

СТРУКТУРА ПОЛЯ СКОРОСТИ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ ЛОМОНОСОВА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕСНОЙ 2014 И ОСЕНЬЮ 2015 гг.

Демидова Т.А., Нейман В.Г., Морозов Е.Г.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: tad-ocean@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 25.12.2018, одобрена к печати 30.05.2019

Рассмотрены два примера измерений океанских экваториальных течений Атлантики с помощью бортового акустического доплеровского измерителя скорости течений SADCР на меридиональных разрезах через экватор весной 2014 г. по 23°з.д и осенью 2015 г. по 34°з.д. Для сравнения привлечены соответствующие данные некоторых предшествующих наблюдений в этом районе.

Обсуждаются особенности методик исследования противотечения Ломоносова с помощью судового профилирования и заякоренных буев. По результатам профилирования с двухминутным осреднением исходных данных на разрезе 27 сентября 2015 г. представлена структура двумерного разреза поля скорости высокого разрешения, характеризующаяся мелкомасштабной фрагментарной расслоенностью, которая раньше выявлялась лишь по одномерным данным вертикальных зондирований скорости и других параметров океанской среды. На примере сопоставления этого детального разреза с вариантами, полученными для других временных осреднений (15 и 60 мин.), конкретизируются различия в оценках параметров поля скорости, обусловленные величиной используемого осреднения.

На примере вертикальных профилей через ядро Экваториального подповерхностного противотечения (ЭПП) Ломоносова для весны 2002 и 2014 гг. и зимы 1971 и 2002 гг. в точках, близких к 23°з.д., иллюстрируется устойчивость годового цикла колебаний интенсивности течений в ядре и положения ядра в данном районе океана в многолетнем аспекте. Показано согласие наших результатов с другими ранее опубликованными материалами.

Основные параметры поля скорости течения на экваториальном разрезе 17 апреля 2014 г. свидетельствуют о высокой вероятности выхода на поверхность восточного потока. Демонстрируется связь подобных эпизодов выхода на поверхность в 2002 г. по результатам проекта PIRATA с интервалами смены направления зональной скорости ветра по данным реанализа Era Interim: выход на поверхность сопровождается ветрами с зональной компонентой, направленной на восток. По аналогии, подобная связь с ветром предполагается и для вероятного выхода восточного потока на поверхность 17 апреля 2014 г.

Ключевые слова: Центральная экваториальная Атлантика, SADCР, противотечение Ломоносова, экспериментальные наблюдения, осреднение данных, структура потока, сезонная перестройка поля скорости, выход на поверхность, направление ветра

Введение

Впервые подповерхностное противотечение на экваторе в Атлантике было измерено 20 мая 1959 г. на 30°з.д. с помощью самописцев течений механического типа на буйковой станции, установленной с борта НИС «Михаил Ломоносов» (Пономаренко, 1962; Самописцы течений, 1960). Экспериментальное обнаружение экваториального противотечения относится к числу наиболее значимых отечественных географических открытий прошлого столетия (Колесников и др., 1968). С той поры и по настоящее время большое внимание к данному гидрофизическому объекту, названному течением Ломоносова, продиктовано в значительной мере той важной ролью, которую это течение играет в системе общей циркуляции вод Мирового океана.

Течение Ломоносова в Атлантическом океане (Колесников и др., 1968; Коротаев и др., 1986; Бубнов, 1990; Демидова и др., 2018), наряду с течением Кромвелла в Тихом океане (Бурков, Монин, 1982; Hayes, 1981) и течением Тареева в Индийском океане, (Нейман и др., 1995; Нейман и др., 2018) входит в глобальную систему интенсивного экваториального подповерхностного переноса вод. Среди общих признаков циркуляции в экваториальной зоне во всех трех океанах основными являются развитие над морской поверхностью восточных пассатов и существование мощных подповерхностных течений, стрежни которых ориентированы почти строго вдоль экватора на восток. В Атлантическом океане этот подповерхностный поток переносит вдоль экватора значительные объемы воды высокой солености от побережья Бразилии (5°с.ш.) до Гвинейского залива у западной Африки (Stramma, Schott, 1999). Этот перенос, направленный на восток, является противотечением по отношению к западному дрейфовому потоку на поверхности каждого из океанов. В Атлантике течение Ломоносова расположено под тонким слоем дрейфового Южного Пассатного течения, направленного на запад.

Уже первые разработки теории экваториального противотечения отечественными и зарубежными авторами (Фельзенбаум и Шапиро 1966; Саркисян, 1966; Бурков и Монин, 1982; Зайцев и др., 1982; Коротаев и др., 1986; Бубнов, 1990; Philander, 1973, 1980; Leetmaa et al., 1981, и др.) показали, что формирование подповерхностных экваториальных противотечений связано с действием ветра с востока, наличием меридиональных границ и обращением параметра Кориолиса в нуль на экваторе. В условиях равенства нулю силы Кориолиса, экватор для этих восточных потоков в океане оказывается своеобразным волноводом (Каменкович и Монин, 1978).

В работах (Хайначенко, 1974; Бубнов, 1990) рассматривалась идея о том, что все экваториальные подповерхностные противотечения (ЭПП) Мирового океана образуются в виде стоковых квазизональных переносов, компенсирующих нагон воды в западных частях океанов под влиянием пассатных ветров, дующих с востока на запад. Вскоре стало понятно, что существование зонального градиента уровня, обусловленного пассатным ветром с востока и вызывающего стоковый перенос в

океане, не является достаточным условием для поддержания течений типа Кромвелла и Ломоносова. Для получения реалистичной картины как в перемешанном слое, так и в термоклине и ниже него понадобилось оценить роль инерционных членов и стратификацию (Каменкович и Монин, 1978).

В результате интенсивных экспериментальных и теоретических исследований в последние 20–25 лет достигнуты значительные успехи в развитии теории течения Ломоносова, в описании реалистичных механизмов его устойчивости и флуктуаций сезонных и межгодовых масштабов (Stramma, Schott, 1999; Schott et al., 2003; Arhan et al., 2006; Brandt et al., 2006, 2014, 2016; Johns et al., 2014). К настоящему времени установлен ряд общих для всех ЭПП особенностей их динамики, кинематики и изменчивости. Выявлены, например, квазициклические синоптические колебания положения стрежня всех противотечений в меридиональной плоскости (их меандрирование относительно экватора), связываемые Каменковичем и Мониним со стоячими волнами Россби (Каменкович и Монин, 1978), а Филандером – с бароклинной неустойчивостью ЭПП (Philander, 1980). В работах (Brandt et al., 2014; Johns et al., 2014) получены статистически обоснованные оценки средних сезонных циклов вертикальной и широтной миграциями ядра течения Ломоносова, его интенсивности и объемного переноса в нескольких базовых точках центральной, западной и восточной Атлантики. На примерах нескольких вертикальных экваториальных профилей, разнесенных во времени почти на 40 лет, мы иллюстрируем устойчивость этой сезонной структуры течения Ломоносова на масштабах длительного времени.

К одной из особенностей кинематики всех ЭПП можно отнести такое явление, как эпизодический выход восточного потока ЭПП на поверхность океана, где обычно развит западный перенос (Giarolla et al., 2005). Возникновение восточного переноса на поверхности, сопровождающегося приподнятым термоклинном и миграцией к поверхности стрежня ЭПП, связывается с ослаблением восточных пассатов, то есть ветров, дующих с востока на запад, вплоть до появления компоненты, направленной с запада на восток (Giarolla et al., 2005; Arhan et al., 2006; Brandt et al., 2006). Однако в связи с ограниченностью экспериментальных данных полной ясности в этом вопросе пока не достигнуто.

Поэтому мы обратились к данным реанализа Era Interim для приповерхностного ветра, чтобы еще раз подчеркнуть реалистичный характер наличия подобной связи интервалов смены направления зональной скорости ветра с эпизодами выхода течения Ломоносова на поверхность в районе 23°з.д. на примере временного ряда скорости по данным программы PIRATA за 2002 г. Было продемонстрировано, что выход на поверхность сопровождается ветрами с зональной компонентной, направленной на восток.

Использование современных методов измерений скорости течений, характеризующихся технологической эффективностью и точностью, дает возможность получить результаты с высоким разрешением и повысить детальность изучаемых гидрофизических полей. В то же время при изучении изменчивости поля скорости часто возникает необходимость вовлечения в анализ, помимо новых

данных SADCР и заякоренных буев, и исторических материалов. В связи с этим в первой части работы приводится краткий сравнительный анализ методики профилирований и измерений на заякоренных буйках в историческом аспекте.

Однако количественно сравнить величины скоростей, измеренных нами, со значениями, известными по другим публикациям, проблематично из-за различий во временном и пространственном осреднении данных. Как и в упомянутых работах (Brandt et al., 2014; Johns et al., 2014), подавляющее число предыдущих исследований посвящено рассмотрению характеристик течения Ломоносова, осредненных на длительном интервале времени (месяц, год). Но это не позволяет получить представление об относительно мелкомасштабных по времени и пространству процессах и понять конкретные пределы реальной изменчивости интенсивности и структуры противотечения, для исследования которых необходимы данные с осреднением от минут до часа.

Для выяснения конкретных масштабов изменений оценок скорости на разрезах SADCР, получаемых при разном осреднении исходных данных, мы провели специальный анализ поля скорости для разреза 26 сентября 2015 г. с осреднением 2, 15 и 60 мин. В приведенном здесь примере (с глубинной ячейкой 8 м) разница между часовыми и 15-минутными оценками была более 10 см/с, а между часовыми и 2-минутными – более 20 см/с. Для весеннего разреза 2014 г. при 16-метровой глубинной ячейке максимальная скорость составила 106 см/с с 15-минутным осреднением исходных данных и 81 см/с с часовым осреднением.

По данным профилирования поля скорости 26 сентября 2015 г. с осреднением 2 минуты построен двумерный разрез поля скорости экваториальных течений высокого пространственного разрешения и продемонстрирована его субмезомасштабная фрагментарно-слоистая структура, которая ранее могла оцениваться лишь по одномерным глубинным профилям скорости и других параметров.

