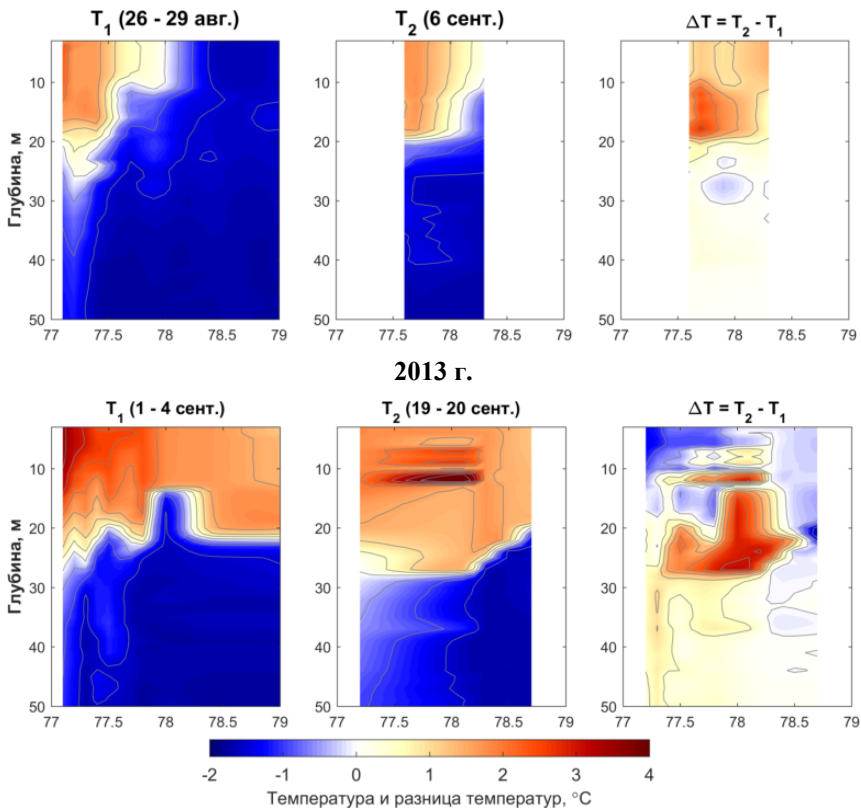


Рис. 9. Профили приповерхностной температуры океана вдоль разреза 126° в. д. по данным STD-зондирований, сделанных по пути с запада на восток (Т₁) и с востока на запад (Т₂), а также изменение температуры за период между измерениями: Т₂– Т₁ в 2013 (сверху) и 2015 гг. (снизу).

Термическая структура атмосферного пограничного слоя

В рамках задачи по изучению термической структуры атмосферного пограничного слоя было проведено исследование характеристик наблюдавшихся атмосферных инверсий, что дает возможность получить информацию о сложной динамике атмосферного пограничного слоя в прикромочных зонах при затоках холодного воздуха со льда на теплую морскую поверхность и наоборот – теплого воздуха на лед. Инверсии температуры в Арктике играют значительную роль, так как способствуют дальнему переносу загрязнений в Арктику и накоплению их там зимой и весной, и, с другой стороны, эффективному осаждению примесей из атмосферы на подстилающую поверхность в теплое время года. Для исследования температурной структуры атмосферы применялся микроволновый радиометр МТП-5. Уникальность метеорологического температурного профилера МТП-5 заключается в том, что он является полностью пассивным приемником и позволяет вести непрерывное зондирование температурной структуры АПС с точностью $0,5^\circ$ практически в любых погодных условиях [46]. Измерение температурных профилей основано на измерении теплового излучения атмосферы на различных зенитных углах в одной азимутальной плоскости на частоте 60 ГГц [31].

Были рассчитаны ключевые характеристики инверсий, такие как высоты нижней и верхней границ инверсионного слоя, а также интенсивность – разницы температуры воздуха на ее верхней и нижней границе. Динамика этих величин по маршруту двух рейсов приведена на рис. 10.

