

На правах рукописи

Репина Ирина Анатольевна

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА
В НЕСТАЦИОНАРНЫХ УСЛОВИЯХ**

25.00.29 - физика атмосферы и гидросферы

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Москва 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

Научный консультант доктор физико-математических наук,
профессор

Зилитинкевич Сергей Сергеевич

Официальные оппоненты доктор физико-математических наук,
профессор

Гулев Сергей Константинович

доктор физико-математических наук,
профессор

Кудрявцев Владимир Николаевич

доктор физико-математических наук

Макштас Александр Петрович

Ведущая организация Учреждение Российской академии наук Институт
прикладной физики РАН

Защита диссертации состоится «___» _____ 2011 г.

в _____ час. на заседании Диссертационного совета Д 002.096.01 в
Учреждении Российской академии наук Институте физики атмосферы им.
А.М. Обухова РАН по адресу 119017, Москва, Пыжевский пер., д.3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института физики атмосферы
им. А.М. Обухова РАН.

Автореферат разослан «___» _____ 2011 г.

Ученый секретарь

Диссертационного совета Д 002.096.01

кандидат географических наук

Краснокутская Л.Д.

Общая характеристика работы

Актуальность работы

За последние десятилетия все чаще отмечаются драматические климатические изменения во многих регионах Земли. При этом важнейшую роль в процессах формирования погоды и климата играют океаны. В настоящее время очевидно, что без учета реальных характеристик взаимодействия атмосферы и океана невозможно успешное развитие как моделирования атмосферной циркуляции, так и создаваемых на его основе методов долгосрочного и сверхсрочного прогноза погоды и климата. Следовательно, исследование взаимодействия гидросферы и атмосферы становится все более необходимым для понимания природы процессов, протекающих на нашей планете, и дальнейшего развития наук гидрологии, метеорологии и океанологии.

В общей проблеме энергообмена между океаном и атмосферой мелкомасштабное взаимодействие занимает особое место, являясь определяющим в обмене теплом, количеством движения и влагой непосредственно через границу раздела взаимодействующих сред. Теоретическое описание и расчет такого взаимодействия затруднен из-за чрезвычайной сложности рассматриваемых физических процессов. Пригодность закономерностей и теоретических положений, полученных в основном для течений в аэродинамических трубах и для пристеночной турбулентности, в условиях подвижной поверхности раздела море-атмосфера нуждается в тщательной проверке.

Теоретическое исследование взаимодействия атмосферы и океана усложняется тем, что мы имеем две взаимодействующих турбулизованных среды очень разной плотности, и само состояние морской поверхности зависит от структуры ветрового потока над ней. В случае морской поверхности возникает связанное с наличием волнения нарушение условий подобия в нижнем слое воздуха, толщина которого определяется характерными размерами волн. Кроме того, при определении направления касательного напряжения (над сушей совпадающего с направлением ветра) необходимо учитывать эффект нижнего вращения ветра, обусловленного наличием поверхностного течения. Оба указанных эффекта – волнения и поверхностного течения – накладывают ограничение на выбор нижнего уровня градиентных измерений, который должен располагаться не ниже утроенной высоты волн. Еще сложнее обстоит дело при наличии поверхностных неоднородностей различных масштабов, которые также нарушают условие стационарности воздушного потока.

Измерения стандартных метеорологических величин, а также профилей температуры $T(z)$, скорости ветра $u(z)$ и влажности $q(z)$ позволяют, используя некоторые гипотезы, оценивать величины турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения. В случае

стационарного ветра над однородной поверхностью обычно предполагается, что структура поверхностного пограничного слоя соответствует теории подобия Монина-Обухова (МО), которая предсказывает влияние стратификации атмосферы на профили средней скорости ветра и турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) в слое постоянных по высоте напряжений Рейнольдса. Но для использования теории подобия необходимо выполнение двух условий:

- 1) Рельеф местности плоский и подстилающая поверхность достаточно однородна, так что поля скорости ветра и температуры однородны по горизонтали;
- 2) никаких резких изменений погоды не происходит, и в течение интервалов времени, в которых естественный суточный ход погоды мало заметен, поля скорости ветра и температуры статистически стационарны.

При этих условиях статистические характеристики метеорологических полей не зависят от горизонтальных координат точки измерения и от времени и, следовательно, могут зависеть лишь от высоты измерений z . Несмотря на идеализацию условий, теория подобия МО совместно с теорией Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектрах компонент скорости широко используется для оценок потоков импульса, тепла и влаги, переноса примесей и в моделях прогноза погоды, как над сушей, так и над морем.

Использование теории подобия МО может быть оправдано в условиях открытого моря, если отклонения от теории случайны и не влияют на оценки средних величин при большом объеме данных. В прибрежных районах при береговых ветрах над морем формируются внутренние пограничные слои, связанные с неоднородностью геометрических и термических свойств поверхности. Профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности в этом случае существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря, что накладывает определенные ограничения на применения теории МО. Кроме того, одной из основных характеристик климата прибрежных районов с горным рельефом являются так называемые кatabатические ветра. Высота кatabатического потока составляет всего от нескольких десятков до сотен метров с максимумом скорости ветра в нескольких метрах от поверхности. Поэтому применение теории подобия МО, особенно в нижнем приземном слое, не всегда возможно.

При экспериментальном изучении теплового баланса Арктики, особенно в случае полыней, разводий и молодых льдов, окруженных многолетним ледяным полем, определение вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги представляет особую трудность. Полярным регионам свойственна поверхность сложной структуры: здесь присутствуют льды различной толщины, покрытые торосами, снежниками, гладкие и со снежным покровом; полыньи и разломы различной протяженности; большие участки открытой воды в взволнованном состоянии. 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. Характер поверхности льда сказывается на профиле ветра вблизи нее, тем самым влияя на тепло- и влагообмен между льдом и воздухом.

Литература о турбулентности в атмосфере очень обширна и содержит, в частности, много экспериментальных данных о характеристиках турбулентного обмена в приземном и приподнятом слое. Но даже такие значительные эксперименты последних лет как SHEBA, HEXOS, TOGA-COARE и многочисленные лабораторные исследования так и не дали ответа на вопрос в чем же причина расхождения модельных и экспериментальных данных в определении турбулентных потоков.

Для решения этой проблемы необходимо непосредственное измерение турбулентных потоков в пограничном приподнятом слое в различных внешних условиях и последующая их параметризация внешними условиями. Информация, накопленная в результате таких экспериментов, служит основой для построения схемы расчета характеристик локального тепло- и массообмена на основе стандартных гидрометеорологических измерений. С другой стороны, она позволяет лучше понять природу взаимодействия и исследовать вклад явлений различных масштабов. В диссертационной работе для анализа используются данные специализированных экспериментов, проводимых в разнообразных фоновых условиях, в том числе и когда применение стандартных методов расчета составляющих турбулентного энергообмена затруднено.

Цели работы

1. Разработка методики определения турбулентных потоков тепла, влаги, импульса и углекислого газа в морских условиях с судов и неподвижных платформ. Оценка применимости различных методов.
2. Физическое описание механизмов взаимодействия атмосферы и морской поверхности при слабых, сильных ветрах, в прибрежных зонах и над неоднородной поверхностью.
3. На основании экспериментальных данных разработка параметризаций турбулентного обмена атмосферы и морской поверхности при различных фоновых условиях.

Методы исследования

В начале пятидесятых годов Мониным и Обуховым (1953, 1954) была разработана теория подобия, наиболее полно отображающая турбулентные процессы в приземном слое

атмосферы. Создание, в том числе и в ИФА им. А.М. Обухова РАН (*Бовшеверов и др.* 1959, *Елагина*, 1962, *Елагина и Лазарев*, 1984), аппаратуры для микрометеорологических измерений позволило провести экспериментальную проверку теории турбулентности, в частности, определить основные универсальные зависимости характеристик турбулентности в приземном, приземном и пограничном слоях атмосферы. (*Волков и др.*, 1968, 1971, 1974, 1997, *Гурвич*, 1962, *Зубковский и др.*, 1969, 1974, 1979, *Копров и др.* 1966, 1974, 1998, *Кухарец*, 1974, 1979, *Цванг*, 1963, 1987, и др.). Работа является продолжением экспериментальных исследований турбулентных процессов в приземном (приземном) слое атмосферы, проводимых в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова в последние десятилетия.

Среди характеристик процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью наибольший интерес вызывают вертикальные турбулентные потоки импульса (τ), тепла (H) и влаги или скрытого тепла (L_E). Практически во всей толще пограничного слоя, где эффекты молекулярного обмена пренебрежимо малы по сравнению с вертикальным турбулентным переносом импульса, тепла и влаги, эти величины характеризуют полные потоки, пересекающие подстилающую поверхность.

Методы определения турбулентных потоков подразделяются на три основных группы: прямые, то есть основанные на специальных измерениях атмосферной турбулентности; параметрические, использующие данные стандартных метеонаблюдений; и полуэмпирические, применяющие модельные расчеты.

В настоящее время, в основном, используется четыре метода определения турбулентных потоков над морем.

1. Метод турбулентных пульсаций, или прямой метод;
2. Метод бюджета дисперсий, или инерционно-диссипативный метод;
3. Профильный, или градиентный метод, основанный на использовании теории подобия Моница-Обухова;
4. Аэродинамический или балк-метод, рассчитывающий турбулентные потоки по данным стандартных метеорологических измерений.

Основные результаты диссертационной работы были получены с использованием микрометеорологических измерений. Применялись пульсационные акустические термоанемометры АЦАТ-3М (Россия, НПО «Тайфун»), USA-1 (Германия, МЕТЕК), Gill WindMaster (Великобритания, Gill Instruments) и газоанализатор Li-Cor-7500 (США, LiCOR). Все приборы прошли поверку и имеют соответствующие сертификаты.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Разработанная автором адаптация системы коррекций прямого метода измерения турбулентных потоков к измерениям с судов и неподвижных платформ в морских условиях с коррекцией качки, выбором интервала осреднения и метода удаления тренда.
2. Результаты прямых измерений газообмена в Северном ледовитом океане. Оценка вклада различных экосистем в углеродный баланс СЛО.
3. Экспериментальное подтверждение зависимости коэффициентов обмена от стратификации при малых ветрах и уменьшения коэффициента сопротивления морской поверхности при штормовых ветрах, объяснение физического механизма этих явлений.
4. Экспериментальное подтверждение влияния сликов на морской поверхности на структуру атмосферного пограничного слоя.
5. Диагностика турбулентной структуры кatabатического потока, в том числе и на различных расстояниях от берега.
6. Параметризации турбулентного обмена для различных поверхностей, свойственных Арктике.
7. Модель деформации воздушного потока при прохождении гряды торосов.
8. Модель формирования внутреннего пограничного слоя над полыньей

Научная новизна:

- Разработана и применена на практике в различных фоновых условиях адаптация системы коррекций прямого метода измерения турбулентных потоков к измерениям с судов и неподвижных платформ в морских условиях с коррекцией качки, выбором интервала осреднения и метода удаления тренда.
- Впервые проведены прямые измерения потоков углекислого газа в Северном ледовитом океане. На основании этих измерений оценен вклад различных экосистем в углеродный баланс СЛО.
- Экспериментально подтверждена зависимость коэффициентов обмена от стратификации при малых ветрах и уменьшения коэффициента сопротивления морской поверхности при штормовых ветрах и объяснен физический механизм этих явлений.
- Экспериментально подтверждено влияния сликов на морской поверхности на структуру атмосферного пограничного слоя.
- Впервые экспериментально исследована степень затухания кatabатического потока по мере удаления от береговой черты. Проведена диагностика турбулентной структуры кatabатического потока в зависимости от степени устойчивости нижнего слоя атмосферы.

- Впервые представлены и проверены на натурных данных модель деформации воздушного потока при прохождении гряды торосов и модель образования внутреннего пограничного слоя над полыньей. Разработаны параметризации турбулентного обмена над различными поверхностями.

Научная и практическая значимость

- Разработанные методики измерения турбулентных потоков и обработки сигналов используются при практических занятиях на кафедре термогидромеханики океана Московского физико-технического института и будут использованы в учебном процессе в РГГМУ, в частности, при преподавании лекционных курсов по направлениям "Гидрометеорология" и "Прикладная гидрометеорология", при курсовом и дипломном проектировании, при подготовке магистерских диссертаций.
- Полученные на основе обширного экспериментального материала параметризации позволяют улучшить существующие схемы расчета турбулентных потоков в приводном слое атмосферы с учетом особенностей конкретных регионов и рекомендуются для использования в региональных моделях климата.
- Проведенные экспериментальные исследования позволяют лучше понять физику процессов в нестационарных условиях взаимодействия атмосферы и океана.
- Важным результатом является выявление влияния пленочных slicks на морской поверхности на турбулентную структуру приводного слоя атмосферы. Этот результат позволяет прогнозировать возможность влияния обширных нефтяных разливов на климат окружающих регионов.
- Проведенные расчеты и измерения степени влияния различных структурных и температурных неоднородностей на покрытой льдом поверхности океана на динамику приземного слоя атмосферы открывают новые перспективы в разработке региональных моделей климата Арктики, как региона, наиболее чувствительного к современным климатическим изменениям.
- Экспериментальные исследования газообмена в Арктике позволяют оценить вклад различных экосистем в современный углеродный баланс в Арктическом регионе.