Работа состоит из Введения, четырех разделов и заключения. После краткого обзора использованных данных в разделе 2, следует раздел 3 о структуре течения Ломоносова в сентябре 2015 г. В нем обсуждается методика профилирования скорости и измерений на заякоренных буйках в историческом аспекте; изучается изменение оценок скорости на разрезах SADCР при разном осреднении данных; демонстрируется и обсуждается структура поля скорости на разрезе высокого разрешения. Раздел 4 посвящен вопросам проявления сезонной изменчивости зональной скорости и структуры ЭПТ Ломоносова и связи выхода течения Ломоносова на поверхность с изменчивостью поля ветра. В Заключении подводятся итоги работы.

Использованные данные

Материалы наблюдений над течениями, обсуждаемые в статье, получены авторами весной 2014, осенью 2015 и зимой 1971 гг. Измерения в 2014 г. и

2015 г. выполнены бортовым профилографом течений SADCP (Демидова, Фрей, 2017; Демидова и др., 2018). Результаты 1971 г. получены по измерениям на заякоренном буе в 9-ом рейсе НИС «Академик Курчатов» (Иванов, Морозов, 1973), данные по скорости ранее не публиковались. Более подробно особенности использованных данных рассматриваются в соответствующих разделах: измерения осени 2015 г. используются в разделе, посвященном детальной структуре течения Ломоносова и сравнению оценок с разным осреднением; измерения весны 2014 г. и зимы 1971 г. привлечены для иллюстрации устойчивости сезонной изменчивости параметров течения.

В работе использованы также материалы 2002 г. проекта Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) из массива данных CMDAC (Giarolla et al., 2005) Орегонского университета (США). Привлечены результаты реанализа Era Interim для ветра в 2001–2003 гг. (Dee et al., 2011).

Структура течения Ломоносова 26 сентября 2015 г.

На примере разреза через экватор 26 сентября 2015 г. мы рассмотрим две темы:

- 1) оценки параметров и структуры течения при разном осреднении исходных данных;
- 2) структура поля скорости высокого разрешения.

Предваряет этот анализ краткий сравнительный обзор особенностей методик судового профилирования и измерений на заякоренных буйковых станциях, необходимый для ясного понимания возможностей сравнения исторических и современных данных.

Краткий сравнительный обзор особенностей методики судового профилирования течений и измерений на заякоренных буйках

В последние десятилетия с развитием технологической базы океанографических исследований в практику измерений скорости были вовлечены новые приборы и методики, включающие буи и измерители с телеметрией и датчиками давления и позиции, судовые и погружные профилографы скорости SADCP и LADCP, дрейфтеры и профилирующие поплавки, часто используемые совместно (Stramma et al., 1999; Gouriou et al., 1999; Send et al., 2002; Giarolla et al., 2005; Brandt et al., 2006; Bunge et al., 2006; Urbano et al., 2008; Claret et al., 2012; Hummels et al., 2013; Perez et al., 2013; Johns et al., 2014). Использование современных методов измерений скорости течений, характеризующихся технологической эффективностью и точностью, дает возможность получения новых результатов с высоким разрешением и повышения детальности изучаемых гидрофизических полей.

Однако необходимость охвата и сравнения максимального числа доступных данных потребовала вовлечения в анализ исторических материалов, полученных на начальных стадиях исследования. Это обусловило необходимость рассмотрения

особенностей методики профилирования и измерений на заякоренных буюх в историческом аспекте.

На ранней стадии (1970–1980 гг.) натурные измерения элементов системы ЭПП Ломоносова, как правило, выполнялись с помощью одного или нескольких буюев, выставляемых на непродолжительный срок и разнесенных на большие расстояния с разреженным вертикальным размещением механических измерителей течений без датчиков давления. Целенаправленные полигонные расстановки буюев при исследовании течения Ломоносова, показавшие высокую эффективность при исследованиях структуры и динамики вихрей, линз и т.п., (Зайцев и др., 1982; Изменчивость океана, 1982), были очень важны, но являлись исключением из принятой в то время практики, в основном, по финансовым соображениям. Кроме измерений на буюях использовались первые разработки зондирующих устройств разных типов. С помощью свободно падающих акустических зондов в экваториальной Атлантике (Spain et al., 1981; Send et al., 2002) впервые стала изучаться вертикальная структура самого противотечения и была обнаружена сложная картина чередующихся зональных потоков в поверхностных и подповерхностных слоях.

Из-за погрешностей в измерениях на буюковых станциях того времени и нестыковки данных в результате неодинаковых динамических диапазонов измерений скорости у разных измерителей, а также из-за различного осреднения данных, полученных на ранних стадиях исследований ЭПП, оценки поля скорости имели существенный элемент неопределенности, что вместе с крайней их малочисленностью затрудняло возможность сделать по ним надежные выводы о природе и структуре исследуемого течения. Ситуация усугублялась тем, что вблизи экватора геострофические соотношения не отражают реальной картины течений, потому экваториальную систему невозможно изучать с учетом геострофического баланса, как это делается для умеренных широт. Для реалистичного описания структуры экваториальной системы течений требуются натурные данные высокого разрешения.

Заякоренные буюковые станции. Заякоренные буюковые станции с измерителями на ряде горизонтов предназначены для регистрации скорости течений и других параметров в точке с фиксированными координатами. Диапазон глубин и глубины отдельных горизонтов выбираются, исходя из поставленной задачи. Преимуществами буюковых наблюдений являются: 1) возможность длительных измерений для изучения полей во времени с заданной дискретностью и 2) синхронность измерений скорости на нескольких буюях и горизонтах измерений. Отдельные буюи обычно не предназначаются для детальных исследований поля в пространстве. С этой целью, как было упомянуто, стали выполнять полигонные работы (например, Зайцев и др., 1982; Бурков, Монин, 1982). В настоящее время комплексное изучение некоторой акватории с постановкой буюа или серии из нескольких буюев, сопровождаемые разрезами SADCP (Johns et al., 2014 и др.) в больших национальных и международных проектах стало обычной практикой.

Расстояние между буюями и шаг размещения приборов по глубине определяют пространственные масштабы детальности поля изучаемого параметра. Детальность

горизонтальной структуры поля по данным нескольких буюв обычно значительно ниже детальности соответствующей структуры на разрезах скорости современных бортовых измерений SADCP. При необходимости интерпретации комплексных совместных измерений с буюями и SADCP требуется выполнение интерполяции и экстраполяции буюйковых данных. Аналогичным образом, при значительных вертикальных расстояниях между приборами на буюях, разрешение по глубине снижается и может быть хуже, чем на разрезе SADCP.

Однако часто шаг вертикального размещения приборов на заякоренных буюях соизмерим, а иногда и меньше интервала осреднений сигнала SADCP по глубине. В подобных случаях обеспечивается сопоставимость детальности по вертикали изучаемых структур этими методами, а в ряде случаев детальность вертикальных профилей с буюев может быть и выше, чем у SADCP. Примером является, например, экваториальная буюйковая станция по проекту PIRATA (массив данных CMDAC Орегонского университета (США), (Giarolla et al., 2005), установленная на 23°з.д., с шагом размещения измерителей по вертикали 5 м. Мы сравниваем эти показатели в данной работе с результатами SADCP с шагом 16 м.

При больших же расстояниях между буюями и горизонтами измерений данные буюев не могут конкурировать в отношении пространственного разрешения ни с судовым профилированием (рис. 1), ни с вертикальными зондированиями скорости LADCP. Поэтому, как было упомянуто выше, основной целью измерений на заякоренных буюях являются обычно исследования изменений поля во времени.

Профилирование на ходу судна буксируемыми и бортовыми измерителями. Профилирование скорости буксируемыми и бортовыми измерителями, выполняемое на ходу судна, обеспечивает либо горизонтальные профили скорости на заданной глубине от поверхности (буксируемые на контролируемой глубине приборы), либо двумерные разрезы скорости по маршруту следования судна (исторические буксируемые гирлянды приборов, регулярные изменения глубины одиночного буксируемого прибора и современные бортовые профилографы). Уже на ранних этапах океанологических исследований подобное «сканирование» по ходу судна обеспечивало изучение двумерного поля течений в вертикальной плоскости. Для этого использовались приборы разных типов и разные методики, например, (Пака, 1972).

Одним из самых распространенных современных способов профилирования течений на ходу судна со спутниковой привязкой к географическим координатам является их «сканирование» доплеровским акустическим профилографом SADCP. Бортовые доплеровские профилографы скорости вошли в практику изучения океанских течений с начала 1980-х годов, когда фирма RDI (впоследствии RDI-Teledyne, США) начала их выпуск, постепенно и целенаправленно совершенствуя их вплоть до настоящего времени (<http://www.rdinstruments.com>).

Высокая технологичность исполнения, надежность и информативность результатов обеспечили этому методу одну из ведущих ролей в исследованиях полей океанских течений наряду с измерениями с помощью современных заякоренных и дрейфующих буюев и дрейфтеров, результаты которых дополняют друг друга.