В течение обеих экспедиций инверсии наибольшей интенсивности наблюдались над ледяными полями, что связано с выхолаживанием приледного слоя атмосферы. Пространственно-временная изменчивость высоты и интенсивности этих инверсий определялась пространственной конфигурацией ледяных полей и направлением набегающего воздушного потока, а также особенностями синоптических условий. Например, при прохождении ледяного поля в море Лаптевых 28–31 августа 2013 г. преобладали ветра юго-восточных румбов, связанные влиянием передней части барической депрессии.



2013 г.



2015 г.

Рис. 10. Динамика интенсивности инверсий и высоты их нижней и верхней границ в рейсах NABOS-2013 и NABOS-2015.

Судно вошло в ледяное поле с юго-запада и вышло на его восточной кромке, где происходило натекание более теплого воздуха, и инверсия начиналась непосредственно от поверхности (рис. 11 а), а в предшествующие этому дни по мере движения судна по ледяному массиву и приближению к кромке, нижняя граница инверсии постепенно опускалась. При этом в данном случае необходимо отметить наблюдавшееся 29 августа потепление на

высотах от 300 м, усилившее интенсивность приподнятой инверсии над серединой ледяного массива и связанное, вероятно, с интенсификацией «синоптической» адвекции теплого воздуха. В следующее по маршруту ледяное поле судно вошло 2 сентября уже с наветренной стороны (с запада при преобладающем ветре юго-юго-западных румбов), что объясняет наблюдавшуюся сразу после пересечения кромки инверсию интенсивностью 6 °С, начинавшуюся непосредственно от поверхности (рис. 11 б). Аналогичный пример наблюдался и в 2015 г.: инверсия максимальной за оба рейса интенсивность в 9 °С наблюдалась 24–25 сентября на западной границе ледяного массива, расположенного к северу от арх. Северная земля, когда судно выходило из него в условиях приобшачивающих ветров западных румбов (рис. 11 в). Важно отметить, что инверсия в данном случае наблюдалась не в момент выхода на свободную от льда воду, а за полдня до этого, при переходе из поля сплошных льдов сплоченностью 7–8 баллов в поле льдов более низкой сплоченности (преимущественно 1–3 балла).

Особо интересен случай наблюдения мощной и интенсивной инверсии 8–9 сентября 2015 г. (рис. 11 г). В этот период судно шло в Восточно-Сибирском море, обходя обширную область, занятую льдом, по ее южной кромке, двигаясь на юго-восток, и вечером 8 сентября пересекло относительно узкое поле льда сплоченностью 7–8 баллов. Нахождение судна в этот момент на юго-западной периферии антициклона определяло преобладание юго-восточного ветра. В отличие от других случаев, инверсия начала диагностироваться, когда судно находилось еще на открытой воде, за полдня до пересечения подветренной стороны кромки (утром 8 сентября), высота нижней границы инверсии в момент ее появления составляла примерно 250 м. По мере приближения к ледовому полю и движению через него интенсивность инверсии увеличивалась, а высота нижней границы уменьшалась, максимальная интенсивность инверсии (6 °С) и минимальная высота нижней границы (50 м) были достигнуты перед выходом из льдов на их наветренной (юго-восточной) кромке в полночь 9 сентября. Примечательно, что после пересечения наветренной кромки ледяного массива инверсия не исчезла, далее по маршруту наблюдалось плавное

уменьшение ее интенсивности и подъем нижней границы. Пересечение ледяных полей далее по маршруту 9 сентября не привели к опусканию нижней границы инверсии, что, видимо, связано с их меньшей сплоченностью.