Исследования получили финансовую поддержку Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках мероприятия 1.5 Федеральной целевой программы "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009-2013 годы (государственный контракт 02.740.11.5225 от 10 июня 2010 г.), по теме: «Мониторинг эколого-климатических параметров взаимодействия атмосферы-гидросферы (суши) включая

городскую среду» (Гос. Контракт № 02.740.11.0676), а также программ ОНЗ РАН, Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований.

Апробация работы

Основные результаты работы докладывались автором на заседаниях Ученого совета Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (2004-2010 гг), на семинарах Отдела динамики атмосферы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Отдела дистанционного зондирования Института космических исследований РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Института прикладной физики РАН, Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, Российского государственного гидрометеорологического университета, Морского гидрофизического института НАНУ, а также на семинарах International Arctic research center (University of Alaska), Leibnitz Institute of Marine Research, Nansen Environmental and remote Sensing Centre, на ежегодных ассамблеях Европейского геофизического общества (2001, 2005, 2007, 2009, 2010), Всемирном океанологическом конгрессе (2006, 2008), ассамблеях Международного сообщества по геодезии и геофизике (2003, 2007), Всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (2005-2010), Международных и российских конференциях по Международному полярному году (2006-2010), Международных конференциях «Система моря Лаптевых» (2009, 2010), Российских конференциях «Локальные проявления глубинных процессов на морской поверхности» (Нижний Новгород) (2003-2008). Материалы диссертации представлены в научно-технических отчетах по проектам РФФИ, ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009-2013 годы, Программам министерства Науки и образования, ОНЗ РАН, Президиума РАН, ФЦП «Мировой океан», по международным проектам ИНТАС и CRDF.

По теме диссертации опубликовано 39 работ из них 22 – в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах.

Личный вклад автора

Все основные результаты, представленные в работе, получены автором лично. Автор принимал участие в организации и проведении всех представленных экспериментов. В работах, относящихся к выносимым на защиту результатам и выполненным в соавторстве, основная идея исследований принадлежит автору.

Структура и объем диссертации

Работа состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы из 371 названий. В ней содержится 358 страниц, 10 таблиц и 85 рисунков.

Содержание работы

Во введении раскрывается актуальность диссертационной работы, проводится исторический обзор исследования атмосферной турбулентности в нашей стране и за рубежом и современного состояния исследований мелкомасштабного взаимодействия атмосферы и океана; дается общая характеристика и формулируется цель работы. Излагаются основные задачи исследования и результаты, выносимые на защиту.

В главе 1 рассматриваются основные характеристики атмосферной турбулентности и методы ее измерений. Турбулентность играет весьма значительную и многообразную роль в физических процессах, определяющих режим приземного и пограничного слоев атмосферы. Любая модель пограничного слоя атмосферы должна учитывать ряд основных характеристик турбулентности, таких как турбулентный перенос тепла, влаги и количества движения.

При исследовании атмосферной турбулентности рассматривается, как правило, нижний слой воздуха толщиной порядка десятков метров, в пределах которого влиянием силы Кориолиса на статистический режим турбулентности можно пренебречь. Такой слой называют приземным (приводным). Иногда используется более общий термин «слой трения», который обозначает область турбулентного течения над шероховатой поверхностью, в которой турбулентный поток импульса с определенными допущениями считается постоянным по высоте.

Существует только один способ непосредственного измерения турбулентных потоков – это метод турбулентных пульсаций или, как его называют в западной литературе, eddy covariance (далее ЕС). Турбулентные потоки рассчитываются как ковариации между двумя высокочастотными временными сериями записи вертикальной скорости ветра и скаляра, которым может быть температура, влага или любой другой газ, измеренные в той же точке в пространстве и во времени.

Основные уравнения:

$$\begin{aligned}\tau &= -\rho_0 [\overline{iu'w'} + \overline{ju'w'}] = \rho_0 u_*^2 \\ H &= c_p \rho_0 \overline{w'T'} \\ L_E &= \rho_0 \overline{w'q'L_s} \\ F_{co_2} &= \overline{w'c'}\end{aligned}\tag{1}$$

где c_p и ρ_0 – теплоемкость и плотность воздуха, H – турбулентный поток тепла, τ – поток импульса, L_E - турбулентный поток влаги (скрытого тепла); F_{co_2} - поток углекислого газа; u_* - динамическая скорость. u' , v' , w' – пульсации трех компонент скорости ветра: продольной (вдоль ветра), поперечной и вертикальной соответственно. T' - пульсации температуры. Поток считается положительным, если он направлен от поверхности в атмосферу.

Атмосферным измерениям над любыми поверхностями присущи определенные недостатки, которые вызывают более или менее значительные ошибки в расчете потоков. Измеренные сигналы нуждаются в серьезной обработке с применением различных фильтров и коррекций. Для наземных станций разработаны достаточно надежные методики измерения потоков, коррекций данных и соответствующее программное обеспечение. При этом, несмотря на комплексные эксперименты последних лет, морские измерения носят эпизодический характер. Это связано со сложностью реализации метода в морских условиях, особенно с подвижных оснований судов и морских буев. В таблице 1 приведены процедуры обработки данных, применяемые для реализации расчета турбулентных потоков методом турбулентных пульсаций и ошибки в расчете потоков, которые они позволяют избежать. При использовании различных типов аппаратуры требуются и другие коррекции. В морских условиях отдельно проводится коррекция движения судна.

Таблица 1. Коррекции метеорологических данных, используемые для расчета турбулентных потоков.

Коррекция	Ошибка в вычислении потоков
Удаление всплесков	0-15 %
Выбор интервала осреднения	5-10 %
удаление тренда	0-30%
Tild-коррекция (поворот анемометра)	0-25%
Коррекция временного сдвига между сигналами	5-15%
Коррекция частотных характеристик	5-30%
Коррекция акустической температуры	0-10%
WPL-коррекция (учет влияния флуктуаций плотности воздуха)	0-50%
Контроль качества данных	0-20%

Общая ошибка может быть более 100%, а в нестационарных условиях и на порядок измеряемой величины. Особенно это существенно при малых значениях потоков, которые характерны для морских условий при нейтральной стратификации и при наличии льда на поверхности моря. В работе представлена система коррекций, адаптированная для морских измерений.

При измерениях над морем обычно используется интервал осреднения 20 минут. В нестационарных условиях используется алгоритм TDMM, позволяющий варьировать

интервал от 10 до 30 минут. Существует три способа удаления средних значений. В первом способе из сигнала вычитается среднее значение. В этом случае возможны ошибки, связанные с существованием трендов и синоптических процессов. Во втором случае удаляется линейный тренд. Но при этом могут возникнуть ошибки, связанные с мезомасштабными процессами масштабов, сравнимых с периодом осреднения. В третьем случае удаляется полиномиальный тренд. Степень полинома может меняться от 2-6. Но здесь мы можем потерять действительно энергонесущие вихри. В нашем случае проводится анализ каждого интервала осреднения и выбирается оптимальный полином (степень от 1 до 6).

Удаление выбросов позволяет убрать эффект случайных помех, связанных с попаданием на датчики дождя, пыли, насекомых, а также помехами в электрической сети. Важную роль играет коррекция наклона анемометра, которая устраняет ошибки, связанные с тем, что ось анемометра не совпадает с осью среднего ветрового потока. С точки зрения математики коррекция наклона – это проекция трех компонент скорости ветра (u_s, v_s, w_s), измеренных с помощью акустического анемометра, в новую систему координат.

Между двумя сериями записи может существовать временной сдвиг, если они получены из двух разных приборов, например акустического анемометра и газоанализатора. Время сдвига может быть определено автоматически с помощью кросс-корреляционного анализа для каждого интервала осреднения. Этот метод способен найти максимальное значение ковариации, которое и полагается «реальной» величиной. Также как мы корректируем временной сдвиг между сериями, мы можем корректировать и время, которое необходимо, чтобы вихрь дошел от одного датчика к другому вдоль направления ветра. Заметим, чтобы выполнить эту коррекцию должен быть известен угол между разнесенными датчиками и направлением ветра.

Коррекции частотной характеристики – это семейство коррекций, компенсирующих потери в значении потока из-за потери вихрей на различных частотах. Это происходит по разным причинам. Главные из них: частотные характеристики датчиков, пространственная разнесенность приборов, высокочастотные и низкочастотные фильтры при регистрации сигналов и др.

Ошибка в вычислении турбулентного потока, вызванная спектральными потерями, может быть выражена как:

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\int_0^{\infty} T_{x(y)}(f) \cdot S_{x(y)}(f) df}{\int_0^{\infty} S_{x(y)}(f) df} \quad (2)$$

Здесь $T_{xy}(f)$ - некоторая функция переноса. Функция переноса измерительной системы описывает временную задержку между выходным и входным сигналом (сдвиг по фазе) и скачки амплитуды.

Одной из причин ошибок измерений потоков является факт, что акустический анемометр измеряет не температуру, а скорость звука. Скорость звука зависит от температуры воздуха и в меньшей степени от влагосодержания. Но чтобы получить пульсации реальной температуры из пульсаций акустической температуры этот эффект влажности необходимо учитывать, т.е преобразовывать акустическую температуру в реальную с помощью учета водяного пара.

Чтобы определить турбулентные потоки углекислого газа и скрытого тепла (влаги) необходимо применить так называемую WPL-коррекцию. Она имеет два направления. Первое связано с преобразованием измеренного объемного содержания какой-либо скалярной примеси (например, водяного пара) в массовый параметр, такой как удельная влажность или массовая доля водяного пара. Второе направление – это коррекция вертикальной скорости ветра за счет учета флуктуаций плотности водяного пара. WPL-коррекция является, пожалуй, самой существенной в вычислении турбулентных потоков.

После осуществления всех коррекций проводится контроль качества данных. Он основан на сравнении статистических параметров, определенных на некотором интервале осреднения с более короткими интервалами внутри этого периода.

Измерения турбулентных пульсаций с борта судна значительно усложняются низкими уровнями турбулентности, более агрессивной окружающей средой, искажением сигналов движениями самого прибора из-за волнения моря (качка судна). Корпус судна и его надстройки оказывают сопротивление воздушному потоку и искажают его, поэтому большое значение имеет расположение платформы для установки приборов. Кроме того, судно перемещается не только относительно земли, но и относительно воды, поэтому для вычисления истинного ветра необходимо знать местоположение судна, его курс и направление продольной оси судна относительно Земли, а также скорость перемещения и направление относительно воды. При измерениях с борта судна также возникают погрешности, вызванные перемещением датчиков в вертикальном направлении в результате килевой качки судна, колебаниями датчика в результате бортовой качки и рысканьем судна по курсу.

Для коррекции движения судна нами применялась методика, разработанная для самолетов и адаптированная к движению судна (Anctil et al., 1994; Edson et al., 1998). В этом методе реальный вектор ветра может быть получен из уравнения:

$$\mathbf{U}_{true} = \mathbf{T}(\mathbf{U}_{obs} + \boldsymbol{\Omega}_{obs} \times \mathbf{R}) + \mathbf{V}_{mot} \quad (3)$$

Где Ω_{obs} — измеренный вектор угловых скоростей, T — матрица перехода из системы координат, связанной с судном к истинной системе координат, V_{mot} — вектор скорости движения судна относительно воды, R — расстояние между анемометром и компенсационной системой.

Вектор скорости движения судна относительно воды вычисляется интегрированием ускорения a , которое существует в системе отсчета судна. При этом необходимо учитывать среднюю скорость судна относительно воды.

И, окончательно,

$$U_{true} = T(U_{obs} + \Omega_{obs} \times R) + T \int a dt - V_{ship} \quad (4)$$

На рисунке 1 показан спектр вертикальной скорости ветра по данным, полученным на судне при работе на Черном море, с использованием системы коррекции качки и без нее. Видно, что качка вносит возмущение в область спектра в районе 0.1 Гц, что соответствует среднему периоду волнения.

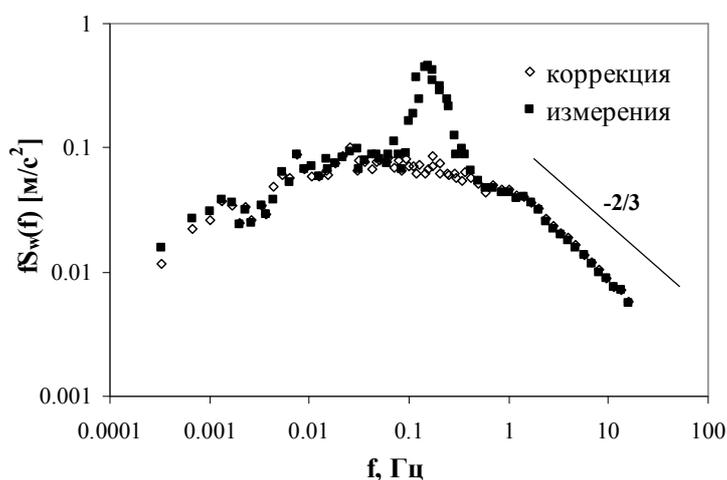


Рисунок 1. Спектры вертикальной скорости ветра с коррекцией качки и без нее.