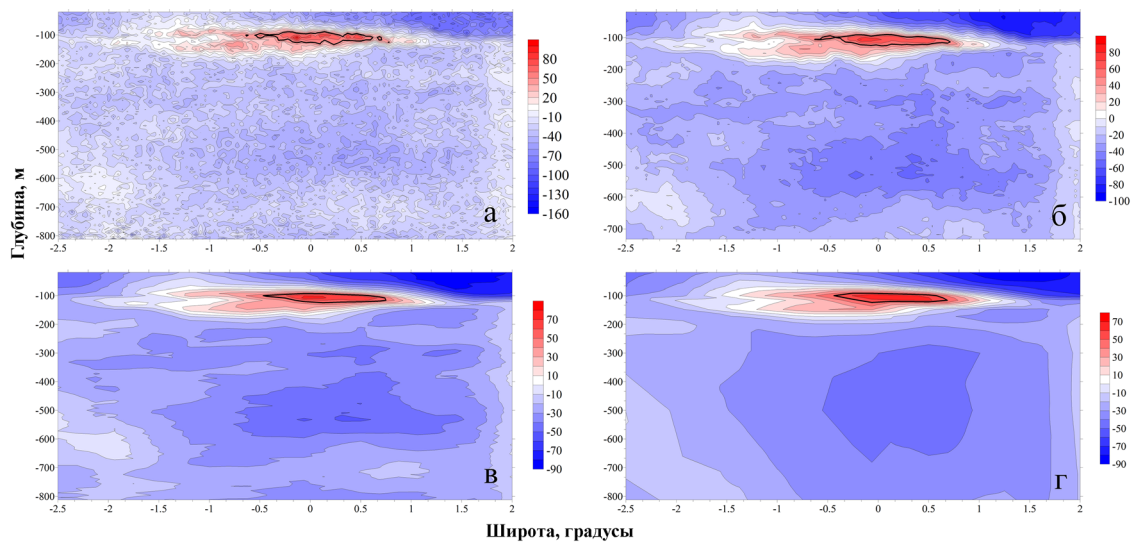


Рис. 1. Разрезы зональной компоненты скорости течений 26 сентября 2015 г. с различным осреднением по времени (скорость в см/с, красные тона – течение на восток, синие – на запад). На всех рисунках толстой линией выделена изолиния 50 см/с. Осреднение по времени 60, 15 и 2 мин эквивалентно пространственному осреднению по горизонтали 21.6, 5.4 и 0.7 км. Осреднение по глубине – 8 м. Верхний горизонт на 20 м. Шкала скорости в см/с показана справа. а) осреднение 2 мин, максимальная скорость 102.9 см/с на широте $0,14^{\circ}$ ю.ш. на глубине 108 м; (б) осреднение 15 мин, максимальная скорость 83.2 см/с на широте $0,16^{\circ}$ ю.ш. на глубине 108 м; (в) осреднение 60 мин, максимальная скорость 72.9 см/с на широте $0,083^{\circ}$ ю.ш. на глубине 108 м; (г) – виртуальный разрез из 9 фиктивных буев, равномерно расставленных по разрезу (приблизительно через 62,5 км) и с неравномерными виртуальными горизонтами размещения приборов на 20, 52, 68, 100, 116, 148, 172, 204, 300, 500 м. Осреднение данных SADCP 60 мин. Максимальная скорость ~ 70 см/с на глубине 100 м (на широте $0,08^{\circ}$ ю.ш.).

Вопросы методики измерений и обработки с профилографами SADCP фирмы RDI рассматриваются в инструкциях производителей и во множестве публикаций, например, (<http://www.rdinstruments.com>; Firing, 1998; Visbeck, 2002). Исследуемый интервал глубин определяется частотой излучаемого сигнала, выбранным режимом излучения и приема и зависит от состояния моря и других условий, включающих и аппаратурно-программные установки. Определенные ограничения накладываются на скорость и равномерность перемещения судна. Наиболее благоприятные условия в среднем для получения надежных данных обеспечиваются при спокойном море и равномерном ходе на скоростях от 4–5 до 8–9 узлов. Данные, полученные при резком ускорении / торможении и изменении курса судна, приходится исключать из анализа поля скорости. Профилографы с частотой излучаемых сигналов 38–75 кГц обеспечивают при благоприятных условиях вертикальные разрезы скорости в толще воды до 800–1000 м.

Сравнение измерений SADCP в аспекте временного и пространственного осреднения данных. Что касается точности оценки скорости, она зависит от режима работы, внешних условий и повышается с увеличением временного и

пространственного шага осреднения в соответствии с известными статистическими закономерностями, в результате вовлечения в осреднение бóльшего количества отдельных «зондирований» и снижением средне-квадратической ошибки.

Для «внутренней» статистической оценки точности и надежности получаемых данных скорости SADCP в пакете программ препроцессинга фирмы-производителя RDI-Teledyne представлены параметры надежности, рассчитываемые для каждой глубинной ячейки (VmDas Users Guide, 2007; <http://www.rdinstruments.com>). Один из них – обобщенный параметр PG4 – представляет собой процент «надежных данных» по различным статистическим подходам и параметрам, включающим число отдельных зондирований, вовлеченных в осреднение, их стандартные отклонения и др. статистику. Именно этим обобщенным параметром мы пользовались для оценки надежности получаемых при осреднении значений. Для 15-минутных ансамблей, глубинной ячейки ~10 м и PG4 более 75% заявленная точность составляет 3–5 см/с.

Детальность оценок поля скорости также определяется размерами выбранного вертикального и горизонтального осреднения, но с противоположным знаком: чем меньше шаг (окно) осреднения, тем детальность выше. Именно размеры осреднения исходных данных определяют в дальнейшем масштабы детальности исследуемых структур на разрезах скорости приборами SADCP. Так, при осреднении по глубине 8 м (размер глубинной ячейки), появляется возможность изучения мелкоструктурных особенностей поля скорости с минимальными вертикальными масштабами от 15–20 м. С выбором ячейки 16 м минимальный вертикальный интервал исследований будет, соответственно, не менее 30–40 м. В частности, при сравнении SADCP и буев, малое осреднение по глубине при SADCP обеспечивает лучшую детальность поля скорости по вертикали по сравнению с измерениями на буйковых станциях с бóльшим расстоянием между приборами по глубине. Но то же очевидно и для сравнения измерений для самого SADCP с малыми и большими глубинными ячейками.

Обсуждая влияние осреднения на оценки поля скорости, необходимо также учитывать «усредняющее и сглаживающее» влияние низких частот излучения по сравнению с высокими в результате вовлечения в измерения меньшего объема воды на высокой частоте. Этот факт (вместе с рядом других «аппаратурных» факторов) также необходимо учитывать при сравнении характеристик поля скорости у разных авторов.

Очевидным образом, в соответствии с выбранным временем осреднения исходных данных, горизонтальные пространственные масштабы структур поля скорости SADCP определяются и скоростью судна. Например, при скорости 9 узлов и часовом осреднении, горизонтальное разрешение составляет 16.7 км, при 15-минутном – прилб. 4 км и для 2 мин ~0,560 км. Аналогичные оценки для 4,5 узлов будут, естественно, в 2 раза меньше.

Другими словами, при размещении буев на профиле (или в кластере на полигоне), например, через 20 км, мы обеспечим детальность поля по горизонтали, приблизительно сопоставимую с детальностью часового осреднения данных SADCP, полученных на скорости судна 9 узлов (16.7 км)

Таким образом, в отличие от измерений на одиночном буе, возможность детального двумерного пространственного изучения поля является главной особенностью исследований с использованием SADCP. По сравнению же с кластером относительно близко расставленных буев с расстоянием между горизонтами, сопоставимым с размером вертикальной ячейки SADCP, главным преимуществом исследований с SADCP будут лишь их методические, организационные и экономические аспекты, позволяющие быстро и эффективно получать пространственные двумерные разрезы скорости верхнего слоя океана, в том числе на попутных судах. В условиях, когда было бы (экономически) возможно размещение серии буев, скажем, через 10–15 км на разрезе через экватор в пределах, например, двух градусов к югу и северу от последнего, измерения на них были бы, вероятно, предпочтительней аналогичных судовых профилей SADCP.

Важным ограничением двумерного судового профилирования SADCP по сравнению с буюми является принципиально лимитированная глубинность исследований, тогда как измерители на буюх можно размещать на всю глубину океана.

Далее мы проиллюстрируем конкретные значения изменений оценок скорости SADCP для разных осреднений исходных данных на примере нашего экваториального разреза осени 2015 г. и обсудим вызванные разным осреднением особенности структуры поля. Одновременно это позволит наглядно продемонстрировать различие в структуре поля между двумерными разрезами SADCP высокого разрешения и аналогичным разрезом через кластер виртуальных буев с редким расположением горизонтов измерения по глубине.

Сравнение оценок скорости и пространственной детальности по данным SADCP с разным осреднением исходных данных

Для оценки конкретных масштабов изменений оценок скорости на разрезах SADCP, получаемых при разном осреднении исходных данных, мы сравнили скорости на разрезах для 26 сентября 2015 г. по $34^{\circ}40' \text{з.д.}$ с осреднением исходных данных в 2, 15 и 60 мин и на построенном на основе часового осреднения виртуальном разрезе по кластеру равномерно расставленных виртуальных буев. Варианты разреза с разным осреднением исходных данных представлены на рис. 1 а, б, в и г. Поскольку основные результаты измерений 26 сентября 2015 г. и особенности поля скорости в пределах разреза были представлены в (Демидова и др., 2018), здесь необходимые нам детали будут рассматриваться по ходу обсуждения материала. Как указывалось ранее, использован доплеровский акустический профилограф OS-75 фирмы RDI-TELEDYNE на частоте 76.8 кГц. Данные получены в слое от 20 до 800 м, размер глубинной ячейки 8 м. Расстояние около 500 км на участке между 2.0°с.ш. и 2.5°ю.ш. судно прошло за 23 часа со средней скоростью 11.7 узлов. Временное осреднение 2, 15 и 60 мин соответствовало горизонтальному пространственному

осреднению приблизительно 0.7 км, 5.4 км и 21.6 км. Различное пространственное осреднение дало представления о структуре течений с разной подробностью.

Надежность данных профилографа оценивалась по рассмотренному выше обобщенному критерию надежности PG4. В нашем эксперименте с осреднением данных в ансамблях длительностью от 2 до 60 мин значения критерия PG4 были лучше 85% на большей части интервала охватываемых глубин от верхнего слоя до 650–700 м. Ниже этих глубин и до 800 м PG4 оставался лучше 75%. Это означает, что результаты для всех представленных осреднений характеризуются высокой надежностью оценок скорости течения.

Сглаживающий эффект. Как и следовало ожидать, сглаживающий эффект увеличения радиуса осреднения, а конкретно – увеличение времени осреднения с 2 до 60 мин – проявился в соответственном снижении максимальных числовых оценок рассматриваемого параметра – зональной скорости, что иллюстрируется рис. 2. На этом рисунке приведены примеры вертикального профиля через ядро течения, построенные по данным с разным временным осреднением.

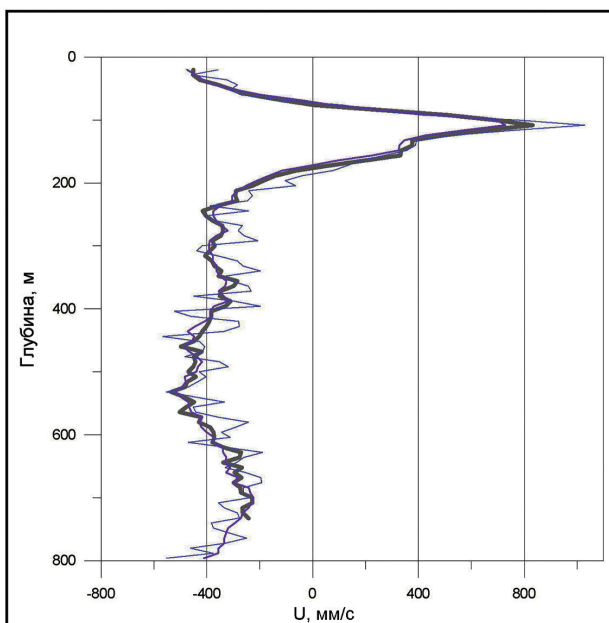


Рис. 2. Вертикальный профиль зональной скорости через ядро течения Ломоносова с разным временным осреднением исходных данных. Разрез через экватор по 34.65° з.д. выполнен 26 сентября 2015 г., шаг по глубине 8 м. Осреднение: 1 – синий цвет – 2 мин, 2 – серый цвет – 15 мин, 3 – фиолетовый цвет – 60 мин.