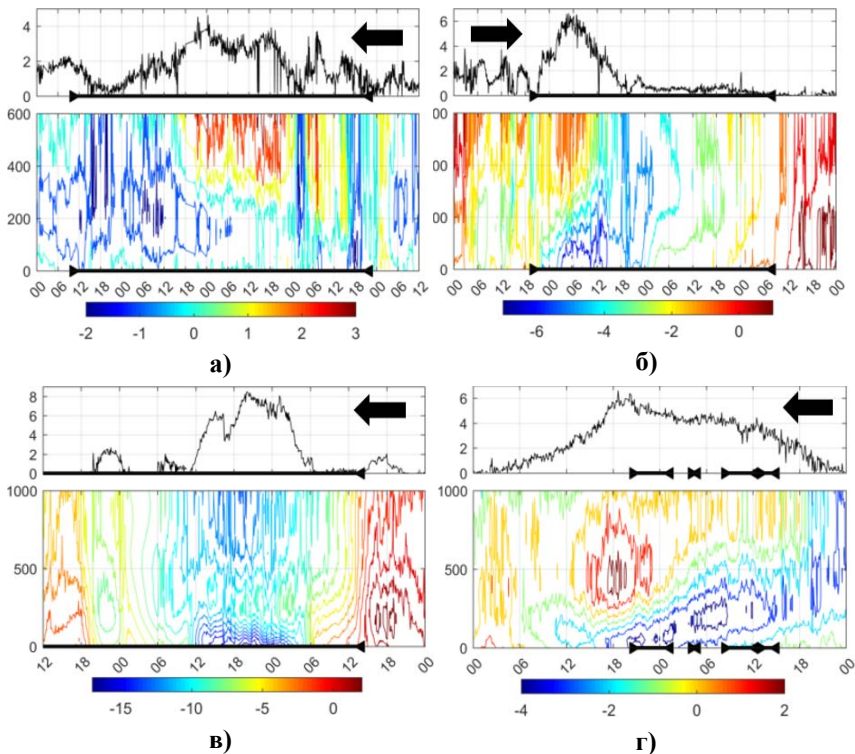


Рис. 11. Динамика температуры пограничного слоя атмосферы по ходу судна и интенсивности инверсий для четырех временных интервалов: 27–31 августа 2013 г. (а), 1–5 сентября 2013 г. (б), 23–26 сентября 2015 г. (в), 8–10 сентября 2015 г. (д).

Особенности пространственно-временной динамики параметров инверсии в данном случае можно объяснить одновременным влиянием двух факторов – холодной подстилающей поверхности в нижней части пограничного слоя и адвекции более теплого

воздуха, характерной для юго-западной периферии антициклона в вышележащих слоях: в момент пересечения ледяного поля наблюдалось не только характерное понижение температуры воздуха на нижних уровнях измерений, но также рост температуры на высотах 300–900 м.

Также «синоптической» адвекцией теплого воздуха была обусловлена инверсия, наблюдавшаяся 14–15 сентября над льдами Восточно-Сибирского моря. Объяснять ее формирование влиянием подстилающей поверхности было бы ошибкой: в этот момент судно двигалось сквозь льды низкой сплоченности (преимущественно 1–3 балла), не пересекая каких-либо ярко выраженных кромок, существенных изменений температуры воздуха на высоте судовых измерений не наблюдалось, а на высотах 500–1000 м наблюдалась потепление. Приподнятые инверсии, обусловленные адвекцией теплого воздуха, также наблюдались и над открытой водой. Примечательно, что в 2013 г. продолжительность наблюдений таких приподнятых инверсий была значительно больше, что хорошо согласуется с различиями синоптических условий двух рейсов.

Таким образом, можно сделать вывод, что приземные инверсии, наблюдавшиеся по ходу маршрута в двух рейсах, обусловлены влиянием более холодной подстилающей поверхности (ледяных полей высокой сплоченности), при этом максимум их интенсивности достигается вблизи наветренных кромок льда, а распределение параметров инверсии надо льдом согласуется с существованием внутренних пограничных слоев над неоднородной поверхностью [35]. Над ледяными полями низкой сплоченности, а также на подветренной стороне обширных полей льда высокой сплоченности ярко выраженные приземные инверсии не формируются. Приподнятые инверсии могут являться либо «продолжением» прикромочных приземных инверсий далее по потоку, если над льдом формируется внутренний пограничный слой, либо связаны с «синоптической» адвекцией теплого воздуха, в этом случае они могут наблюдаться как надо льдом (и при этом «сливаться» с приземными инверсиями), так и над открытой водой. Все это еще раз подчеркивает важность детального анализа синоптических условий при интерпретации данных измерений.