В качестве примера применения метода ЕС для измерения турбулентных потоков с борта судна использованы измерения потоков углекислого газа, проводимые с участием автора в Северном-Ледовитом океане в летне-осенний период с 2005 по 2009 года.

Экосистема Арктики наиболее чувствительна к климатическим изменениям и, соответственно, наиболее уязвима. Но при этом углеродный обмен в Арктических районах изучен мало. Практически все имеющиеся оценки потоков углекислого газа между атмосферой и Северным ледовитым океаном (СЛО) основаны на приближенных балансовых расчетах. Эти расчеты используют большое количество осреднений и допущений, и приводимые по ним оценки могут отличаться на порядок. Поэтому роль Северного Ледовитого океана (СЛО) как источника или стока CO_2 до сих пор не определена. Практически нет данных об участии льда, полыней, снежниц в газообмене.

Измерения турбулентных потоков тепла, влаги и углекислого газа проводились в центральном бассейне Арктики и в морях Арктического шельфа в летне-осенний период в 2005-2009 гг как с борта ледокола «Капитан Драницын», так и с гидрографических судов. Данные газоанализатора синхронизировались с данными акустического анемометра-термометра и использовались для вычисления турбулентных потоков тепла, импульса, влаги и углекислого газа по методике, описанной выше с помощью разработанного нами программного обеспечения с учетом всех требуемых коррекций.

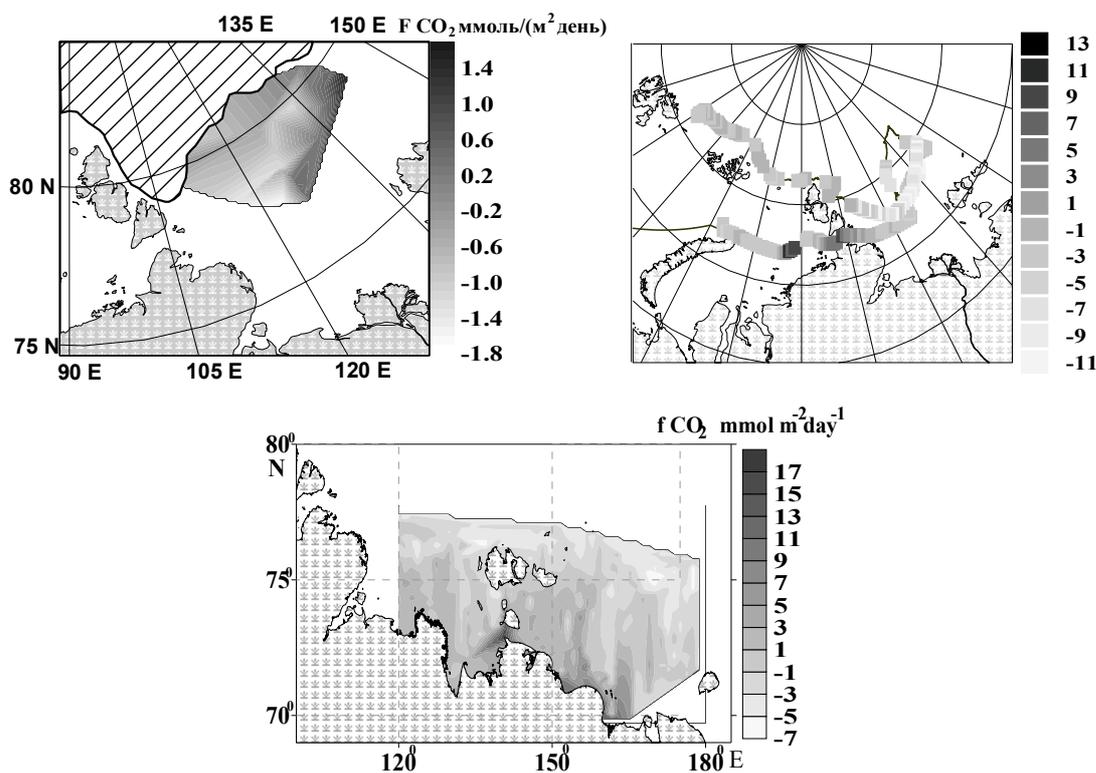


Рисунок 2. Распределение потоков CO_2 $\text{ммоль} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$ (а) море Лаптевых 2005 г. (б) Арктика 2006 г., (в) море Лаптевых, Восточно-Сибирское море 2008 г.

На рисунке 2 представлено распределение значений потоков CO_2 на полигоне в различных районах Арктики в 2005, 2006 и 2008 гг. Измерения 2005 года проводились, в основном, над открытой водой. Средняя температура воздуха во время всего периода работ была близка к 0°C , скорость ветра изменялась в диапазоне 5-10 м/с. На большей части акватории океан поглощал CO_2 из атмосферы, что может быть следствием повышения абсорбционной емкости воды вызванного осенним охлаждением, и/или остаточной фотосинтетической активностью. Поток меняет знак в восточной части полигона, где отмечается значительное падение солёности и увеличение поверхностной температуры, что свидетельствует о присутствии речных вод, которые как правило перенасыщены CO_2 относительно атмосферы. Этот факт подтверждают и спутниковые данные о температуре поверхности в регионе и концентрации хлорофилла, а также измерения солёности,

проведенные в то же время в дельте Лены, которые показывают язык пресных вод, уходящий в район измерений. Над льдом поток отрицателен и близок к 0 ммол/(м² день).

В 2006 году измерения проводились над льдом различной сплоченности и над открытой водой. В основном океан поглощает CO₂ из атмосферы. Над сплошным льдом поток отрицателен и близок к 0. Положительные аномалии в проливе Вилькицкого могут быть связаны с наличием речного стока. А увеличение поглощения CO₂ из атмосферы в море Лаптевых, объясняется влиянием снежниц на газообмен. Разводья при замерзании, напротив, служат источником CO₂ в атмосферу. В 2008 году в прибрежной зоне наблюдается положительный поток углекислого газа.

В таблице 2 представлено сравнение рассчитанных с использованием кубической и квадратичной параметризаций Ванникова и измеренных микрометеорологическим методом величин потоков CO₂ между водой и атмосферой в Восточно-сибирском море.

Таблица 2. Средние величины рассчитанных и измеренных ($F_{CO_2}^{изм}$) потоков CO₂ (ммоль м² сутки⁻¹) и коэффициенты корреляции рассчитанных и измеренных величин.

	$F_{CO_2}^{(2)час}$	$F_{CO_2}^{(3)час}$	$F_{CO_2}^{(2)сут}$	$F_{CO_2}^{(3)сут}$	$F_{CO_2}^{изм}$
F_{CO_2}	10.39 (±2.43)	7.37 (±2.09)	9.83 (±1.86)	6.50 (±1.44)	6.24 (±1.33)
R (n=19)	0.91	0.92	0.91	0.93	

Средние потоки, оцененные по осредненным суточным и часовым данным скорости ветра для кубической параметризации, статистически не различаются и совпадают с величинами, измеренными микрометеорологическим методом.

Проведенные исследования даже на примере относительно небольшого района показывают разнообразие локальных газообменных процессов в морях Арктики. Результаты прямых измерений потоков хорошо согласуются с результатами предыдущих исследований выполненных в этом регионе другими методами (Semiletov et al., 2004, 2007, Пипко и др., 2008).

Во второй главе рассматривается разработка параметризаций взаимодействия атмосферы с поверхностью моря при различных условиях. В таблицах 3 и 4 представлено сравнение различных методов определения турбулентных потоков над поверхностью моря. Результаты расчетов инерционно-диссипативным методом (ИД), профильным методом (ПМ) и по балк-формулам с использованием алгоритма COARE (версия 2.6) сравниваются с результатами измерений. Используются данные специализированных экспериментов на стационарных платформах в Черном море когда направление ветра позволяет считать условия приближенными к условиям открытого моря. Данные разделялись по скоростям ветра и значениям параметра устойчивости.

Таблица 3. Коэффициенты корреляции R значений турбулентных потоков, полученных из ЕС измерений с инерционно-диссипативным, профильным методами и балк-алгоритмом COARE для различных диапазонов скорости ветра. В скобках – количество случаев измерений.

Скорость Ветра, м/с	Поток тепла, Н			Динамическая скорость u_*		
	ИД	ПМ	COARE	ИД	ПМ	COARE
0-5 (325)	0.76	0.66	0.43	0.78	0.68	0.48
5-15 (687)	0.92	0.89	0.76	0.96	0.80	0.77
>15 (83)	0.73	0.73	0.68	0.86	0.67	0.51

Таблица 4. Коэффициенты корреляции R значений турбулентных потоков, полученных из ЕС измерений с инерционно-диссипативным, профильным методами и балк-алгоритмом COARE для различных условий стратификации атмосферы.

Параметр Устойчивости $\zeta = z/L$	Поток тепла, Н			Динамическая скорость u_*		
	ИД	ПМ	COARE	ИД	ПМ	COARE
$-0.05 > \zeta$ (305)	0.68	0.62	0.41	0.71	0.60	0.43
$-0.05 > \zeta > 0.05$ (675)	0.92	0.91	0.86	0.97	0.87	0.81
$\zeta > 0.05$ (115)	0.61	0.66	0.50	0.77	0.59	0.48

Из таблиц видно, что наибольшие расхождения между измеренными и рассчитанными различными методами потоками возникают при сильных и слабых ветрах и при неустойчивой и устойчивой стратификации. При среднем ветре и нейтральной стратификации все методы дают удовлетворительные результаты.

Диссипативный метод обладает по сравнению с ЕС методом определенными преимуществами – он не требует измерений вертикальных пульсаций скорости ветра и установки датчиков в строго заданном направлении, что позволяет использовать и подвижные основания. Но в его основе лежат предположения о локальной изотропии, существовании инерционного интервала и малости дивергенции потоков. Эти предположения, особенно при сильно устойчивой и неустойчивой стратификации, могут и не выполняться.

Ошибки профильного метода вызваны недостаточным знанием вида универсальных функций и зависимостью используемого при расчетах масштаба Монина-Обухова от искомых потоков. Но самым серьезным источником ошибок градиентного метода являются погрешности самых измерений, выполняемых на платформах, которые неизбежно искажают воздушный поток.

При численном моделировании пограничного слоя для расчетов осредненных потоков скрытого и явного тепла, а также импульса по измерениям метеопараметров используются так называемые аэродинамические балк-формулы:

$$\begin{aligned} \tau &= \rho C_D U_z^2, \\ H &= \rho c_p C_H U_z (T_s - T_z), \\ L_E &= L_s C_E U_z (q_s - q_z). \end{aligned} \quad (5)$$

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 L_E — 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. Для использования балк-формул важно определение коэффициентов над различными поверхностями и исследование их зависимости от метеоусловий. Коэффициенты, как правило, относятся к стандартной высоте измерений $z = 10$ метров. Аэродинамический метод основан на статистических законах и дает средние значения коэффициентов, близкие к расчетным, только для большого массива измерений, выполненных при различных условиях. Он бывает вполне достаточен для описания общих тенденций энергообмена и для описания осредненных по пространству или времени потоков. При этом статистическое осреднение должно происходить по тем параметрам, которые заведомо влияют на потоки, но не учитываются при расчетах по балк-формулам — например, возраст и параметры спектра поверхностного волнения. Поэтому в рамках отдельного эксперимента при его использовании возможны большие погрешности. Дополнительным источником неопределенности в определении коэффициентов обмена для потоков тепла и влаги являются и ошибки измерения температуры поверхности воды. Вместо нее обычно используют температуру верхнего перемешанного слоя, которая, как известно, часто значительно отличается от температуры поверхностной пленки. Иногда применяют и другие способы параметризации, основанные, в частности, на использовании геострофических коэффициентов сопротивления и обмена.

Основными характеристиками, входящими в модели прогноза ветрового волнения и ветра над морем являются коэффициент сопротивления морской поверхности.

$$C_D = \frac{\tau_{turb}}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}. \quad (6)$$

Мнения разных авторов о характере зависимости коэффициента сопротивления C_D от средней скорости ветра сильно отличаются друг от друга, причем результаты, полученные при измерениях в различных условиях, зачастую противоречат один другому. Как правило,

эта зависимость представляется в двух видах: $C_D = a + bu_{10}$, или $C_D = cu_{10}^k$, причем значения коэффициентов a , b , c и k существенно отличаются. Особенно существенны различия при больших скоростях ветра, где данные о коэффициенте сопротивления отличаются в 5 раз. На рисунке 3 представлена экспериментальная зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра в открытом море и в прибрежной зоне.