Базовая экваториальная циркуляция и структура поля при разном осреднении. На разрезах и профиле рис. 1 и рис. 2 зафиксированы два потока, направленные на запад. На поверхности – Южное Пассатное течение (ЮПТ). Нижняя его граница соответствует верхней границе ЭПП. На экваторе и крайнем юге разреза оно (ЮПТ) охватывает глубины до 50 м, распространяясь до глубин 100–110 м на северной окраине и поднимаясь до глубины 20 м на широте 1.4° ю.ш. Ниже ЭПП на глубинах 250–600 м развито Экваториальное Промежуточное течение (ЭПТ).

Противотечение, направленное на восток – течение Ломоносова – (рис. 1 и 2), располагается между 1.0° с.ш. и 1.5° ю.ш на глубинах от 80 до 170 м. Скорости переноса на восток в ядре течения достигали 103 см/с при двухминутном осреднении, 83 см/с при осреднении 15 мин и 73 см/с при осреднении один час. По данным (Демидова и др., 2018) объемный перенос в пределах изотахи 10 см/с и осреднении 15 мин составил 6 Св.

Для случая виртуальных буюв при часовом осреднении исходных данных и разреженном расположении горизонтов измерения оценка максимальной зональной скорости составляет чуть менее 70 см/с.

Этот результат является конкретным свидетельством недопустимости количественного сопоставления параметров течения Ломоносова, полученных с разным осреднением данных профилирования. Недопустимым представляется и прямое количественное сопоставление оценок SADCP и измерений на буювах. Этот же вывод касается сопоставления вертикальных профилей по данным SADCP (и LADCP) и буювковых станций. При этом оценки экстремальных значений скорости и положения ядра и границ течения Ломоносова по данным буюв могут определяться лишь на основе статистических подходов с применением экстраполяции и, в общем случае, без привлечения SADCP, будут неточными и несовпадающими с оценками SADCP.

Не забудем, что помимо временного осреднения, необходимо учитывать также шаг осреднения по вертикали (размер глубинной ячейки), осреднение по горизонтали (скорость судна), частоту излучения, особенности режима работы профилографа (широкополосная и узкополосная моды) и т. п.

Таким образом, мы видим, что при изучении пространственно-временной изменчивости параметров течения и его переноса по результатам, полученным разными авторами, в разное время и в разных координатах, необходимо учитывать все эти факторы и приводить доступные данные к одинаковым параметрам осреднения и сглаживания.

Виртуальные буювы. Среди представлений поля скорости на рис. 1 структуры на рис. 1 г выделяются своей сглаженностью по сравнению с тремя другими изображениями на рис. 1 а, б, в. Эта сглаженность объясняется тем, что разрез на рис. 1 г построен на основе сформированного из исходных данных SADCP массива данных виртуальных буювов, которые могли бы быть получены на 9 буювковых станциях, равномерно расставленных между 2.5° ю.ш. и 2.0° с.ш. с шагом 62,5 км с приборами на горизонтах 20, 52, 68, 100, 116, 148, 172, 204, 300, 500 м (неравномерный шаг между горизонтами – 32, 16, 32, 16, 32, 24, 32, 96 и 200 м). Для виртуального разреза воспользовались оценками скорости SADCP с 60-минутным осреднением, как и на рис. 1 в (где расстояние между «горизонтами» (глубинная ячейка) составляло 8 м. Таким образом, рис. 1 г демонстрирует, как выглядела бы картина изотак в районе ЭПП Ломоносова, если бы в сентябре 2015 г. мы выполнили его с помощью измерения на десяти разреженных по сравнению SADCP горизонтах на каждой из 9 буювковых станций.

В данном случае на этом виртуальном разрезе можно обнаружить ЭПП Ломоносова, стрежень которого с максимумом восточной компоненты скорости около 70 см/с расположен на глубине ~100 м в ~10 км южнее экватора. Помимо течения Ломоносова на разрезе рис. 1 г четко проявлены, хоть и в сглаженном виде, потоки западного направления – уже упомянутые выше поверхностное ЮПТ над течением Ломоносова и ЭПТ в интервале глубин 250–650 м, центрированное на ~0.25°с.ш.

В литературных источниках 1970–1980-х гг. об ЭПП Ломоносова нетрудно обнаружить почти полную их тождественность с приведенным выше описанием основных характеристик данного потока – глубина 100 м, скорость 70 см/с и пр. (Neumann, 1960; Ханайченко, 1974). При этом, естественно, оценки отличаются от оценок по нашим данным SADCP и лишней раз подчеркивают ограничения возможностей их прямого сравнения, а также ограничения результатов по профилям из буйковых станций, разнесенных на большие расстояния друг от друга и с разреженным размещением по глубине измерителей скорости (рис. 1 г) при изучении пространственной структуры поля скорости.

В наших результатах на рис. 1 эти ограничения наиболее ярко проявлены при сравнении разреза с виртуальными буйами и результатами измерения поля скорости SADCP с меньшим осреднением – то есть с более высоким пространственным разрешением данных (рис. 1а, б, в), стандартно обеспечиваемых в настоящее время судовым профилированием SADCP.

Структура поля скорости на разрезе с максимальным разрешением

Визуализированный разрез с изотаксами через 10 см/с при 2-минутном осреднении на рис. 1а воспроизводит по сравнению с остальными вариантами наиболее детальную структуру верхнего слоя океана на довольно значительном горизонтальном протяжении исследуемого разреза в 270 миль (~500 км), пройденных за 23 часа.

Поскольку в 2-минутное осреднение вовлечено минимальное число исходных зондирований (отдельных пингов), может возникнуть вопрос надежности данных при таком коротком осреднении. Однако, как следует из оценок надежности по упомянутому выше критерию PG4, в интервале измерений SADCP от верхнего горизонта 20 м до 650–700 м параметр PG4 для 2х-минутного осреднения всегда составлял не менее 75–85%, а на подавляющей части плоскости разреза – свыше 95%. Это означает высокую степень надежности оценок зональной скорости, полученных при осреднении исходных данных по 2х-минутным ансамблям. Их с уверенностью можно использовать для анализа поля скорости. С учетом этого вывода заключаем, что приведенная на рис. 1а картина представляет собой реалистичный вертикальный разрез поля зональной скорости высокого разрешения за относительно небольшой интервал времени – приблизительно за сутки, который получен с помощью SADCP с вертикальным осреднением 8 м и горизонтальным осреднением (пересчитанным из временного с учетом скорости судна) ~700 м.

По всему 2х-минутному разрезу, включая области струйных потоков ЭПП, ЮПТ и ЭПТ и «фоновые» участки, обнаруживается ячеисто-слоистая структура поля скорости. Она характеризуется мезомасштабными размерами по вертикали от нескольких десятков до первых сотен метров. Размеры по горизонтали в меридиональном направлении – от десятка до первых сотен километров.

Так же, как и для 15 и 60 мин, при 2х-минутном осреднении горизонтальные масштабы струйных потоков в меридиональном направлении составляют более 200 км, размеры по вертикали – до сотни метров для ЭПП и ЮПТ и 350–400 м для ЭПТ. Общая конфигурация их структуры на рис. 1 а в целом соответствует конфигурации тех же структур на рис. 1 б и 1 в, но их контуры и внутреннее строение значительно больше детализованы, и они в графическом представлении разбиты на фрагменты – ячейки неправильной формы разного масштаба. Поскольку форма «ячеек» на рисунке сильно искажена неравенством вертикального и горизонтального масштабов, все «видимые» на рисунках квази-изометричные фрагменты в реальности являются сильно вытянутыми по горизонтали тонкими фрагментарными слоями. Аналогичный фрагментарно-слоистый характер поле скорости имеет и за пределами основных стрежневых зон этих течений (в «фоновом» поле).

Сравнение рис. 1 а, б, в с целью оценки устойчивости результата по отношению к осреднению данных показывает, что, как и следовало ожидать, струйные потоки с пространственными масштабами, превышающими масштабы осреднения, при уменьшении окна осреднения сохраняют практически неизменную внешнюю конфигурацию. К ним в нашем случае относятся ЭПП, ЮПТ и ЭПТ. В границах же этих структур со снижением окна осреднения (повышением разрешения) проявляется система мелких фрагментов, аналогичных фрагментарно-слоистым структурам фонового поля (рис. 1а).

В это же время конфигурация структур «фоновое» поля с пространственно-временными параметрами, соизмеримыми, либо меньшими используемого окна осреднения, существенно зависит от масштаба осреднения данных измерений. Так, продемонстрированная на рис. 1 а фрагментарно-слоистая структура поля мезо- и субмезомасштабных размеров, проявлена лишь при минимальном осреднении данных 2 мин. С увеличением окна осреднения структуры объединяются и сглаживаются соответственно масштабам осреднения (рис. 1б и в).

Ранее вертикальные неоднородности подобных масштабов обнаруживались лишь по одномерным данным глубинных зондирований скорости и других параметров океанской среды, а их горизонтальные масштабы могли быть оценены лишь на основе интерполяции результатов между профилями.

Выявлению и анализу мелко- и тонко-структурных неоднородностей одномерного вертикального поля скорости и других параметров посвящено немало работ (Монин и др., 1973; Федоров, 1976; Овчинников и др., 1982; Claret et al., 2012; Demidova, 2018 и др.), однако двумерная структура поля скорости в экваториальной Атлантике с подобной степенью детализации ранее практически никем не рассматривалась. В единственной обнаруженной авторами публикации с результатами SADCР в аква-

тории течения Ломоносова с 2-минутным осреднением (Herbert et al., 2015) приведен подобный экваториальный разрез, однако качество рисунка не позволяет судить о наличии там аналогичных фрагментарно-слоистыми структур.