Заключение

Северная полярная область занимает особое место в современной климатической системе как индикатор происходящих изменений вследствие эффекта полярного усиления [42]. Знаковым проявлением этих изменений является резкое увеличение свободной ото льда площади в Северном Ледовитом океане, произошедшее в начале 2000-х гг. [4, 43]. Состояние ледяного покрова во многом определяет тепловое взаимодействие между океаном и атмосферой в полярных регионах, а его уменьшение может увеличить интенсивность теплообмена между атмосферой и океаном [1]. Теплофизические свойства льда, мощность льда, сказываясь на тепловых потоках между морем и атмосферой, влияют на термический режим атмосферы, особенно в нижних слоях. Но проведенный в статье анализ показал, что кроме свойств подстилающей поверхности на локальный тепловой баланс в значительной степени оказывает влияние синоптическая ситуация в регионе. В связи с увеличенной продолжительностью безледного сезона в море Лаптевых и в морях Восточной Арктики, в верхнем слое океана аккумуляровалось большее количество тепла и интенсивность прогресса увеличилось. В сочетании с синоптической ситуацией в регионе – адвекцией холодных воздушных масс с покрытой льдом поверхности океана – это привело к интенсификации теплообмена в приповерхностном слое атмосферы: вклад турбулентного обмена по сравнению с наблюдениями в том же регионе в 2013 г. увеличился в несколько раз. Соответственно, увеличился и общий тепловой баланс. Сочетание синоптики и резкого изменения свойств поверхности в прикромочных зонах приводит к экстремальным потокам и формированию сложной структуры атмосферного пограничного слоя с инверсиями различной интенсивности. Проведенные исследования еще раз подтверждают, что наблюдаемое сезонное уменьшение ледяного покрова в Арктике способно существенно повлиять на атмосферные процессы в регионе и наглядно демонстрируют тесную связь характеристик энергообмена атмосферы и океана, как локальных, так и осредненных за значительные временные периоды (месяцы) и по обширным акваториям, с особенностями ледовых и синоптических условий, и подчеркивают

важность тщательного анализа этих факторов при интерпретации данных судовых измерений, проводимых в Арктике.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 14-37-00053 и гранта РФФИ 14-05-00038.

Список использованных источников

1. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. ФАО. - 2009. - Т. 45, № 6. - С. 723–735.

2. *Варенцов М.И., Береземская П.С., Заболотских Е.В., Репина И.А.* Оценка качества воспроизведения полярных мезоциклонов по данным реанализов и результатам регионального климатического моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2016. - Т. 13, № 4 (в печати).

3. *Волков Ю.А., Репина И.А.* Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – Гл. 11. – С. 189–206.

4. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. - 2013. - № 4. - С. 50–65.

5. *Макитас А.П., Тимачев В.Ф.* Параметризация процессов энергообмена в прикромочной зоне дрейфующих льдов // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах / под ред. Г. В. Алексеев, П. В. Богородский. - СПб.: Гидрометеиздат; ААНИИ, 1994. – С. 164–178.

6. *Макитас А.П.* Тепловой баланс Арктических льдов в зимний период. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 87 с.

7. *Мохов И.И., Акперов М.Г., Лагун В.Е., Луценко Э.И.* Интенсивные арктические мезоциклоны // Известия РАН. ФАО. - 2007. - Т. 43, № 3. - С. 291–297.

8. *Пичугин М.К., Митник Л.М.* Холодные вторжения над Беринговым морем: спутниковый мультисенсорный анализ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2009. - Т. 6, №2. – С. 172–179.

9. *Репина И.А.* Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. – М.: ИКИ РАН, 2007. – 36 с.

10. *Репина И.А., Артамонов А.Ю., Смирнов А.С., Чечин Д.Г.* Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках международного полярного года // Метеорологические и геофизические исследования / под ред. Г.В. Алексеева. – М.; СПб, 2011. – С. 236–250.