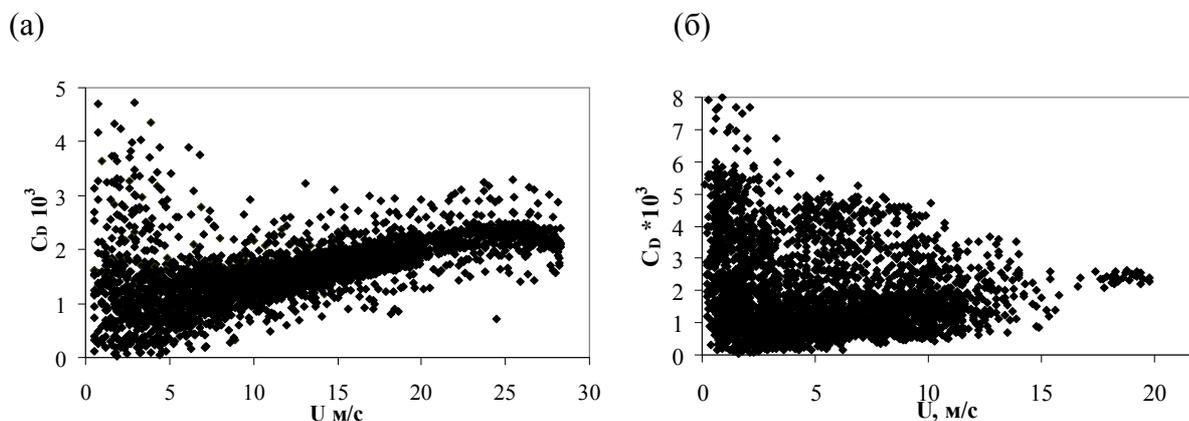


Рисунок 3. Зависимость полученного из ЕС измерений коэффициента сопротивления от скорости ветра (а) в открытом море, (б) в прибрежной зоне.

В прибрежной зоне большой разброс данных связан с зависимостью коэффициента сопротивления от направления ветра. При береговых ветрах формируются внутренние пограничные слои, и профиль ветра оказывается искажен. Особенно сложно теоретическое описание сопротивления морской поверхности при малых ветрах. Здесь наблюдается значительный разброс значений коэффициента сопротивления, а характер его зависимости от скорости ветра и параметров морского волнения носит нелинейный характер.

Согласно Чарноку (Charnok, 1955) профиль скорости ветра над взволнованной поверхностью подчиняется закону:

$$\frac{U(z)}{u_*} = \kappa^{-1} \ln\left(\frac{gz}{u_*^2}\right) + C, \quad (7)$$

где C – константа.

Одной из причин разброса значений $\frac{U}{u_*}$ становится уменьшение значимости закона

Чарнока и появление других факторов, влияющих на эти значения. Здесь полезно ввести

безразмерный параметр $K = \frac{u_*^3}{g\nu}$, который является отношением масштаба взволнованности

поверхности $\frac{u_*^2}{g}$ к масштабу вязкости $\frac{\nu}{u_*}$. Здесь ν – вязкость воздуха. При достижении

$K = K_{крит}$ на поверхности моря появляются короткие волны с хорошо различимыми

гребнями. $K_{крит}$ примерно равно 100, что соответствует скорости ветра около 6 м/с. Эта скорость ветра – нижний предел для условий, когда закон Чарнока является определяющим для формирования профиля ветра. При более слабых ветрах поверхность моря может вести себя как гладкая твердая стенка, над которой вязкий подслоя отделяет пристеночный поток. Вне вязкого подслоя профиль скорости ветра можно представить как:

$$\frac{U(z)}{u_*} = \kappa^{-1} \ln\left(\frac{u_* z}{\nu}\right) + C \quad (8)$$

Но при этом жидкая поверхность все-таки отличается от твердой существованием горизонтальных течений. И турбулентные вихри, контактируя с такой поверхностью, могут испытывать возмущения под влиянием изменения поверхностного натяжения, что искажает вязкий механизм переноса импульса.

Причиной вариаций сопротивления при малых ветрах являются и эффекты стратификации, которые при ветрах < 5 м/с особенно сильны.

Для анализа были использованы данные измерений, представленные на рис. 3., и полученные в широком диапазоне скоростей ветра и разницы температур вода-воздух. Сначала рассмотрим, как сопротивление морской поверхности зависит от разницы температур вода-воздух при различных скоростях ветра.

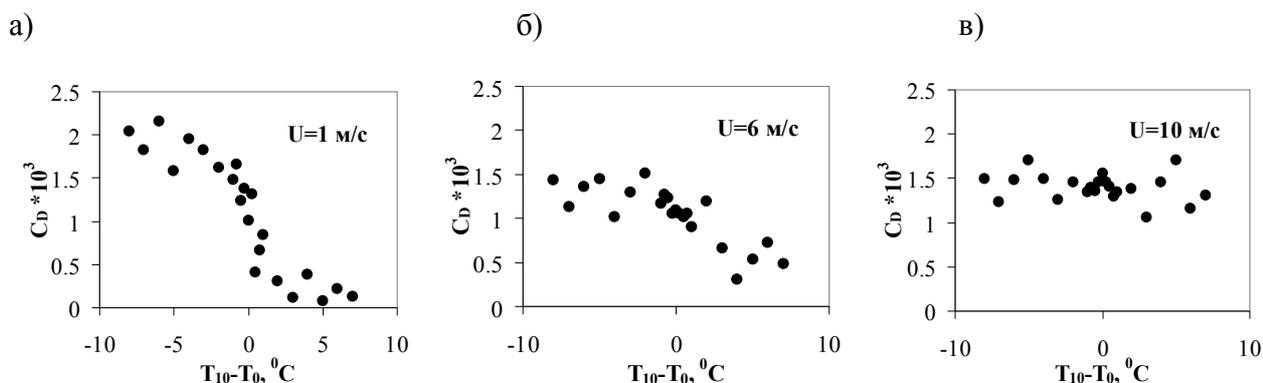


Рисунок 4. Экспериментальная зависимость коэффициента сопротивления морской поверхности от разницы температур воздух-вода при различных скоростях ветра (используются данные, осредненные по ΔT).

При малых ветрах наблюдается явная зависимость. Уменьшение коэффициента сопротивления с ростом устойчивости может быть представлено и из выводов теории подобия Мони́на-Обухова.

Кроме зависимости от стратификации присутствует и зависимость от влажности. Она не столь значительна, но тоже требует учета.

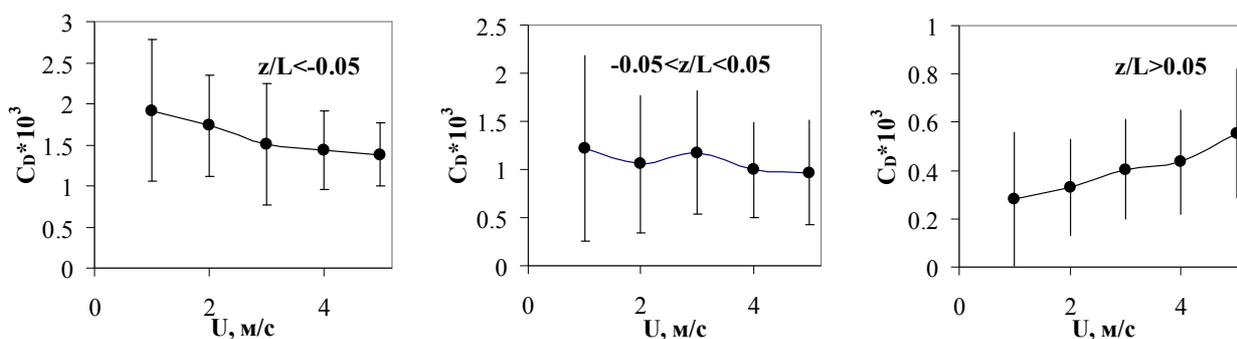


Рисунок 5. Зависимость коэффициента сопротивления морской поверхности от скорости ветра при различных стратификациях (используются данные, осредненные по скоростям ветра).

В результате, по экспериментальным данным установлено, что при неустойчивой стратификации коэффициент сопротивления при малых ветрах уменьшается с увеличением скорости ветра. (рис. 5) В частности, этим объясняется тот факт, что в конвективных условиях при $U \rightarrow 0$ динамическая скорость u_* нулю не равна. При нейтральной стратификации C_D практически не меняется, а при устойчивой стратификации увеличивается. На основе этих данных разработаны параметризации, представляющие C_D как функцию влажности, разницы температур и скорости ветра $C_D = f(U, \Delta T, r\%)$. Используется кубическая параметризация зависимости коэффициента сопротивления от скорости ветра. Аналогичная процедура была выполнена и для числа Стентона. Следует отметить, что полученные функции не носят универсальный характер, и входящие в них коэффициенты могут изменяться в зависимости от внешних условий.

Одновременные пульсационные и профильные измерения позволили исследовать

зависимость коэффициента сопротивления от числа Ричардсона
$$\left(Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial U / \partial z)^2} \right),$$

характеризующего стратификацию атмосферы (Рис. 6). Таким образом, подтверждается теоретически обоснованная зависимость коэффициента сопротивления и связанного с ним параметра шероховатости от стратификации атмосферы (Zilitinkevich, 2008).

Широко обсуждаемой проблемой является существование турбулентности при числах Ричардсона выше критического $R_{крит} \approx 0.25$ (Businger at al, 1971, Казанский, 1965), т.е. при сильно устойчивой стратификации. Теоретически этот факт обоснован в работах С.С. Зилитинкевича (Zilitinkevich at al, 2007-2009). Данные натуральных наблюдений также подтверждают, что турбулентность может существовать и при числах Ричардсона выше критического. При параметризации турбулентного обмена в приземном слое эта проблема решается выбором универсальных функций, не допускающих уменьшения до нулевых

значений коэффициентов обмена, т.е. позволяющих турбулентности существовать при сильно устойчивой стратификации. Другая проблема состоит в том, что сильно устойчивая стратификация характеризуется уменьшением высоты приземного слоя ниже высоты нижнего модельного уровня, что делает неправомерным использование метеовеличин, полученных на этом уровне, для расчета турбулентных потоков в приземном слое.

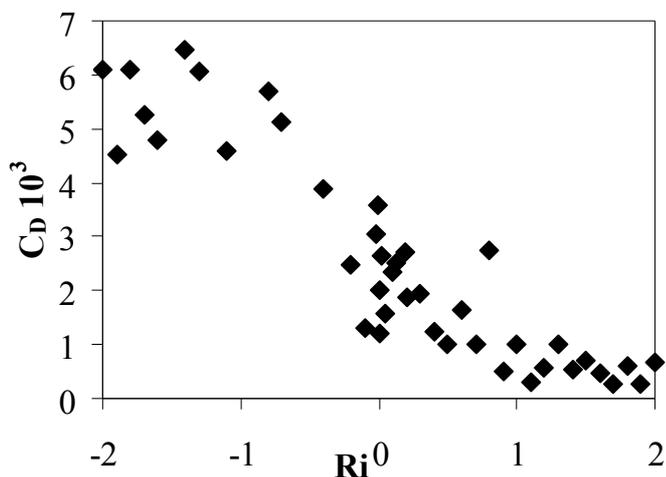


Рисунок 6. Зависимость коэффициента сопротивления от числа Ричардсона.

Коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности моря является критически важным параметром в теории ураганных ветров. Традиционные балк-формулы, выведенные на основании обобщения экспериментальных данных, полученных при скоростях ветра менее 30 м/с, дают завышенные значения коэффициента сопротивления морской поверхности при ураганных ветрах. При этом оценки показывают, что диссипация энергии за счет трения оказывается слишком высокой, чтобы объяснить наблюдаемую скорость ураганного ветра при реалистичных источниках энергии. Проблема объяснения высоких значений скорости ветра при ураганах может быть разрешена, если после того, как скорость ветра достигает некоторого критического значения, коэффициент сопротивления морской поверхности перестает возрастать с увеличением скорости ветра.

На рис. 7а представлена зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра, полученная нами из экспериментальных данных в штормовых условиях. Аналогичный результат был представлен в работе Black et al, 2007 (рис. 7б) на основе самолетных измерений в ураганах.

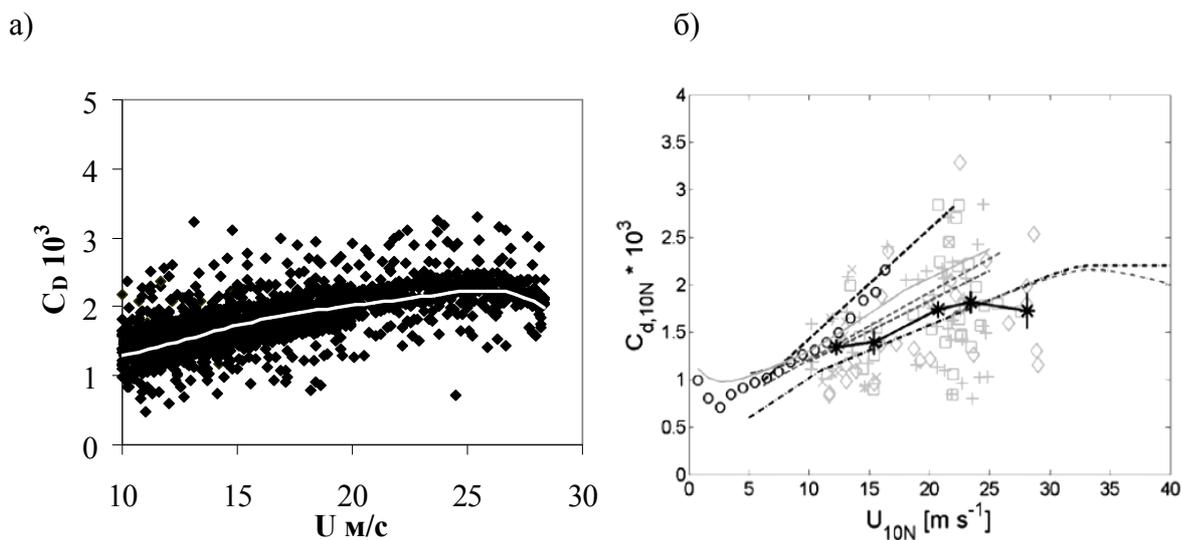


Рисунок 7. Зависимость коэффициента сопротивления при сильных ветрах от скорости ветра. (а) Измерения, выполненные автором в открытом море; (б) самолетные измерения в работе (Black at al, 2007).