Об изменчивости поля скорости течения Ломоносова

В этом разделе используются данные, полученные авторами зимой 1971 г. и весной 2014 г. (рис. 3).

Результаты 1971 г. получены по измерениям на заякоренном буйе на экваторе на долготе $23^{\circ}54'$ з.д. в 9-ом рейсе «Академик Курчатов» (Иванов, Морозов, 1973) в рамках программы Института океанологии по изучению турбулентности. Скорости течений по этим данным ранее не публиковались. Измерения велись в течение двух суток с 9 по 11 февраля 1971 г. с помощью регистраторов течений модели БПВ-2 отечественного производства на буйковой станции № АК 752 (типа ГМ-51 с поверхностным буйем) (Самописцы течений, 1960). Приборы находились на глубинах 25, 45, 65, 85, 105, 145, 165, 205, 305, 406 и 507 м. Временная дискретность измерений составляла 5 мин. Вертикальный профиль с осреднением за период наблюдения (двое суток) представлен на рис. 4.

Измерения 17 апреля 2014 г. (рис. 3 и 4) выполнены с помощью бортового профилографа течений SADCР в экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на НИС «Академик Сергей Вавилов» во время пересечения экватора в центральной Атлантике вдоль меридиана $22^{\circ}12'$ з.д. Вертикальное разрешение – 16 м. Основные оценки параметров поля скорости представлялись ранее (Демидова и Фрей, 2017).

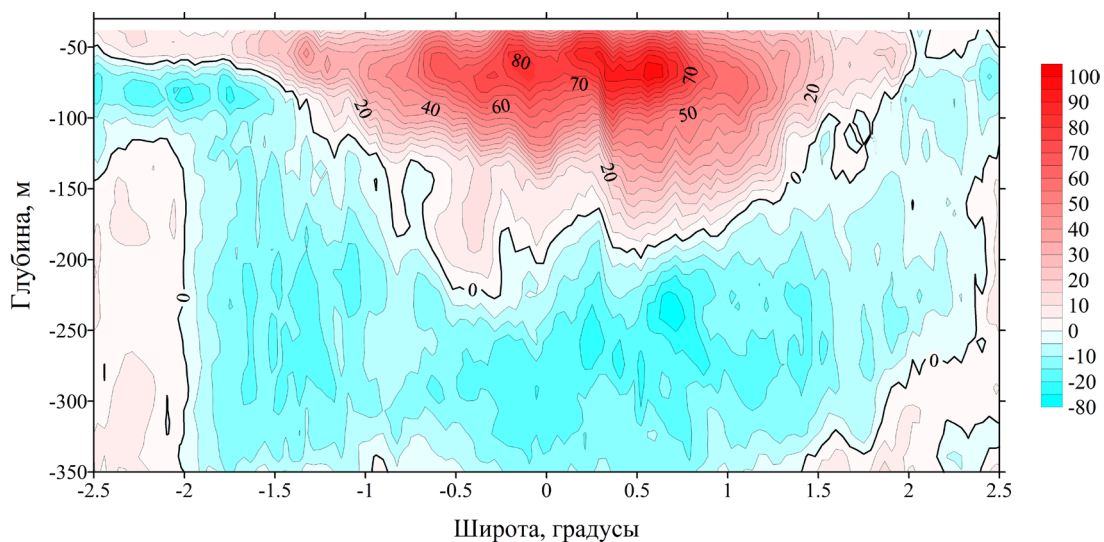


Рис. 3. Разрез зональной компоненты скорости в центральной Атлантике 17 апреля 2014 г. на долготе $22,2^{\circ}$ з.д. по данным SADCР с 15-минутным осреднением. Осреднение по глубине 16 м. Положительные значения скорости – течение на восток (красный цвет), голубой цвет – течение на запад. Верхний горизонт разреза расположен на глубине 28 м.

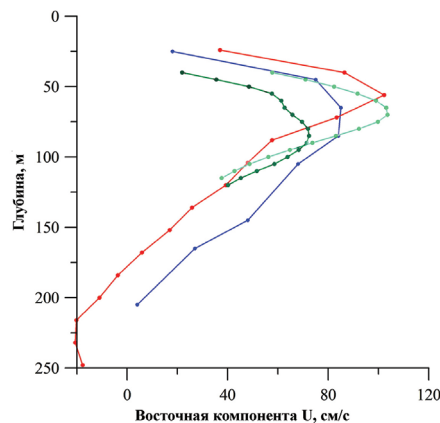


Рис. 4. Сравнение экваториальных вертикальных профилей скорости через ЭПП Ломоносова по измерениям в разное время в близко расположенных точках. Красная кривая – 17 апреля 2014 г., 22,2°з.д. – бортовой SADCР (ядро ЭПП, 15-минутное осреднение, глубинная ячейка 16 м); зеленые кривые – 2002 г., 23°з.д. – измерители ADCP на буре проекта WOCE PIRATA: темно-зеленая – средний профиль за сутки 11 февраля 2002 г., светло-зеленая кривая – средний профиль за сутки 17 апреля 2002 г. (расстояние между горизонтами измерений 5 м); синяя кривая – 14 января 1971 г., 23,9°з.д. – измерители течений БПВ-2 на буре 752 в 9-ом рейсе НИС «Академик Курчатов», осреднение за период наблюдений 2 суток) (расстояние между горизонтами измерений от 20 до 100 м – см. текст).

При осреднении данных в ансамблях длительностью от 60 до 2 минут значения обобщенного критерия надежности PG4 были лучше 85% на всем интервале глубин от ~30 до 650–700 м. Максимальные восточные скорости в ядре течения Ломоносова 17 апреля 2014 г. на глубине ~ 60 м достигали 102 см/с при 15-минутном осреднении и 99 см/с при часовом осреднении. Ядро в это время было сдвинуто на полградуса к северу в точку с координатами 0°33,5'с.ш., 22°12'з.д. Объемный перенос в пределах изотахи 10 см/с для 15-минутного осреднения по данным (Демидова и др., 2018) составил 16,9 Св.

Столь высокие скорости в стрежне ЭПП на долготе рассматриваемого разреза 22.2°з.д. характерны для весеннего периода, вследствие сезонной интенсификации этого потока, в чем можно убедиться по многочисленным публикациям по проекту PIRATA в Центральной Атлантике. Например, средняя многолетняя скорость для этого периода года на экваторе у (Brandt et al., 2006, 2014) составляет 81 см/с. Более подробно вопроса сезонной изменчивости мы касаемся в следующем разделе.

Помимо указанных данных за 1971 и 2014 гг. привлекаются также материалы 2002 г. проекта PIRATA 2002 г. из массива данных CMDAC Орегонского университета (США) и данные (Giarolla E. et al., 2005), а также результаты реанализа Era Interim для ветра за 2001–2003 гг. (Dee et al., 2011). Измерения на буйковой станции на этой стадии проекта PIRATA были начаты в декабре 2001 г. и продолжались около года. Верхний горизонт измерений 40 м, расстояние между горизонтами 5 м. Временной ряд ежечасных значений зональной компоненты скорости течения на горизонте 40 м за 2002 г. по этим материалам показан на рис. 5 вместе с рядом зональной компоненты скорости ветра по данным реанализа.

Материалы измерений на экваториальных заякоренных буйковых станциях для одного и того же района океана в разные годы и данные измерений SADCР весной 2014 г. мы используем для сравнения профилей зональной скорости через течение Ломоносова на многолетнем интервале времени.

Проявления сезонной изменчивости зональной скорости и структуры течения Ломоносова

Первые свидетельства годового хода и внутригодовой изменчивости скорости ЭПП и миграции его стрежня по глубине и относительно экватора были обнаружены уже на ранних стадиях исследования этого течения (Bubnov et al., 1979). К настоящему времени с привлечением значительного числа данных для нескольких базовых точек (35°з.д., 23°з.д., 10°з.д. и 0°з.д.) получена обширная информация для оценки средней годовой и внутригодовой изменчивости основных параметров ЭПП Ломоносова (Brandt et al., 2014). В частности, на долготе 23°з.д. измерения на заякоренном буе начались в 1991 г. и продолжаются почти непрерывно до настоящего времени. Показано, что в сезонных вариациях переноса и глубины ядра ЭПП доминирует годовая гармоника (обе с максимумом в сентябре), а в сезонных вариациях скорости ядра – полугодовая гармоника (максимумы в апреле и сентябре).

Устойчивость явления усиления интенсивности течения Ломоносова бореальной весной подтверждается и вертикальными профилями зональной скорости на рис. 4 по данным, измеренным в близко расположенных точках на экваторе, но разнесенным во времени почти на 40 лет. Это результаты, полученные на упомянутых буйковых станциях 1971 и 2002 гг., и аналогичный профиль, по данным SADCР, 17 апреля 2014 г. через ядро противотечения. Для целей сопоставления профили по проекту PIRATA построены для соответствующих дат измерений SADCР и буя 1971 г. – для 17 апреля и 11 февраля 2002 г.

Поскольку прямое количественное сравнение оценок по измерениям на буях и по данным SADCР проблематично и требует специальных подходов, мы ограничимся качественным сопоставлением, которое, тем не менее, позволяет подчеркнуть характерную устойчивость сезонной изменчивости на протяжении многих лет. «Качественность» выводов проявляется также и в том, что из-за наблюдающейся миграции ядра течения Ломоносова по широте, по данным с заякоренного буя невозможно установить точное положение ядра, и соответствующие оценки экстремальных значений скорости и границ течения всегда содержат элемент неопределенности. Однако совершенно очевидно, что оценки скоростей в ядре заведомо не ниже приведенных результатов.

Из вертикальных распределений зональной скорости на рис. 4 видно, что в Центральной Атлантике максимальные скорости течения Ломоносова ~ 100 см/с наблюдались именно весной – как 17 апреля 2014 г. (22,2°з.д.), так и двенадцатью годами ранее – 17 апреля 2002 г. (23°з.д.). В обоих случаях они фиксировались на глубинах в пределах 55–65 м.

В переходный период от зимы к весне – в феврале – среднесуточная максимальная скорость на экваторе была ниже, чем весной, и составляла ~70 см/с и 82 см/с, соответственно, для 11 февраля 2002 г. по данным PIRATA и для 9–11 февраля 1971 г. по данным НИС «Академик Курчатов». Эти максимальные скорости были зафиксированы на горизонтах ~ 85 м и ~ 60 м соответственно.