11. *Репина И.А., Смирнов А.С.* Обмен теплом и импульсом между атмосферой и льдом по данным наблюдений в районе Земли Франца-Иосифа // Известия РАН. ФАО. – 2000. – Т. 36, №5. – С. 672–680.

12. *Репина И.А., Чечин Д.Г.* Влияние полыней и разводий в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9, № 4. – С. 162–170.

13. *Тимачев В.Ф., Иванов Б.В., Репина И.А.* Теплообмен между атмосферой и ледовым покровом // Труды ААНИИ. – 2008. – Вып. 447. – С. 140–155.

14. *Чечин Д.Г., Заболотских Е.В., Репина И.А., Шапрон Б.* Влияние бароклинности и экмановского трения на приземную скорость ветра во время холодных вторжений в Арктике // Известия РАН. ФАО. – 2015. – Т. 51, № 2. – С. 146.

15. *Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P.* Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results // Boundary-Layer Meteorology. – 2005. – Vol. 114, No. 2. – P. 439–460.

16. *Andreas E.L., Cash B.A.* Convective heat transfer over wintertime leads and polynyas // J. Geoph. Res. – 1999. – Vol. 104, No. C11. – P. 25721–25734.

17. *Beesley J.A., Bretherton C.S., Jakob C, Andreas E.L., Intrieri J.L., Utal T.A.* A comparison of the cloud and boundary layer variables in the ECMWF forecast model with observations at (SHEBA)ice camp // J. Geoph. Res. – 2000. – Vol. 105, No. D10. – P. 12,337–12,349.

18. *Brümmer B., Thiemann S.* The atmospheric boundary layer in an Arctic wintertime on-ice air flow // Boundary-Layer Meteorology. – 2002. – Vol. 104, No. 1. – P. 53–72.

19. *Burba G.* Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: a Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates. – LI-COR Biosciences, 2013. – 332 p.

20. *Charnock H.* Wind stress on water surface // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. – 1955. – Vol. 81. – P. 639–640.

21. *Chaudhuri A.H., Ponte R.M., Nguyen A.T.* A comparison of atmospheric reanalysis products for the Arctic Ocean and implications for uncertainties in air–sea fluxes // *J. Climate.* – 2014 – Vol. 27(14). – P. 5411–5421.
22. *Chechin D.G., Lupkes C., Repina I.A., Gryanik V.M.* Idealized dry quasi 2-D mesoscale simulations of cold-air outbreaks over the marginal sea ice zone with fine and coarse resolution // *J. Geoph. Res.* - 2013 - Vol. 118(16). – P. 8787–8813. – doi: 10.1002/jgrd.50679.
23. *Edson J.B., Hinton A.A., Prada K.E., Hare J.E., Fairall C.W.* Direct Covariance Flux Estimates from Mobile Platforms at sea // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 1998 – Vol. 15. – P. 547–562.
24. *Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B.* Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // *J. Climate.* – 2003. - Vol. 16(4). – P. 571–591.
25. *Geernaert G.L.* Bulk parameterization for the wind stress and heat fluxes // in *Surface Waves and Fluxes*, edited by G. L. Geernaert and W. J. Plant. - Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1990. – P. 91–172.
26. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology.* – 2007. – Vol. 124. – P. 315–333.
27. *Grachev A.A., Fairall C.W., Larsen S.E.* On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology.* - 1998. - Vol. 86. - P. 257–278.
28. *Holtslag A.A.M., de Bruin H.A.R.* Applied modelling of the nighttime surface energy balance over land // *J. Appl. Meteorol.* – 1988. – Vol. 27. – P. 689–704.
29. *Ivanov B.V., Gerland S., Winther J.-G., Goodwin H.* Energy exchange processes in the marginal ice zone of the Barents Sea, Arctic Ocean, during spring 1999 // *J. Glaciology.* – 2003. - Vol. 49, No. 166. - P. 415–419.
30. *Jordan R.E., Andreas E.L., Makstas A.P.* The heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4 // *J. Geoph. Res.* - 1999. - Vol. 104. - P.7785–7806.
31. *Kadygrov E.N., Pick D.R.* The potential for temperature retrieval from an angular scanning single channel microwave radiometer and some comparison with in situ observations // *Meteorol. Appl.* – 1998. – Vol. 5, No. 4 – P. 393–404.
32. *Kolstad E.W., Bracegirdle T.J.* Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere // *Clim. Dyn.* - 2008. - Vol. 30, No. 7–8. – P. 871–885.