Подобный эффект наблюдается при метелях и песчаных (пылевых) бурях. (рисунок 8). Эти явления объединяет тот факт, что во всех случаях при усилении скорости ветра у поверхности образуется движущийся слой частиц – водяных капель, частиц песка и почвы, снежинок. То есть поток становится двухфазным. У поверхности, концентрация частиц больше, чем в более верхних слоях. Это означает, что внизу плотность воздушной смеси (воздуха и частиц) больше, чем наверху - то есть дополнительно к температурной стратификации образуется устойчивая стратификация атмосферы по плотности. Чем стратификация устойчивей, тем больше энергии тратят турбулентные вихри на преодоление сил плавучести, а значит, тем меньше у них остается энергии, и интенсивность перемешивания падает. То есть наличие взвешенных частиц в воздухе приводит к ослаблению турбулентности в приземном (приводном) слое. Увеличение устойчивости стратификации означает уменьшение значения масштаба длины Монина-Обухова в приземном слое за счет дополнительного слагаемого, содержащего в себе плотность воздушной смеси и турбулентный поток частиц. Это приводит к уменьшению потока импульса через поверхность и к уменьшению коэффициента турбулентного обмена в приземном слое. Как известно, сильные инверсии температуры в чистых воздушных потоках тоже снижают интенсивность турбулентности и вызывают уменьшение коэффициента сопротивления поверхности.

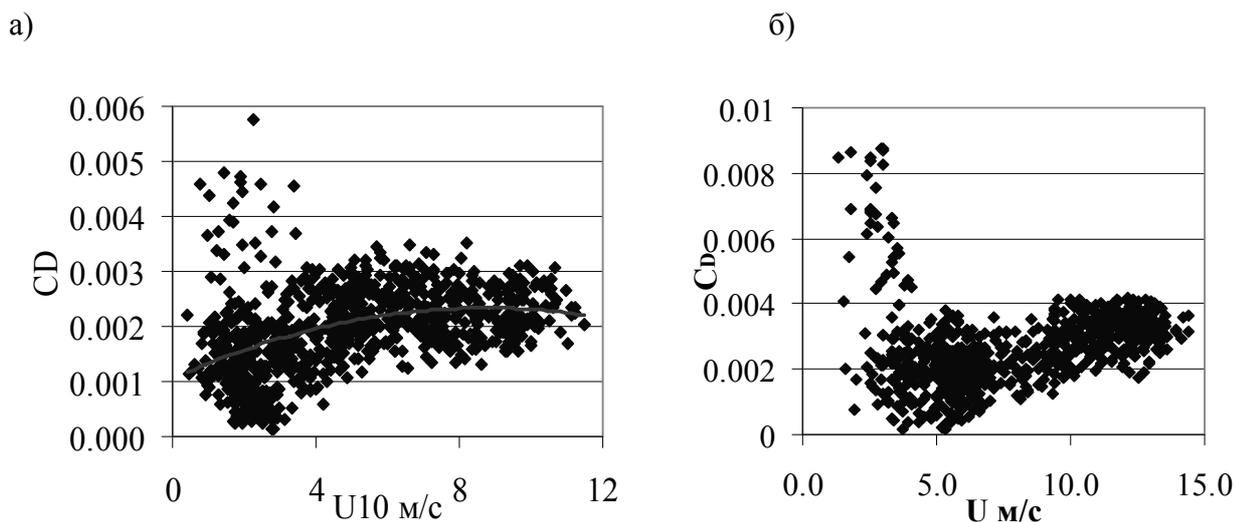


Рисунок 8. Зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра (а) при метели (ровная заснеженная поверхность) и (б) песчаной поверхности (Калмыкия).

Теоретическое описание эффекта ускорения двухфазного потока было дано в работе Varenblatt, Golitsyn, 1974. Для описания профиля нейтрально стратифицированного несущего взвешенные частицы потока ими была получена функция:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_0} + b \frac{z}{L_d} \right), \quad (9)$$

здесь b – константа, L_d – внешний параметр подобия, который является функцией концентрации примеси в потоке.

$$L_d = \frac{u_*^3}{\kappa g w_g \sigma S}, \quad (10)$$

где w_g – скорость свободного падения частиц, $S(z)$ – концентрация частиц на уровне z ,

$$\sigma = \frac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} - \text{относительное превышение плотности частиц над плотностью воздуха.}$$

Согласно формуле Стокеса $w_f = 2\sigma g r^2 / 9\nu$, где r – радиус частиц. Для расчета профиля

концентраций частиц используем соотношение $\omega = \frac{w_f}{\alpha_s \kappa u_*}$, где α_s – константа.

При $\omega < 1$ профиль концентрации частиц можно представить как $S(z) = S_r \left(\frac{z}{z_r} \right)^{-\omega}$, где S_r –

концентрация частиц на высоте z_r . В таблице 5 представлены рассчитанные из уравнений (6,9) характерные величины скорости ветра, при которых коэффициент сопротивления начинает уменьшаться для различных примесей. Полученные данные хорошо согласуются с результатами наблюдений.

Таблица 5. Характерные скорости ветра при которых возможно уменьшение значений коэффициента сопротивления.

Примесь	Брызги	Песок	Снег
Размер частиц	10 мкн	60 мкн	100 мкн
Скорость ветра	22 м/с	12 м/с	10 м/с

Данный подход может объяснить и тот факт, что по данным измерений с морской платформы при береговых ветрах уменьшение коэффициента начинается при меньших значениях скорости ветра. При береговых ветрах разгоняемая волна короче и обрушения начинаются раньше. Другой причиной наблюдаемого явления может быть трансформация профилей скорости ветра и температуры при натекании воздушного потока с берега на морскую поверхность.

Изучение воздействия пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ) и нефтепродуктов на характеристики ветровых волн и динамику приводного слоя атмосферы в настоящее время представляет значительный интерес, прежде всего в связи с задачами спутникового мониторинга океана, разработкой дистанционных методов идентификации и диагностики техногенных загрязнений различных акваторий, а также зон повышенной биологической продуктивности. Изменяя физические свойства нижней границы приводного атмосферного погранслоя, пленки влияют на обмен импульсом, теплом и веществом между атмосферой и морем. Оценка таких эффектов представляет очевидный интерес и для развития оперативных моделей прибрежных акваторий, включая моделирование экосистем, и для климатических исследований.

Прежде всего, пленки подавляют самые короткие ветровые волны и их обрушения, уменьшая шероховатость морской поверхности и, таким образом, влияя на турбулентность приводного атмосферного погранслоя. Наличие пленок влияет также на интенсивность потока CO_2 через водную поверхность.

С целью исследования влияния сликов на структуру приводного слоя атмосферы на морской поверхности создавалась искусственная пленка с характерным размером 100 м и более. Синхронные записи всей задействованной аппаратуры выполнялись в течение получаса до прохождения пленки под платформой, во время прохождения пленки, которое длилось примерно 15 минут, и в течение получаса после прохождения пленки. Таким образом, возникала возможность выделения эффектов пленки на естественном фоне.

В таблице 6 представлено изменение шероховатости поверхности и скорости ветра в приповерхностном слое при прохождении слика.

Таблица 6. Параметр шероховатости и скорость ветра на стандартном горизонте

Состояние поверхности	Параметр шероховатости z_0 , см	Скорость ветра U_{10} , м/с	Время осреднения, мин
12 октября 2009 года (#1)			
До слика	0.196	7.5	20
Прохождение слика	0.079	7.9	15
После слика	0.095	7.8	10
13 октября 2009 года (#2)			
До слика	0.059	4.2	18
Прохождение слика	0.023	4.8	13
После слика	0.048	4.3	15
18 октября 2009 года (#3)			
До слика	0.051	4.1	10
Прохождение слика	0.018	4.6	15
После слика	0.043	3.8	15

Во время прохождения слика параметр шероховатости уменьшается, в то время как скорость ветра возрастает. Эффект имеет место также и в эксперименте при умеренном ветре с наличием обрушений на морской поверхности.

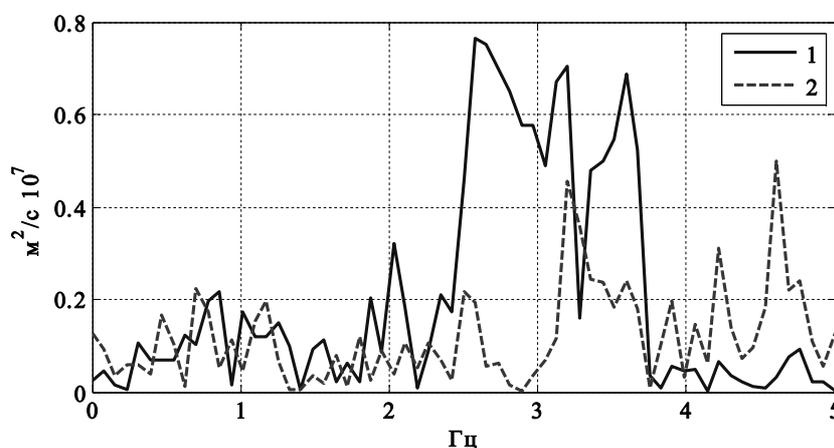


Рисунок 9. Кросс-спектр горизонтальной и вертикальной скоростей воздушного потока при прохождении над чистой поверхностью (1) и поверхностью, покрытой пленкой (2).

Пленка не влияет на волны зыби, но подавляет ветровые волны с высокими частотами. Поэтому над пленкой можно ожидать уменьшения интенсивности потока импульса именно в высокочастотной области. Это представление подтверждается формой кросс-спектров горизонтальной и вертикальной скоростей ветра. На рис. 9 приведены кросс-спектры вертикальной и горизонтальной скоростей ветра для эксперимента 3, рассчитанные по измерениям над чистой поверхностью и над поверхностью, покрытой пленкой.

Рисунок указывает, что турбулентная структура воздушного потока меняется в зависимости от состояния прилегающей морской поверхности. Это подтверждается спектральным анализом других измеряемых атмосферных характеристик.

В главе 3 исследуется динамика и структура кatabатических ветров по данным измерений в Антарктиде и на Шпицбергене. Возникновение стоковых (катабатических) ветров в полярных районах связано с сильным охлаждением воздуха на склонах ледниковых плато и движением его под действием силы тяжести вниз по склону. Эти ветра оказывают значительное влияние как на климат данных регионов, так и на энергетический баланс в зоне ледника. В свою очередь, сила ветров зависит от рельефа местности и синоптической ситуации в регионе. Над локальными протяженными ледниками стоковые ветра возникают, как правило, в период таяния. Теплый воздух, который нагревается над соседними скалами и открытой почвой, переносится над тающим ледником с помощью крупномасштабной циркуляции, воздух охлаждается о ледниковую поверхность, и поток скатывается с ледника. Такие ветра продолжают до тех пор, пока поверхность ледника находится в состоянии таяния, то есть в течение весны и лета. Эти ветра играют огромную роль в энергетическом балансе поверхности ледника, так как генерируют турбулентность, которая обеспечивает обмен теплом между атмосферой и ледниковой поверхностью.

Но, несмотря на многочисленные исследования кatabатических ветров, четкой теории данного явления до сих пор не разработано. В тех работах, где изложены положения о кatabатическом ветре, другие атмосферные характеристики не рассматриваются. И, практически, нет работ в которых рассматривалось бы взаимодействие стока с морской поверхностью. Измерения, выходящие за рамки стандартной метеорологии, носят эпизодический характер. Очень скудные сведения о турбулентной структуре ветра, о его влиянии на турбулентный энергообмен атмосферы с подстилающей поверхностью.

Основные, представленные в работе результаты, получены во время наблюдений турбулентной структуры атмосферы на ст. Нью-Алесунд и леднике Конгсвеген в Королевском фьорде Шпицбергена в апреле 2008 и 2009 годов.

Согласно климатологии Шпицбергена, в течение всего года кроме двух летних месяцев преобладающие ветра в регионе дуют с направления, расположенного между северо-востоком и юго-востоком. Но на самом деле циркуляция в приземном слое атмосферы оказывается очень сильно зависимой от рельефа конкретной местности и от ветровых потоков местного происхождения. Эти потоки, направленные вдоль долин и фьордов, переносят холодный воздух с ледников к относительно тепловому морю.