Из рис. 4 также видно, что изменчивость максимальной скорости в районе ядра ЭПП в пределах от 60 до 100 см/с связана с временем года и сопровождается вертикальной миграцией стрежня по глубине. На долготе 23°з.д. и вблизи нее максимальные скорости фиксируются в апреле (бореальной весной) и на минимальных глубинах в измерениях, разнесенных на 12 лет, а в феврале (в переходный от зимы к весне период) максимальные скорости ниже, чем весной на обоих профилях, полученных с разницей в 31 год. При этом по данным для буя PIRATA зимой 2002 г. этот максимум соответствует несколько большим, чем весной, глубинам. Различия в глубине в 2002 г. по сравнению с 1971 г. могут объясняться как особыми погодными либо климатическими условиями в тот год, так и неопределенностями в оценках глубины приборов, работавших без датчиков давления.

Несмотря на то, что рассматриваемые нами на рис. 4 данные получены на интервале свыше 10 и свыше 30 лет, видно, что интенсификация течения Ломоносова устойчиво фиксируется в весенний период, а в конце зимы, в феврале, наблюдаются пониженные скорости течения. В 2002 г. по данным буя проекта PIRATA отмечается миграция стрежня ЭПП по вертикали с его приближенным к поверхности положением (~65 м) бореальной весной и углубленным (~85 м) зимой.

Полученные нами вариации параметров для весны и зимы 1971, 2002 и 2014 гг. в точках, близких к 23°з.д., находятся в хорошем согласии с временной средней изменчивостью параметров течения Ломоносова из работ (Brandt et al., 2006, 2014). Как было упомянуто, для рассматриваемой точки для максимальной скорости течения этими авторами получена полугодовая изменчивость с двумя максимумами (в апреле и сентябре–октябре) и двумя минимумами (в июле и декабре–январе) в течение года. Предельные значения измеренных значений максимума скорости по данным SADCР в апреле за 6 лет наблюдений в соответствии с рис. 8 из (Brandt et al., 2014) менялись (при 12-часовом осреднении) от 92 до 110 см/с. Изменчивость средней глубины ядра характеризуется как годовая (Brandt et al., 2006, 2014): один минимум (наибольшая приближенность к поверхности) весной в апреле–начале мая и один максимум (наибольшая глубина) осенью в сентябре (октябре). Среднее положение – 69 м (Brandt et al., 2014). Предельные измеренные значения минимальной глубины ядра в апреле–начале мая за 6 лет (рис. 7 из (Brandt et al., 2014)) при 12-часовом осреднении – 63 и 78 м. В феврале среднее положение ядра по тем же данным относительно высокое – 75 м, то есть, приближается к весеннему минимуму глубины, а средняя скорость ~75 см/с – промежуточное значение между максимальной и минимальной средней интенсивностью в течение года. Предельные измеренные значения глубины в феврале 65 и 96 м (Brandt et al., 2014).

Закономерные изменения структуры профилей, представленных нами на рис. 4, могут служить иллюстрацией факта устойчивости фазового характера

годового цикла колебаний рассмотренных характеристик ЭПП в данном районе океана в многолетнем аспекте.

Изменчивость поля ветра и выход течения Ломоносова на поверхность

Для изучения связи вертикальной миграции течения Ломоносова и эпизодическим его выходом на поверхность с интенсивностью и направлением ветрового поля далее совместно рассматриваются временные ряды зональной скорости ЭПП, по данным проекта PIRATA за 2002 г., и ветровые данные реанализа Era Interim за 3 года с 2001 по 2003 гг. (Dee et al., 2011), которые включают рассматриваемый нами период выполнения программы PIRATA. Используется временной ряд зонального ветра у экватора в точке 1°с.ш. , 23°з.д. на высоте 10 м от поверхности с осреднением 6 ч. Временные ряды зональных компонент скорости течения и скорости ветра показаны на рис. 5.

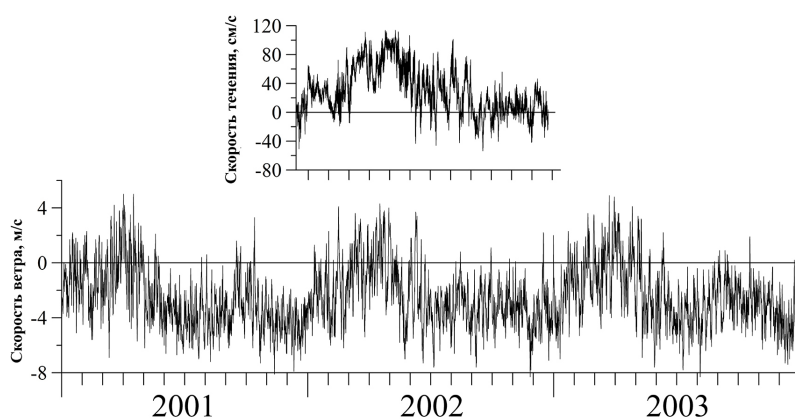


Рис. 5. Временная изменчивость зональных составляющих скорости течения и ветра в области экватора. Вверху – зональная скорость на горизонте 40 м на заякоренном буе в координатах 0° , 23°з.д. в 2002 г. (данные PIRATA, часовое осреднение).

Внизу – зональный ветер в координатах 1°с.ш. , 23°з.д. на высоте 10 м от поверхности по данным реанализа Era-interim в 2001–2003 гг (осреднение 6 ч). Положительные значения скорости течения и ветра соответствуют течениям и ветру с запада на восток, отрицательные – с востока на запад. Оси времени на двух рисунках совмещены.

Как показано в предыдущем разделе с использованием рис. 4 и как следует из результатов публикаций (например, Giarolla et al., 2005; Brandt et al., 2006, 2014; Johns et al., 2014), вертикальная миграция стрежня течения Ломоносова на долготе 23°з.д. характеризуется в среднем годовой периодичностью с максимальным поднятием к поверхности бореальной весной и максимальным заглублением – осенью. При этом характер миграции по глубине, а также вариаций скорости течения Ломоносова и его переноса в разные годы в центральной и восточной акваториях (и на долготе 23°з.д. в частности), определяется интенсивностью и характером воздействия (завихренностью) восточного ветра в западной экваториальной Атлантике во время бореальной весны, которые представляют собой предварительную подготовку

холодных либо теплых событий бореальным летом (Arhan et al., 2006). Этими же авторами показано, что вертикальные изменения положения ядра соответствуют миграциям верхнего термоклина, обусловленным «удаленными» сезонными изменениями ветрового воздействия.

Помимо указанной связи с ветром, выявлены и другие факторы влияния (например, Arhan et al., 2006; Brandt et al., 2016). На них мы сейчас не останавливаемся и упомянем лишь численные эксперименты (Brandt et al., 2016), показавшие, что наряду с несомненной ролью ветрового воздействия, которое исходно включалось в модель, особенности основных характеристик течения Ломоносова, включая сезонные вариации переноса вод, глубины ядра и максимумов скорости, можно объяснить линейной суперпозицией доминирующих бароклинных мод, связанных с конфигурацией экваториального бассейна Атлантики.

Нас заинтересовал факт эпизодического выхода подповерхностного восточного потока на поверхность (outcropping), обсуждаемый в ряде работ (например, (Giarolla et al., 2005; Arhan et al., 2006; Brandt et al., 2014)).

Нами подобное поднятие этого потока к поверхности было зафиксировано на трех «весенних» разрезах 2014, 2016 и 2017 гг., один из которых (апрель 2014 г.) представлен выше (рис. 3). Разрез 2017 г. рассматривался в работе (Demidova, 2018), посвященной термохалинной стратификации, тогда как разрез 2016 г. обсуждался в (Демидова и др., 2018). В последней работе мы рассмотрели ряд аспектов выхода течения Ломоносова на поверхность в западной Атлантике путем сравнения ветровой ситуации и структуры поля скорости течения в районе 34°з.д. осенью 2015 г. и весной 2016 г. Ветровое поле рассчитывалось по данным реанализа ERA-interim. В (Демидова и др., 2018) нами показано, что, несмотря на упомянутую возможность действия других механизмов вертикальной миграции ядра течения, выход на поверхность восточного потока на разрезе весной 2016 г. происходил приблизительно через 2 недели после месячного развития минимальных зональных ветров на поверхности. Это соответствовало представлениям (Giarolla et al., 2005) о приблизительно месячном запаздывании выхода ЭПП на поверхность после снижения тангенциального ветрового напряжения и разворота ветра на восток.

Весной 2014 г. (рис. 3) верхний горизонт измерений находился на глубине 28 м. Направленная на восток компонента вектора скорости на этом горизонте зафиксирована практически на всем протяжении разреза (от 2°ю.ш. до 2.5°с.ш.). У самого экватора в интервале $\pm 0.5^\circ$ широты интенсивность потока превышала 50 см/с, а с северной стороны интервала достигала 70 см/с. Такие высокие значения восточной компоненты скорости менее чем в 30 м от поверхности могут свидетельствовать о значительном ослаблении западного поверхностного дрейфа и вероятном выходе на поверхность восточного подповерхностного потока. Это означает, что на разрезе 17 апреля 2014 г. с высокой вероятностью зарегистрировано одно из событий эпизодического выхода на поверхность потока с восточным переносом. При этом стрежень ЭПП, определяемый по глубине максимальной скорости, располагался на глубине 56 м, что характерно для его положения на этой

долготе в апреле и значительно выше, чем его положение в остальную часть года (в качестве примера, см. рис. 1 для осени 2015 г., где глубина ядра 102 м).

Эти результаты находятся в согласии с временным изменением скорости течения за 2002 г. по данным PIRATA, которые сравниваются с временным рядом зонального ветра за период с 2001 по 2003 гг. (рис. 5). На этом рисунке показано изменение зональной скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря в точке 1°с.ш. и 23°ю.ш., а сверху дана зональная составляющая скорости течений в 2002 г. на экваторе на 23°з.д. на глубине 40 м. Из приведенного временного ряда скорости течения следует, что максимальная восточная компонента скорости ЭПП до 100 см/с на глубине 40 м на 23°з.д. в 2002 г. наблюдалась в марте–мае. Видно, что на протяжении года на этом горизонте периоды высокой интенсивности восточного потока разделены продолжительным периодом ее снижения и смены направления. Кратковременное снижение здесь интенсивности восточной составляющей почти до нуля наблюдалось с конца марта до середины апреля. Несколько изолированных пиков восточной скорости на глубине 40 м зафиксированы в июле и августе. В остальное время года, в осенне-зимний период, до горизонта 40 м проникают поверхностные потоки, направленные на запад.