33. *Lüpkes C., Gryanik V.M., Rösel A., Birnbaum G., Kaleschke L.* Effect of sea ice morphology during Arctic summer on atmospheric drag coefficients used in climate models // *Geoph. Res. Let.* – 2013 – Vol. 40, No. 2. – P. 446–451.
34. *Lüpkes C., Vihma T., Birnbaum G., Dierer S., Garbrecht T., Gryanik V.M., Gryschka M., Hartmann J., Heinemann G., Kaleschke L., Raasch S.* Mesoscale modelling of the Arctic atmospheric boundary layer and its interaction with sea ice // *Arctic Climate Change.* – Springer, Berlin, New York, 2012. – P. 279–324.
35. *Mauritsen T.* On the Arctic Boundary Layer: From Turbulence to Climate. - Stochgolm University, 2007. - 62p.
36. *Maykut C.A.* Energy exchange over young sea ice in the central Arctic // *J. Geophys. Res.* - 1978. - Vol. 83. - P. 3646-3658.
37. *Moncrieff J.B., Clement R., Finnigan J., Meyers T.* Averaging detrending and filtering of eddy covariance time series // *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurements*, X. Lee, W.J. Massman, B.E. Law (Eds.). - Kluwer Academic, Dordrecht, 2004. - P. 7–31.
38. *Persson P.O.G., Fairall C.W., Andreas E.L., Guest P.S., Perovich D.K.* Measurement near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: near surface conditions and surface energy budget // *J. Geophys. Res.* - 2002. - V.107 (C10). DOI: 10.1029/2000JC000705.
39. *Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions* / Eds: E. A. Rasmussen, J. Turner. - Cambridge: Cambridge University Press. - 2003. - 612 p.
40. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M. et al.* Fate of early 2000s arctic warm water pulse // *Bulletin of the American Meteorological Society.* - 2011. - Vol. 92, No. 5. – P. 561–566. – doi: 10.1175/2010BAMS2921.1.
41. *Sedlar J., Tjernström M, Mauritsen T., Shupe M.D., Brooks I.M., Persson P.O.G., Birch C.E., Leck C., Sirevaag A., Marcel N.* A transitioning Arctic surface energy budget: the impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing // *Clim. Dyn.* - 2011. – Vol. 37. – P. 1643–1660. – doi: 10.1007/s00382-010-0937-5.
42. *Serreze M., Francis J.* The Arctic Amplification Debate // *Clim. Change.* - 2006. – Vol. 76, No. 3. – P. 241–264.
43. *Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J.* Perspectives on the Arctic's Shrinking Sea-Ice Cover // *Science.* – 2007. – Vol. 315. – P. 1533–1536.
44. *Van Dijk A., Moene A.F., de Bruin H.A.R.* The principles of surface flux physics: Theory, practice and description of the ECPACK library. – Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, Netherlands, 2004. – 99 p.

45. *Vickers D., Mahrt L.* Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data // *J. Atmos. Oceanic. Technol.* – 1997. – Vol. 14. – P. 512–526.

46. *Westwater E.R., Han Y., Leuskiy V., Kadygrov E.N., Viazankin S.A.* Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison experiment // *J. Atmos. Oceanic. Technol.* – 1999 – Vol. 16. – P. 805–818.

47. *Zippel S., Thomson J.* Air-sea interactions in the marginal ice zone // *Elementa Sci. Anth.* – 2016. – Vol. 4 (1). – P. 000095.

Поступила в редакцию 25.07.2016 г.