Если область низкого давления расположена Юго-Западнее Шпицбергена, то геострофический ветер усиливает локальный приземный ветровой поток, если ситуация

противоположна, то геострофический и местный ветра существуют независимо друг от друга. Постоянно существующий на леднике сток при отсутствии соответствующих барических условий, не влияет на ветровой режим окружающих районов.

Микрометеорологические данные, даже если они получены в одной точке, могут давать информацию о состоянии приземного слоя атмосферы, например, через расчет параметра Мони́на-Обухова, который определяет стратификацию (устойчивость) атмосферы. При больших скоростях ветра, в основном, наблюдалась стратификация, близкая к нейтральной. Устойчивая стратификация возникала при ветрах юго-восточного направления. Неустойчивая – при слабых северо-восточных ветрах. Большую часть времени поток тепла был отрицателен, что соответствует устойчивому состоянию атмосферы.

При устойчивости направления кatabатическим ветрам свойственна значительная нестационарность скорости ветра, что выражается в его порывистости. Это связано с наличием мезомасштабных вихрей в ветровом потоке. Пространственный масштаб таких вихрей может меняться от нескольких до десятков метров, а временной – до нескольких минут. Для выявления масштабов этих вихрей использовалось вейвлет-преобразование. Обнаружено, что интенсивность вихреобразования усиливается в моменты начала и окончания действия кatabатического потока. При сильных ветрах изменчивость скорости ветра преобладает над изменчивостью температуры. При слабых доминируют температурные структуры.

При наличии небольших крутых ледниковых склонов на фоне региональных ветров возникают местные ветра. Основная причина их возникновения — градиент давления, по разному направленный днем и ночью. В классическом случае они настолько слабы, что забываются любым, даже небольшим циклоном. Но они являются значительной составляющей местного климата.

По измерениям на локальном ледниковом склоне наблюдался четкий суточный ход всех метеопараметров. При максимальном дневном прогреве слабый поток ветра дул со склона. При уменьшении поступления солнечной радиации воздух начал остывать, ветер сменил направление. Но ночное выхолаживание поверхности снова привело к усилению ветра и возникновению устойчивого стока. При этом выхолаживание приводит к тому, что поток тепла меняет знак, стратификация атмосферы становится устойчивой. Это совпадает с моментом усиления ветра. В отличие от сильных кatabатических ветров, возникающих на протяженных ледниках, локальный сток обладает меньшей порывистостью и не содержит явных вихревых структур в потоке.

Расчет характеристик энергообмена при действии кatabатических ветров по традиционным аэродинамическим балк-формулам из-за несоответствия большой скорости

ветрового потока и степени его турбулизации дает сильно завышенные результаты. Более правдоподобные результаты дает профильный метод. В этом методе турбулентные потоки вычисляются по измерениям стандартных метеорологических характеристик на двух высотах с использованием универсальных функций

Поток тепла можно определить как:

$$F = \overline{w'T'} = \frac{H}{\rho c_p} = \frac{-u_* k (T_1 - T_s)}{\ln\left(\frac{z}{z_{0H}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z}{L}\right)}, \quad (11)$$

где T_1 – температура первого уровня, T_s температура поверхности (в случае измерений на двух уровнях используется T_2 и T_1 соответственно), z_{0H} параметр шероховатости для температуры.

Динамическая скорость вычисляется по формуле:

$$u_* = \frac{kU}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right)} \quad (12)$$

где $k=0.4$ постоянная Кармана, z_0 параметр шероховатости, и L масштаб Монино-Обухова

$$L = \frac{z}{Ri} \frac{\varphi_H}{\varphi_M^2}$$

Здесь φ_H универсальная функция для температуры и φ_M универсальная функция для скорости ветра.

Функции Ψ_H и Ψ_M вычисляются по формулам:

$$\Psi_M = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{1 - \varphi_M(\xi)}{\xi} d\xi \quad (13)$$

$$\Psi_H = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{1 - \varphi_H(\xi)}{\xi} d\xi \quad (14)$$

Для определения функций φ_H и φ_M $\varphi_m = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z}$; $\varphi_H = \frac{\kappa z}{T_*} \frac{\partial T}{\partial z}$; для кататического

потока использовались одновременные профильные и турбулентные измерения на леднике.

Профильные измерения проводились на 15-метровой турбулентной мачте с датчиками на 6 уровнях.

На рисунке 10 показаны полученные из измерений универсальные функции. Универсальная функция по скорости ветра разделена на два случая – когда ветровой максимум находился на 6 метрах и на 9.

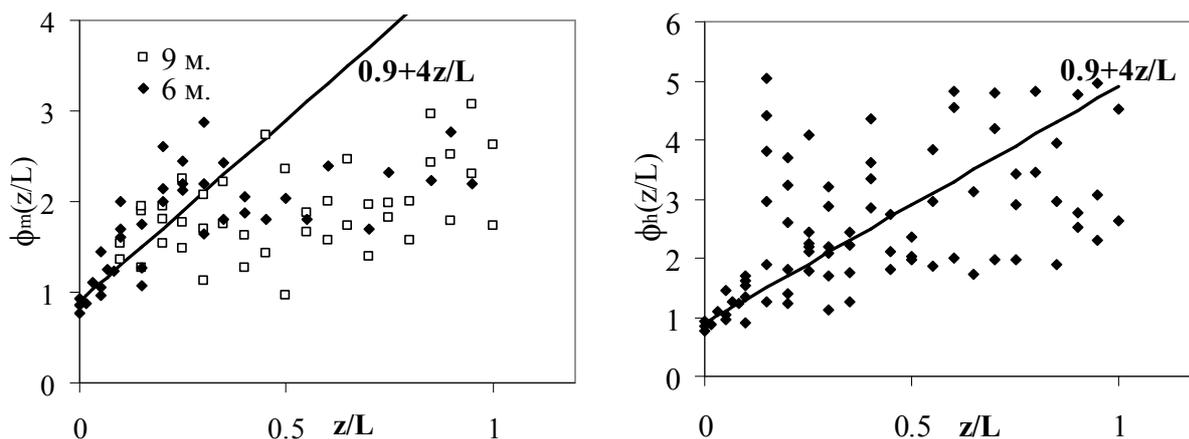


Рисунок 10. Универсальные функции для потоков импульса и тепла по измерениям на леднике. φ_{M1} соответствует ветровому максимуму на 9 м., а φ_{M2} - на 6.

При увеличении устойчивости наблюдается сильный разброс данных, что делает полученные аппроксимации, вообще говоря, нерепрезентативными. При повышении уровня ветрового максимума устойчивость потока увеличивается. При этом наблюдается существенный дисбаланс энергии, что делает применение теории МО условно-возможной.

Было проведено сравнение измеренных и рассчитанных потоков с использованием линейных универсальных функций $\varphi_{m,h} = 0.9 + 4z/L$. Если при стратификации, близкой к нейтральной, значения рассчитанных и измеренных потоков тепла и импульса хорошо совпадают, то при увеличении устойчивости разница между рассчитанными и измеренными значениями увеличивается до 50%. Проведенное исследование подтверждает, что вид универсальных функций φ_α при кататических ветрах отличается от общепринятых параметризаций из-за деформации профиля температуры и скорости ветра.

В главе 4 обсуждаются результаты прямых измерений турбулентных потоков тепла и импульса, проведенные в различных районах Арктики над различными поверхностями. Исследуются температурные и структурные характеристики подстилающей поверхности, а также трансформация профилей метеохарактеристик над поверхностью сложной структуры.

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. Ледяной покров определяет изменение альбедо, потоки тепла и влаги, а также динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой. На формирование термического режима приповерхностного слоя атмосферы существенное влияние оказывают и фазовые превращения на поверхности океана, связанные с замерзанием водной поверхности и таянием льдов. Особый

интерес представляет изучение влияния на тепловой баланс полярных районов полыней и разводий (трещин, каналов).

Теплообмен между атмосферой и океаном при наличии ледяного покрова формируется под воздействием большого числа факторов. Радиационный баланс является основной расходной статьей теплового бюджета многолетнего ледяного покрова зимой. Сильное радиационное выхолаживание и сравнительно небольшое поступление тепла от океана через теплоизолирующий слой льда приводят к тому, что температура верхней поверхности льда оказывается ниже температуры окружающего воздуха. Это определяет устойчивую стратификацию приледного слоя атмосферы и отрицательный знак турбулентного потока явного тепла, что означает охлаждение нижнего слоя атмосферы. Вклад турбулентного потока скрытого тепла незначителен, что объясняется малым содержанием водных паров в приледном слое атмосферы. В летний период преобладает нейтральная стратификация атмосферы, турбулентные потоки малы и также преобладает радиационный баланс за счет потоков коротковолновой радиации.

Но над участками молодого тонкого льда и, тем более, открытой поверхности в полынях и разводьях, условия теплообмена меняются: Все составляющие теплового баланса увеличиваются, а турбулентный поток тепла меняет знак. Особенно это существенно в осенне-зимний период, когда разница температур вода-воздух может достигать нескольких десятков градусов.

На рисунке 11 показан тепловой баланс, полученный над различными типами льда в осенний период при отсутствии солнечной радиации. Длинноволновый радиационный баланс рассчитывался по данным метеорологических наблюдений и радиозондирования атмосферы. Видно, что при наличии открытой воды и молодого льда в осенне-зимний период турбулентный энергообмен начинает играть ключевую роль в общем энергетическом балансе, при том что над многолетними льдами его величины незначительны. Наблюдался положительный поток тепла над зонами разводий и отрицательный над многолетними льдами.

Из экспериментальных данных получено, что при одинаковых погодных условиях в летне-осенний период турбулентный энергообмен линейно зависит от сплоченности льда (процентное отношение площади открытой воды к площади льда). Похожий результат был получен из профильного метода расчета потоков.

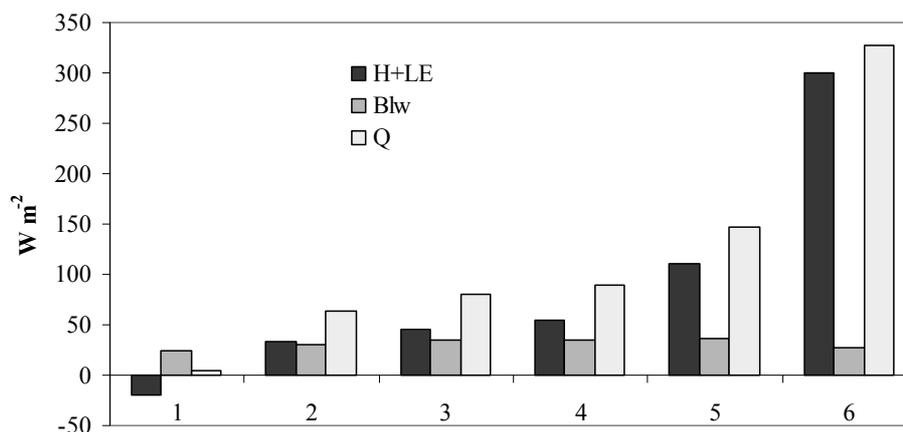


Рисунок 11. Тепловой баланс над различными типами льда в осенне-зимний период. $H+LE$ – суммарный турбулентный баланс (поток тепла и влажности), B_{lw} – длинноволновый баланс. Q – суммарный тепловой баланс. 1. Многолетний лед; 2. 85% многолетнего льда и 15% молодого льда; 3. Молодой лед; 4. Прикромочная зона (50% многолетнего льда, 25% молодого льда, 25% открытой воды); 5. Открытая вода; 6. Открытая вода при штормовых условиях.

Измерения характеристик атмосферной турбулентности непосредственно со льда, в отсутствии влияния корпуса корабля и вибрации, позволяют получить более аккуратные результаты, особенно при малых значениях турбулентных потоков.

Коэффициент аэродинамического сопротивления и связанный с ним параметр шероховатости z_0 необходимы при расчетах дрейфа ледяных полей, прогнозировании ледовой обстановки, расчетах давления льда на суда и береговые сооружения. C_D ледовой поверхности в очень большой степени зависит от формы, геометрических размеров и размещения имеющихся на ней неровностей (заструги, торосы). Кроме того, сопротивление ледовой поверхности зависит от состояния снежного покрова, от наличия поземки и снегопадов, от стратификации приземного воздуха. Поэтому коэффициент сопротивления и параметр шероховатости оказываются чрезвычайно изменчивы во времени и в пространстве Арктики в зависимости от метеорологических характеристик и распределения зон торошения и подвижек льда, чем объясняется большой разброс экспериментальных коэффициентов и параметров шероховатости Арктики.

Измерения показывают, что при слабых и умеренных ветрах C_D над ледяной заснеженной поверхностью не зависит от скорости ветра. Но при увеличении скорости ветра на поверхности образуется поземка, заметная на высоте 10 метров при скоростях ветра 5-7 м/с. Это явление вызывает уменьшение сопротивления поверхности и, соответственно, C_D . Сведения о поведении C_D и z_0 при снегопадах по данным измерений противоречивы из-за сложности проведения наблюдений в таких условиях. Данные говорят о тенденции снижения C_D .