Данные о ветре свидетельствуют, что в годовом цикле осредненные по 6-часовым интервалам значения зональной компоненты скорости ветра с января по февраль имеют устойчивое направление с востока на запад, тогда как в марте–апреле преимущественные ее направления с запада на восток. Как можно заключить из сравнения направлений течения на глубине 40 м и ветра (рис. 5), в январе–феврале под влиянием ветра с зональной компонентой, направленной на запад, в поверхностном слое океана развит западный дрейфовый перенос, известный как поверхностное ЮПТ. В это время за счет вертикального сдвигового напряжения в поле течений верхнего слоя океана скорость ЭПП должна заметно уменьшиться, что мы и наблюдаем как по данным PIRATA 2002 г. на рис. 5, так и в нашем осеннем эксперименте 2015 г., представленном на рис. 1, а также в (Демидова и др., 2018). Затем, примерно в марте–апреле, зональная составляющая ветра в экваториальной Атлантике изменяет свое направление на противоположное: компонента, направленная на запад, сменяется компонентой, направленной на восток. Сразу после смены направления зональной составляющей ветра с запада на восток, в апреле–начале мая 2002 г. на горизонте 40 м отмечаются максимальные зональные скорости течения Ломоносова.

Эти данные свидетельствуют о связи снижения скорости и смены направления зонального экваториального ветра с перестройкой структуры поля скорости течения Ломоносова в период бореальной весны. Этот вывод, сделанный с использованием временного ряда зональной скорости ветра, подтверждают заключения других авторов, анализировавших влияние ветра на параметры течения Ломоносова в этом районе (Giarolla et al., 2005 и др.). Например, из рис. 1 а в (Giarolla et al., 2005) следует, что в 2002 г. осредненная за 10 суток зональная компонента ветра направлена на восток лишь в апреле–мае, а в остальное время года осредненный зональный

ветер направлен на запад. Таким образом, весной северного полушария, с марта по май, под влиянием ветра с заметной зональной компонентой, направленной на восток, поверхностный западный поток, развитый там значительную часть года, замедляется и временами полностью исчезает. Это коррелирует со смещением к югу (к экватору) межтропической зоны конвергенции и одновременным смещением термоклина и стрежня течения Ломоносова к поверхности.

В результате значительного поднятия ядра восточного потока с высокими скоростями в этот период (что, в частности, мы наблюдали на всех трех наших весенних разрезах в апреле 2014, 2016 и 2017 гг.), и одновременного ослабления, часто до полного исчезновения западного поверхностного потока (рис. 3 для 2014 г.), ЭПП Ломоносова более или менее периодически выходит на поверхность. Поднятие ядра противотечения бореальной весной подтверждается и эволюцией вертикальных профилей в течение февраля–мая 2002 г. по данным проекта PIRATA, показанной на рис. 6. На рисунке, в частности, видно, что 1 мая 2002 г. ядро течения Ломоносова со скоростями до 90 см/с, по всей видимости, располагалось вблизи 40 м от поверхности, что является вероятным признаком непосредственного выхода течения Ломоносова на поверхность и развития там восточного переноса.

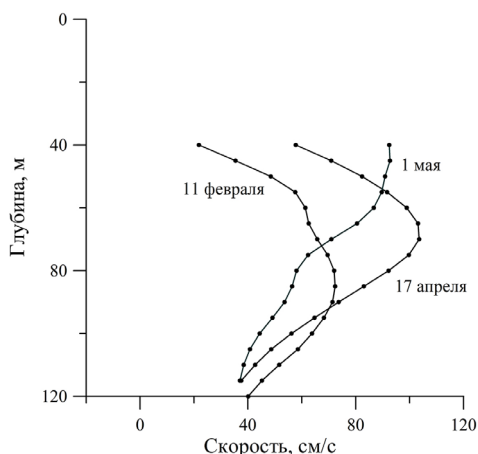


Рис. 6. Сезонная эволюция восточной компоненты скорости ЭПП Ломоносова на экваторе в вертикальной плоскости в 2002 г. на 23° з.д. по данным эксперимента PIRATA (суточное осреднение).

Видно также, что в весенний период 2002 г. на экваторе в точке 23° з.д. скорость восточного переноса с февраля по май на глубине 40 м увеличивается с 20–60 см/с до 90 см/с (суточное осреднение), что, как мы видели выше, происходит с изменением направления зональной компоненты ветра. Зональный ветер, направленный на запад в феврале, изменяет свое направление на противоположное в марте–апреле (см. рис. 5). Максимумы скорости течения Ломоносова на экваторе (где располагался буй) и с которыми мы ассоциируем здесь ядро течения, поступательно смещаются вверх и, судя по тенденции профиля скорости, в мае поток, направленный на восток, занимает весь верхний слой океана, выходя на поверхность. К этому моменту отмечается максимальное приближение ядра к поверхности — положительный экстремум скорости подповерхностного восточного переноса намечается на глубине около 40 м — ближайшем к поверхности горизонте измерения. «Незавершенность» экстремума на нашем графике объясняется отсутствием данных выше 40 м.

Как следует из временного ряда скорости на рис. 5, в 2002 г. на 23°з.д. максимальные скорости течения Ломоносова в тот год были зарегистрированы во второй половине апреля–начале мае. Это иллюстрируется и профилями для 17 апреля на графиках рис. 4 и 6, где максимум скорости 102 см/с зарегистрирован на глубине около 65 м (приподнятое ядро), что находится в очень близком соответствии с данными нашего разреза 17 апреля 2014 г.

Сопоставление временного ряда зональной скорости течения на рис. 5 с годовым ходом характеристик приповерхностного ветра в том же районе подчеркивает качественную связь изменчивости параметров потока ЭПП с сезонной изменчивостью приповерхностного ветра. Подобную зависимость мы наблюдали и в (Демидова и др., 2018) на разрезах для осени 2015 и весны 2016 гг.

Выводы

Рассмотрены результаты профилирования SADCP зональных экваториальных течений Атлантики по двум разрезам в апреле 2014 г. и в сентябре 2015 г.

1. На примере результатов профилирования SADCP зональных экваториальных течений Атлантики 26 сентября 2015 г. исследована и конкретизирована интуитивно понятная зависимость экстремальных оценок скорости течения Ломоносова от размера окна (масштаба) временного осреднения исходных данных SADCP. Максимальные значения снижаются с увеличением масштаба осреднения и возрастают с его уменьшением. Очевидным образом аналогичную роль играют шаг осреднения по вертикали (размер глубинной ячейки), осреднение по горизонтали (скорость судна), частота излучения, особенности режима работы профилографа (широкополосная и узкополосная моды) и т.п. В примере с разрезом 26 сентября 2015 г. (с глубинной ячейкой 8 м) разница между часовыми и 15-минутными оценками была более 10 см/с, между часовыми и 2-минутными – более 20 см/с. Результаты подтверждают необходимость учета всех этих факторов при использовании материалов SADCP, полученных разными авторами, и приведения доступных данных к одинаковым параметрам осреднения.

2. Поскольку, из-за наблюдающейся миграции ядра течения Ломоносова, по данным с заякоренного буя невозможно установить точное положение ядра, соответствующие оценки максимальных значений скорости и границ течения всегда содержат элемент неопределенности. В общем случае максимальные оценки скоростей течения по данным кластера разреженных буев в плоскости разреза, сопоставляемого с разрезом SADCP, ниже соответствующих оценок SADCP с локализованным ядром ЭПП.

3. Впервые на меридиональном разрезе SADCP через экватор длиной 270 миль (выполненном менее чем за сутки) продемонстрирована двумерная структура поля скорости по разрезу с высокой степенью пространственной детализации: 8 м по вертикали и 700 м по горизонтали. Она характеризуется

фрагментарной расслоенностью с суб- и мезомасштабными размерами по вертикали. Фрагментарно-слоистая структура поля подобных масштабов проявлена лишь при минимальном осреднении данных 2 мин. (что эквивалентно указанному горизонтальному шагу 700 м). С увеличением окна осреднения структуры объединяются и сглаживаются соответственно масштабам осреднения. Фрагментарно-расслоенные структуры одинаково характерны как для «фоновое поля», так и для структур струйных течений. Ранее вертикальные неоднородности подобных масштабов обнаруживались только по одномерным данным глубинных зондирований скорости и других параметров океанской среды, а их горизонтальные масштабы могли быть оценены лишь на основе интерполяции результатов между профилями.

4. Путем сравнения вертикальных профилей через ядро ЭПП Ломоносова для весны 2002 и 2014 гг. и зимы 2002 и 1971 гг. в точках, близких к 23°з.д., проиллюстрирована длительная устойчивость годового цикла колебаний интенсивности течений в ядре и положения ядра течения Ломоносова в данном районе океана в многолетнем аспекте. Интенсификация течения Ломоносова в пределах от 60 до 100 см/с была связана со временем года и сопровождалась вертикальной миграцией стрежня по глубине. Максимальные скорости в ядре устойчиво фиксируются в весенний период, а в конце зимы в феврале наблюдаются немного пониженные скорости течения при углубленном, по сравнению с весной, положении стрежня. Полученные вариации находятся в хорошем согласии с временной средней изменчивостью параметров течения Ломоносова из работ (Brandt et al., 2006, 2014).

5. Для изучения связи эпизодических выходов течения Ломоносова на поверхность в Центральной Атлантике с изменчивостью поля ветра совместно проанализированы временные ряды зональной скорости ЭПП по данным проекта PIRATA за 2002 г. и ветровые данные реанализа Era Interim с 2001 по 2003 гг. Показана согласованность вертикальной миграции стрежня противотечения и эпизодов выхода его на поверхность с интервалами смены направления зональной компоненты скорости ветра. Выход на поверхность сопровождался ветрами с зональной компонентной, направленной на восток.

Предпринятое в данной работе исследование поля скорости и структуры течения Ломоносова дает возможность уточнить и дополнить существующие представления о всей системе ЭПП Мирового океана в целом.

Анализ данных выполнен в рамках Госзадания № 0149-2019-0004: экспериментальные измерения в океане поддержаны грантом РФФИ № 17-08-00085. В работе использованы данные программы PIRATA, находящиеся в свободном доступе. Авторы благодарят Ю.А. Зюляеву за помощь в работе с данными реанализа ERA-Interim.