Очень существенно влияние на воздушный поток торосов и других неровностей. Для исследования трансформации воздушного потока над грядой торосов были проведены прямые измерения потока импульса на различном расстоянии от гряды торосов с наветренной и подветренной стороны. Диаметр основания торосов составлял 2-3 метра, высота $h \sim 1.5$ м. Под влиянием взаимодействия с торосами существенно изменяется структура турбулентного потока - крупные турбулентные вихри разбиваются на более мелкие и интенсивность турбулентности резко возрастает. Среднее значение C_D над такими торосами составило: $3.1 \cdot 10^{-3}$. Экспериментально получена зависимость коэффициента сопротивления от среднеквадратичной высоты неровностей $C_D \cdot 10^3 = 1.4 + 0.2 \ln E$.

Значение z_0 при переходе от ровной поверхности к торосенной изменяется на два порядка. За грядой торосов вдоль по потоку распространяется зона повышенной интенсивности турбулентности. От степени развития этой зоны зависит горизонтальное расстояние, до которого распространяется влияние торосов. Непосредственно за грядой (от подстилающей поверхности, до высоты порядка h) поток некоторое время сохраняет свойства, которые сформировались у него при прохождении гряды торосов. Скорость ветра здесь ослаблена, напряжение турбулентного трения растет с высотой, и, следовательно, в этой области потока основные соотношения подобия для пристеночного течения не могут быть использованы.

Теоретическая оценка влияния ледяных торосов на характер турбулентного течения выполнялась на основании решения замкнутой системы уравнений, описывающих трансформацию потока над неоднородной поверхностью. Гряда торосов представляется в виде зоны шероховатости с равномерно расположенными препятствиями. Характеристиками препятствий является их средняя высота h , площадь в единице объема (s) и коэффициент аэродинамического сопротивления C_D . В данной задаче торосы моделировались в виде равномерно ориентированных гряд со средним диаметром основания 2-3 метра, высота ~ 2 м. По результатам расчетов напряжение трения резко изменяется при переходе потока с одной подстилающей поверхности на другую. Эти изменения носят характер всплеска на расстоянии порядка h , а затем поток импульса постепенно приближается к своему равновесному значению.

Полярной зимой холодная атмосфера и относительно теплый океан разделены мощным слоем льда, что препятствует их взаимодействию. При образовании разрывов льда из-за большой разницы температуры образуются сильные уходящие потоки. Возможны два типа таких разрывов: полыньи - большие участки открытой воды размером от нескольких сотен метров до сотен километров, которые образуются зимой и, как правило, в одних и тех

же местах и разводья (каналы и трещины) - линейные подвижки льда, при которых образуются разрывы шириной 1м – 1км и длиной 1 – 100 км. Разница температур океана и воздуха в этих местах достигает 20-40° С и это позволяет большому количеству скрытого и явного тепла поступать из океана в атмосферу.

Экспериментальное исследование полыней позволяет выявить особенности турбулентного обмена над ними в сравнении с открытым океаном и предложить параметризации для моделей. Важный параметр полыньи - высота h внутреннего пограничного слоя, т.е. сферы влияния теплой воды. Определяется она расстоянием x от кромки льда, с которой дует ветер.

На основании решения уравнений

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = [(\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_h] / h \quad (15)$$

$$\frac{\partial \Delta \theta}{\partial t} = \gamma_\theta \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial \theta_m}{\partial t} \quad (16)$$

получены следующие параметризации, позволяющие рассчитать все параметры внутреннего пограничного слоя:

1) Профиль потенциальной температуры

$$\theta_m(x) = \theta_m(0) + \frac{(1 + \beta)}{u_m c_p} \int \frac{H_s(x)}{\rho(x)h(x)} dx \quad (17)$$

2) высота внутреннего пограничного слоя:

$$h(x) = h(0) + \frac{2(1 + 2\beta)}{u_m \gamma_\theta c_p} \int \frac{H_s(x)}{\rho(x)} dx \quad (18)$$

Поток тепла определяется как

$$H_s(x) = C_H \rho(x) c_p u_{10} (\theta_{SST} - \theta(x))_s \quad (19)$$

При малых x/z (z – высота измерений) число Стентона равно $1.8 \cdot 10^{-3}$, при больших – 10^{-3} , что соответствует значению, характерному для открытого океана.

В случае наличия на поверхности льда разводий была получена зависимость значения числа Стентона от безразмерной ширины разводья (Рис. 12). Эта зависимость хорошо параметризуется соотношением: $C_H = 1.1 + 0.7 \exp[0.05(X/L)]$.

При натекании конвективного потока со стороны полыньи интересно проследить насколько далеко распространяется влияние полыньи. С этой целью измерения турбулентного потока тепла проводились на разном расстоянии от кромки разводья шириной около 100 метров. Скорость ветра составляла 5-6 м/с, метеорологические условия во время эксперимента не менялись. Вне влияния разводья наблюдалась устойчивая стратификация

атмосферы. Результаты измерений представлены на рисунке 13. Слабое влияние развоя ощущается даже на расстоянии 500 метров от кромки.

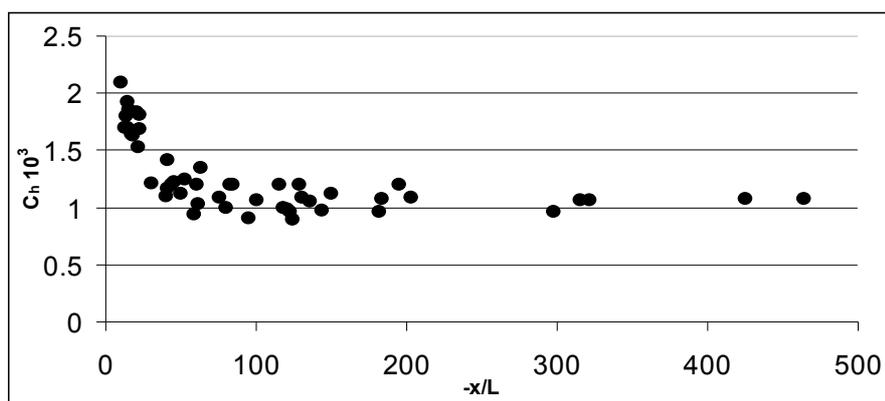


Рисунок 12. Зависимость числа Стентона C_H от безразмерной ширины развоя. L – параметр Монина-Обухова.

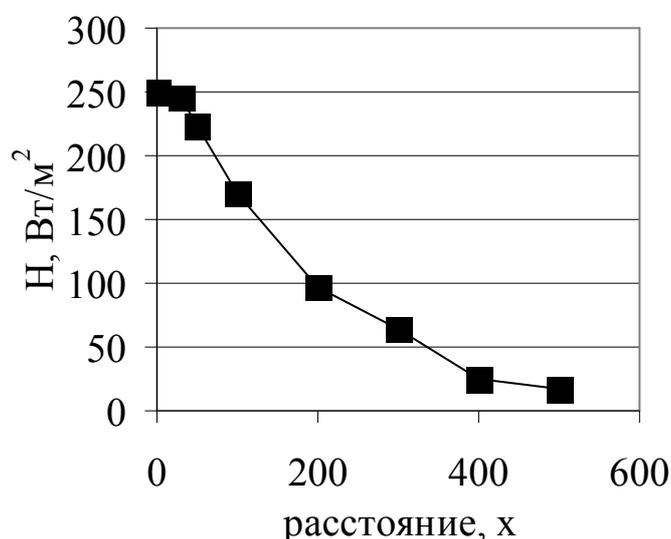


Рисунок 13. Зависимость потока явного тепла от расстояния от кромки при натекании воздушного потока со стороны развоя.

Внутри внутреннего пограничного слоя влияние теплой поверхности изменяет профили температуры и влажности. Считается, что выше ВПС это влияние не ощущается. Наблюдения с самолета, проводимые с целью обнаружения действия трещин на метеорологию Арктики, обнаружили над полыньями т.н. "плюмы" или "перья". Эти образования, расположенные на высоте 4 км, влияют на радиационный баланс над Арктикой и могут проникать через арктическую инверсию и транспортировать тепло в стратосферу.

Чтобы исследовать влияние изменчивости температуры поверхности на температуру атмосферы были проведены одновременные измерения пульсаций температуры поверхности T_0 и температуры воздуха T . Температурные неоднородности на поверхности передаются атмосфере и модулируют низкочастотные возмущения температуры и влажности воздуха.

Из вышесказанного следует, что изменчивость температуры поверхности вызывает значительный отклик в атмосфере даже при сильно устойчивой стратификации. Вероятно, изменение характера атмосферной турбулентности и передача возмущений более высоким слоям и является причиной образования плюмов над полыньям.

По результатам выполненных в районе полыней и разводий измерений была разработана и протестирована параметрическая модель формирования внутреннего пограничного слоя над полынью. Полученные результаты использовались в мезомасштабной модели, позволяющей рассчитывать характеристики энергообмена над неоднородной покрытой льдом поверхностью. Для анализа использован район моря Лаптевых площадью 500x500 км в 2008 году, в центре которого в марте-апреле существовала протяженная заприпайная полынья. Для анализа динамики ледяного покрова использовались данные ENVISAR ASAR и базы данных “Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I passive microwave data”. В качестве входных параметров – данные реанализа и метеорологические данные эксперимента «Трансдрифт-2008». Расчеты показали, что полынья способна влиять на процессы взаимодействия атмосферы и океана в данном регионе, что не разрешается стандартным реанализом.

В Заключении приведены основные результаты работы:

- 1) Существует только один способ непосредственного измерения турбулентных потоков – это метод прямых пульсаций или eddy covariance. Но этому методу присущи определенные недостатки, которые вызывают более или менее значительные ошибки в расчете потоков. Измеренные сигналы нуждаются в серьезной обработке с применением различных фильтров и коррекций. На основании прямых измерений пульсаций метеопараметров в работе показаны условия применимости различных коррекций. Выбраны оптимальные методы корректировки данных для работы в морских условиях.
- 2) С учетом экспериментальных возможностей группы разработана и применена методика корректировки движения судна. Для реализации методики необходимо проводить дополнительные измерения трех компонент движения судна и углов наклона, а также вектор поступательного движения судна относительно морской поверхности. Контроль качества данных после применения коррекции показал хорошую работу данного фильтра.
- 3) Применение прямого метода для измерения потоков углекислого газа с судна в Северном ледовитом океане показало его хорошую применимость даже в условиях малых величин потоков. Установлено, что в прибрежных районах Арктический океан является источником CO₂ в атмосферу. Так же возможными источниками могут быть

линзы речной воды. При береговых ветрах существует перенос потока с берега. Лед препятствует газообмену - поток мал и зависит от толщины льда. Но при замерзании полыньи и разводья являются источником CO_2 , а снежницы – стоком. Сравнение с балансовым методом расчета потоков показал преимущество кубической аппроксимации при расчете потоков.

- 4) Прямые измерения потоков тепла и импульса над морем, позволили уточнить зависимость коэффициента сопротивления от внешних условий. Проведен анализ существующих методов расчета характеристик турбулентного энергообмена атмосферы и морской поверхности. На основании большого массива экспериментальных данных проанализированы зависимости параметрических коэффициентов от метеорологических параметров, предложены новые параметризации. Особое внимание уделено энергообмену при штормовых и слабых ветрах. Установлена зависимость коэффициентов обмена и параметра шероховатости от стратификации. Экспериментально подтверждено уменьшение коэффициента сопротивления при сильных ветрах. На основании теории двухфазного потока предложен механизм объяснения этого явления.
- 5) Проведенные эксперименты убедительно показали, что пленки ПАВ на морской поверхности влияют на структуру турбулентности приводного слоя атмосферы. Даже относительно небольшие по площади пленочные пятна (линейный размер около 100 м) способны вызывать изменения в спектрах турбулентных флуктуаций характеристик атмосферы. Если пленки растительного масла воздействуют на процессы в приводном слое атмосферы, то можно ожидать, что нефтяные загрязнения, которые изменяют шероховатость морской поверхности еще более значительно, также будут проявляться в характеристиках атмосферной турбулентности.
- 6) Установлено наличие мезомасштабных вихревых структур масштаба от десятков секунд до нескольких минут кататическом в ветровом потоке. Интенсивность образования структур увеличивается с увеличением скорости ветра. Обнаружено уменьшение коэффициента сопротивления заснеженной поверхности с увеличением скорости ветра, связанное с образованием поземки.
- 7) Прослежена суточная динамика локального ветрового потока, возникающего на крутом ледниковом склоне. Ночное выхолаживание поверхности приводит к усилению ветра и возникновению устойчивого стока. Поток тепла меняет знак, стратификация атмосферы становится устойчивой. Это совпадает с моментом усиления ветра. В отличие от сильных кататических ветров, возникающих на протяженных ледниках, локальный

сток обладает меньшей порывистостью и не содержит явных вихревых структур в потоке.

- 8) Проанализирована турбулентная структура кatabатического потока над ледниковым склоном. При увеличении устойчивости наблюдается сильный разброс значений расчета универсальных функций, что делает полученные аппроксимации, вообще говоря, нерепрезентативными. При повышении уровня ветрового максимума устойчивость потока увеличивается. При этом наблюдается существенный дисбаланс энергии, что делает применение теории МО условно-возможной. Если при стратификации, близкой к нейтральной, значения рассчитанных с применением линейной аппроксимации и измеренных потоков тепла и импульса хорошо совпадают, то при увеличении устойчивости разница между рассчитанными и измеренными значениями увеличивается до 50%. Проведенное исследование подтверждает, что вид универсальных функций φ_α при кatabатических ветрах отличается от общепринятых параметризаций из-за деформации профиля температуры и скорости ветра.
- 9) На основе обработки обширного экспериментального материала, собранного в полярных районах, показано, что поток турбулентного тепла в значительной мере зависит от толщины и сплоченности льда. Над молодым, тонким льдом толщиной 30 см он на 1-2 порядка превышает поток тепла над многолетним паковым льдом. В осенне-зимнее время при сплоченности льда в 7 баллов, поток меняет знак и становится отрицательным. Такой лед служит надежной теплоизоляцией и не пропускает тепло от сравнительно теплой воды (около 0 градусов) в холодную атмосферу (температура которой может опускаться до -50 град.).
- 10) Коэффициент аэродинамического сопротивления C_D и параметр шероховатости ледовой поверхности z_0 чрезвычайно изменчивы во времени и в пространстве, и в большой степени зависят от формы, геометрических размеров и расположения на ней различных неровностей (заструги, торосы) и от состояния снежного покрова, от наличия поземки и снегопадов, от стратификации приземного воздуха, Экспериментально получены значения для C_D находятся в интервале от 0,64 до $2,4 \cdot 10^{-3}$, а - для z_0 – в интервале от 0,4 до $20 \cdot 10^{-2}$. Экспериментально получена зависимость коэффициента сопротивления от среднеквадратичной высоты неровностей.
- 11) Построена теоретическая модель движения воздушного потока над всторошенным полем и получено расчетное значение C_D над торосами со средним диаметром основания 2-3 м, плотностью расположения – 1 торос на 50м^2 , и высотой 2м ($3,1 \cdot 10^3$). Модельное значение параметра шероховатости z_0 при переходе от ровной поверхности к всторошенной изменяется на два порядка. В целом за фоновую шероховатость ровных

заснеженных ледяных полей можно принять $z_0=2,2 \cdot 10^{-2}$ см, и коэффициент сопротивления при этих условиях и скоростях ветра ниже 7 м/с принимается $C_D = 1.4 \cdot 10^{-3}$. Произведено сравнение модельных и экспериментальных данных, показавших хорошее согласие.

- 12) Разработана и протестирована параметрическая модель формирования внутреннего пограничного слоя над полярной льдом. Полученные результаты использовались в мезомасштабной модели, позволяющей рассчитывать характеристики энергообмена над неоднородной покрытой льдом поверхностью. Для анализа использован район моря Лаптевых площадью 500x500 км в 2008 году, в центре которого в марте-апреле существовала протяженная заприпайная полярная льдом. Для анализа динамики ледяного покрова использовались данные ENVISAR ASAR и базы данных "Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I passive microwave data". В качестве входных параметров – данные реанализа и метеорологические данные эксперимента «Трансдрифт-2008». Расчеты показали, что полярная льдом способна влиять на процессы взаимодействия атмосферы и океана в данном регионе.

Список публикаций И.А. Репиной по теме диссертации

В рецензируемых изданиях

1. Волков Ю.А., Грачев А.А., **Репина И.А.** Измерения частотных спектров турбулентности в приводном слое воздуха в штилевую погоду // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, 1993. №4. С.496-500.
2. Волков Ю.А., Елагина Л.Г., Грачев А.А., Плахина И.Н., **Репина И.А.** Турбулентные потоки и тепловой баланс над растениями // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 1997. Т.33. №4. С.570-573.
3. **Репина И.А.**, Смирнов А.С. Обмен теплом и импульсом между атмосферой и льдом по данным наблюдений в районе Земли Франца-Иосифа. // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2000 Т.36. №5. С. 672-680.
4. **Репина И.А.** Исследование динамических характеристик и температурного режима водной поверхности в Каспийском море // Метеорология и Гидрология. 2000. № 10. С.15-27.
5. Волков Ю.А., Кузьмин А.В., **Репина И.А.**, Трохимовский Ю.Г. Радиометрические исследования температурного режима поверхности воды в лабораторных условиях // Изв. РАН Физика атмосферы и океана. 2004. Т.40. №1. С. 96-101.
6. Artamonov A.Yu., Buchnev I.A., Repina I.A., Skirta A.Yu., Smirnov A.S., Tolpygin L.I. Turbulent Fluxes of Heat and Momentum and Statistical Characteristics of Turbulence in the

- Near-Surface Air in Near-Shore and Deep-Water Zones of the Black Sea // *Oceanology*. 2005. V. 45. Suppl. 1. P. S27–S38.
7. Баханов В.В., Горячкин Ю.Н., Корчагин Н.Н., **Репина И.А.** Черноморская экспедиция в районе Феодосийского залива в августе-сентябре 2005 г. // *Океанология*. 2005. №4. С.634-638.
 8. Semiletov I., Pipko I.I., **Repina I.A.**, Shakhova N. Carbonate dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere-ice-water interfaces in the Arctic Ocean Pacific sector of the Arctic // *Journal of Marine Systems*. 2007. V. 66. P. 204-226.
 9. Баханов В.В., Горячкин Ю.Н., Корчагин Н.Н., **Репина И.А.** Локальные проявления глубинных процессов на поверхности моря в приводном слое атмосферы // *Доклады Академии Наук*. 2007. Т.414. В.4. С.587-591.
 10. **Репина И.А.**, Семилетов И.П., Смирнов А.С. Прямые измерения потоков CO₂ в море Лаптевых в летний период // *Доклады Академии Наук*. 2007. Т.413. В.3. С.452-456.
 11. **Репина И.А.**, Бобков С.А. Теплофизические свойства льда и разных типов открытой поверхности в районе Антарктического полуострова // *Метеорология и Гидрология*. 2007. №9. С.74-80.
 12. Поспелов М.Н., Горячкин Ю.А., Комарова Н.Ю., Кузьмин А.В., **Репина И.А.**, Ситнянский Б.Д., Смирнов М.Т. Комплексный радиофизический эксперимент по дистанционному зондированию морской поверхности CARPOS'05 // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2007. В.4. Т.1. С.227-348.
 13. Троицкая Ю.И., Долина И.С., Ермошкин А.В., Баханов В.В., Зуйкова Э.М., **Репина И.А.**, Титов В.И. Отрицательные корреляции изменчивости приводного ветра и поверхностного волнения // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 4. С.527-542.
 14. Пипко И.И., **Репина И.А.**, Салюк А.Н., Семилетов И.П., Пугач С.П. Результаты сравнения расчетных и измеренных величин потоков CO₂ между океаном и атмосферой в Юго-западной части Восточно-Сибирского моря. *Доклады Академии наук*. 2008. Т.422. № 1. С.110-114.
 15. Артамонов А.Ю., Бучнев И.А., **Репина И.А.** Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в летний период в зоне Антарктической конвергенции // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. В.76. С.155-176.
 16. Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A., Hansen E., **Repina I.A.**, Kirillov S.A., Mauritzen C., Simmons H., Timokhov L.A. Seasonal Variability in Atlantic Water off Spitsbergen. *Deep-Sea Researc*. 2009. Part 1. V. I-56. P.1–14.

17. Кузьмин А.В., Горячкин Ю.А., Ермаков Д.М., Ермаков С.А., Комарова Н.Ю., Кузнецов А.С., **Репина И.А.**, Садовский И.Н., Смирнов М.Т., Шарков Е.А., Чухарев А.М. Морская гидрографическая платформа «Кацивели» как подспутниковый полигон на Черном море // Исследование Земли из космоса. 2009. № 1. С.31-44.
18. **Repina I.A.**, Chukharev A.M., Goryachkin Y.N., Komarova N.Y., Pospelov M.N., Evolution of air-sea interaction parameters during the temperature front passage: The measurements on an oceanographic platform // Atmospheric Research. 2009. V.94. No.1. С.74-80.
19. Pospelov M.N., De Biasio F., Goryachkin Y.N., Komarova N.Y., Kuzmin A.V., Pampaloni P., **Repina I.A.**, Sadovsky I.N., Zecchetto S. Air-sea interaction in a coastal zone: The results of the CAPMOS'05 experiment on an oceanographic platform in the Black Sea // Atmospheric Research. 2009. V.94. №1. P.61-73.
20. **Репина И.А.**, Иванов Б.В., Кузнецов Р.Д. Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. В.2. С.180-188.
21. Чечин Д.Г., **Репина И.А.**, Степаненко В.М. Численное моделирование влияния холодной пленки на тепловой баланс и термический режим водоемов // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 538-550
22. Баханов В.В., Богатов Н.А., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О.Н., Лобанов В.Н., **Репина И.А.**, Титов В.И. Натурные исследования масштабов изменчивости гравитационно-капиллярных поверхностных волн и приводного ветра в шельфовой зоне черного моря // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 255-262.

В сборниках и прочих изданиях

23. Волков Ю.А., **Репина И.А.** Когерентные структуры в атмосферном пограничном слое над морем // Математика, компьютер, образование. 1997. Т.4. С.63-67.
24. **Репина И.А.** Динамика приводного слоя воздуха над неоднородной поверхностью. Аналитическое решение // Математика, компьютер, образование. 1998. Т.5. Ч.2. С.143-145
25. **Репина И.А.**, Смирнов А.С. Перенос тепла и импульса над поверхностями сложной структуры // Математика, компьютер, образование. 2001. Т.8. Ч.2. С.351-356.
26. Волков Ю.А., **Репина И.А.** Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана / В сб. «Поверхностные и внутренние волны в арктических морях» под ред. И.В. Лавренова и Е.Г. Морозова. 2002. гл. 11. С.189-206.

27. Волков Ю.А., Смирнов А.С., **Репина И.А.** Энергетический обмен в северной полярной области по данным эксперимента "Арктика-98" / В сб. «Опыт системных исследований в Арктике» под ред. Лисицына А.П., Романкевича Е.А., Фролова И.Е. 2002. С.285-290.
28. Баханов В.В., Горячкин Ю.Н., Корчагин Н.Н., **Репина И.А.** Локальные проявления глубинных процессов на поверхности моря и в приводном слое атмосферы / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2004. С. 40-53.
29. Баханов В.В., Долина И.С., **Репина И.А.**, Сидоров А.В., Троицкая Ю.И. Влияние нелинейных эффектов на взаимодействие приводного ветра с морской поверхностью в присутствии неоднородного течения. / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2007. С. 7-22.
30. Баханов В.В., Бучнев И.А., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О. Н., **Репина И.А.**, Титов В.И. Натурные исследования изменчивости поверхностного волнения и приводного слоя атмосферы над особенностями рельефа / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2007. С.31–53.
31. **Репина И.А.** Влияние глубоководных процессов на структуру приводного слоя атмосферы / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2007. С.11–21.
32. Баханов В.В., Богатов Н.А., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О.Н., Лобанов В.Н., **Репина И.А.**, Титов В.И. Натурные исследования масштабов изменчивости поверхностного волнения и приводного ветра в районе шельфа. Препринт. 2007. ИПФ РАН. 13 с.
33. **Репина И.А.** Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. Москва. 2007. ИКИ РАН. 36 с.
34. Тимачев В.Ф., Иванов Б.В., **Репина И.А.**, Теплообмен между атмосферой и ледовым покровом // Труды АНИИ. 2008. В.447. С.140-155.
35. Троицкая Ю.И., Долина И.С., Ермошкин А.В., Баханов В.В., Зуйкова Э.М., **Репина И.А.**, Титов В.И.. Отрицательные корреляции изменчивости приводного ветра и поверхностного волнения: примеры натурных наблюдений и теоретическая модель / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2008. С. 25 - 43.
36. Баханов В.В., Волков А.С., Ермошкин А.В., Зуйкова Э.М., Казаков В.И., Кемарская О.Н., **Репина И.А.**, Титов В.И. Натурные исследования изменчивости поверхностного волнения и приводного слоя атмосферы в шельфовой зоне / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2008. С.16-24.

37. **Репина И.А.**, Смирнов А.С. Мезомасштабные структуры в приводном слое атмосферы в районе свала глубин в море Лаптевых / В сб. «Проявление глубинных процессов на морской поверхности», ИПФ РАН, Нижний Новгород. 2008. С.5 - 15.
38. **Репина И.А.** «Ветер, ветер на всем Божьем свете....» О природе местных кататических ветров // Природа. 2008. №5. С.36-43.
39. **Репина И.А.**, Дулов В.А., Малиновский В.В. Влияние искусственных сликов на морской поверхности на динамику приводного слоя атмосферы // Системы контроля окружающей среды. 2010. С. 147 – 152.