Литература

Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана: Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.

Демидова Т.А., Нейман В.Г., Морозов Е.Г.

- Бурков В.А., Монин А.С.* Изменчивость течений и сопутствующих океанологических полей на Атлантическом экваториальном полигоне // Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике. М.: Наука, 1982. С. 8–35.
- Демидова Т.А., Морозов Е.Г., Нейман В.Г.* Экваториальное подповерхностное течение Ломоносова по данным измерений бортовым профилографом в 2014–2017 гг. // Доклады РАН. 2018. Т. 482. № 3. С. 325–328.
- Демидова Т.А., Фрей Д.И.* О поле скорости течения Ломоносова по данным попутных измерений // Материалы XV Всероссийской научно-технической конференции «МСОИ-2017»; Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. – М.: АПР, 2017. Т. 1. С. 150–151.
- Зайцев А.А., Зубин А.Б., Монин А.С.* О меандрировании течения Ломоносова / В кн. Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике. М., Наука, 1982, С. 60–65.
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г.* Анализ колебаний температуры воды в верхнем слое океана // Изв. АН СССР, сер. ФАО. 1973. Т. 9. № 10. С. 1101–1104.
- Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике (Ред. А.С. Монин). М.: Наука, 1982.
- Каменкович В.М., Монин А.С.* (ред.) Физика океана, Т. 2, Гидродинамика океана. (Серия «Океанология»). М.: Наука, 1978. 435 с.
- Колесников А.Г., Богуславский С.Г., Григорьев Г.Н., Пономаренко Г.П., Саркисян А.С., Фельзенбаум А.И., Хлыстов Н.З.* Открытие, экспериментальное исследование и разработка теории течения Ломоносова. Севастополь: МГИ, 1968. 243 с.
- Коротаев Г.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Теория экваториальных противотечений в Мировом океане. Киев: Наукова думка, 1986. 208 с.
- Монин А.С., Федоров К.Н., Шевцов В.П.* О вертикальной мезо- и микроструктуре океанических течений // Доклады АН СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 833–836
- Нейман В.Г., Бурков В.А., Щербинин А.Д.* Динамика вод Индийского океана. М.: Научный мир, 1995. 223 с. ISBN 5-89176-023-1.
- Нейман В.Г., Фрей Д.И., Амбросимов А.К., Каплуненко Д.Д., Морозов Е.Г., Шаповалов С.М.* Экваториальные течения в Индийском океане по измерениям в феврале 2017 г. // Доклады АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 84–87.
- Овчинников И.М., Кривошея В.Г., Осадчий А.С.* Некоторые особенности структуры и динамики гидрофизических полей в зоне течения Ломоносова на меридиане 18°35' // Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике. М: Наука, 1982. С. 50–60.
- Пака В.Т.* Комплексные измерения физических полей в океане в режиме буксировки // Автоматизация научных исследований морей и океанов. Севастополь: Изд. МГИ АН УССР, 1972. С. 82.
- Пономаренко Г.П.* 10-й рейс НИС «Михаил Ломоносов» в Атлантический океан // Океанология. 1962. №2. С.164–172.
- Саркисян А.С.* Основы теории и расчет океанических течений. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 123 с.
- Самописцы течений системы Алексева типа БПВ-2 и БПВ-2р // Техническое описание и инструкция по эксплуатации КБО 278000 ТО. Л.: Морской транспорт, 1960. 54 с.
- Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 118–119.
- Фельзенбаум А.И., Шапиро Н.Б.* Некоторые вопросы теории течений на экваторе // Течение Ломоносова (МГИ АН УССР). Киев: Наукова думка, 1966. Т. 34. С. 81–93.

- Ханайченко Н.К.* Система экваториальных противотечений в океане. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 160 с.
- Arhan M., Treguier A.M., Bourles B., Michel S.* Diagnosing the annual cycle of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean from a general circulation model // *J. Phys. Oceanogr.* 2006. Vol. 36. P. 1502–1522.
- Brandt P., Schott F.A., Provost C., Kartavtseff A., Hormann V., Bourles B., Fischer J.* Circulation in the central equatorial Atlantic: Mean and intraseasonal to seasonal variability // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. P. L07609. DOI:10.1029/2005GL025498.
- Brandt P., Funk A., Tantet A., Johns W.E., Fischer J.*, The Equatorial Undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability // *Climate Dynamics.* 2014. Vol. 43. P. 2985–2997. DOI: 10.1007/s00382-014-2061-4.
- Brandt P., Claus M, Greatbatch R.J., Kopte R., Toole J.M., Johns W.E., Böning C. W.* Annual and semiannual cycle of equatorial Atlantic circulation associated with basin-mode resonance // *J. Phys. Oceanography.* 2016. Vol. 46. P. 3011–3029.
- Bubnov V.A., Vasilenko V.M., Krivilevich L.M.* The study of low frequency variability of currents in the tropical Atlantic // *Deep-Sea Research.* 1979. GATE Supplement II to Vol. 26. P. 199–216.
- Bunge L., Provost C., Lilly J., D’Orgeville M., Kartavtseff A., Mélice J.-L.* Variability of the horizontal velocity structure in the upper 1600 m of the water column on the equator at 10°W // *J. Phys. Oceanography.* 2006. Vol. 36. P. 1287–1304
- Claret M., Rodriguez R., Pelegrí J.L.* Salinity intrusion and convective mixing in the Atlantic Equatorial Undercurrent // *Scientia Marina.* 2012. Vol. 76 (S1). P. 117–129. DOI: 10.3989/scimar.03611.19B.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
- Demidova T.A.* Thermohaline structure and salt fingering in the Lomonosov Equatorial Undercurrent as observed in April 2017 // *The Ocean in Motion.* Springer Oceanography. 2018. P. 429–446. https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4_26.
- Firing E.* Lowered ADCP development and use in WOCE // *International WOCE Newsletter.* 1998. Vol. 30. P. 10–14.
- Giarolla E., Nobre P., Malagutti M., Pezzi L.P.* The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL modular ocean model at CPTEC // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. P. L10617. DOI:10.1029/2004GL022206.
- Gouriou Y., Bourles B., Mercier H., Chuchla R.*, Deep jets in the equatorial Atlantic // *Ocean J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104 (C9). P. 21,217–21,226.
- Herbert G., Kermabon C., Grelet J., Bourles B.* French Pirata cruises S-ADCP data processing // *Mercator-Coriolis ocean quarterly newsletter. Special Issue No. 52 – May 2015.* P. 22–26.
- Hummels R., Dengler M., Bourles B.* Seasonal and regional variability of upper ocean diapycnal heat flux in the Atlantic cold tongue // *Progress in Oceanography.* 2013. Vol. 111. P. 52–74.
- Hayes S.P.* Vertical fine structure observations in the eastern equatorial Pacific // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86 (C11). P. 10983–10999. <https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10983>.
- Johns W.E., Brandt P., Bourlès B., Tantet A., Papapostolou A., Houk A.* Zonal structure and seasonal variability of the Atlantic Equatorial Undercurrent // *Climate Dynamics.* 2014. Vol. 43 (11). P. 3047–3069. DOI: 10.1007/s00382-014-2136-2.
- Neumann G.* Evidence for the Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res.* 1960. Vol. 6. No. 4. P. 328–334.
- Perez R.C., Renellys C., Hormann V., Lumpkin R., Brandt P., Johns W.E., Hernandez F., Schmid*

- C., Bourles B. Mean meridional currents in the central and eastern equatorial Atlantic // *Climate Dynamics*. 2013. DOI: 10.1007/s00382-013-1968-5.
- RDI-Teledyne // <http://www.rdinstruments.com> (last access: 07.02.2019).
- Send U., Eden C., Schott F. Atlantic Equatorial Deep Jets: Space–Time Structure and Cross-Equatorial Fluxes // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. Vol. 32. P. 891–902.
- Schott F.A., Fischer J., Stramma L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. Vol. 28. P. 1904–1928.
- Schott F.A., Dengler M., Brandt P., Affler K., Fischer J., Bourles B., Gouriou Y., Molinari R., Rhein M., The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30. No. 7. P. 1349. DOI:10.1029/2002GL016849.
- Spain P., Dorson D.L., Rossby H.T. PEGASUS: A simple, acoustically tracked, velocity profiler // *Deep Sea Res.* 1981. Part A. Vol. 28. No. 12. P. 1553–1567. DOI: 10.1016/0198-0149(81)90097-2.
- Stramma L., Schott F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res.* 1999. Part II. Vol. 46. P. 279–303.
- Visbeck M. Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers: Bottom track and inverse solutions // *J. Atmosph. Oceanic Tech.* 2002. Vol. 19. P. 794–807.
- VmDas Users Guide. RDI-Teledyne, 2007. <http://www.comm-tec.com/prods/mfgs/RDI/Software/Manuals/VMDAS-Manual/VmDas%20Users%20Guide.pdf>.
- Urbano D.F., De Almeida R.A.F., Nobre P. Equatorial Undercurrent and North Equatorial Countercurrent at 38°W: A new perspective from direct velocity data // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. C04041. DOI:10.1029/2007JC004215.
- WOCE Current Meter Data // http://webapp1.dlib.indiana.edu/virtual_disk_library/index.cgi/4955827/FID1441/welcome.htm.
- Leetmaa A., McCreary J.P.Jr., Moore D.W. Equatorial currents: observations and theory // *Evolution of Physical Oceanography* (Eds.: B. A. Warren and C. Wunsch). MIT Press, 1981. P. 184–197.
- Philander S.G.H. Equatorial undercurrent: Measurements and theories // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1973. Vol. 11. P. 513–570.
- Philander S.G.H. The equatorial undercurrent revisited // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1980. Vol. 8. P. 191–204. Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001203>.

THE STRUCTURE OF THE VELOCITY FIELD OF THE LOMONOSOV EQUATORIAL CURRENT BASED ON THE MEASUREMENTS IN SPRING 2014 AND AUTUMN 2015

Demidova T.A., Neiman V.G., Morozov E.G.

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: tad-ocean@mail.ru
Submitted 25.12.2018, accepted 30.05.2019*

Two examples of measurements of oceanic equatorial currents in the Atlantic using an shipborne acoustic Doppler current profiler SADCP on meridional sections across the equator in spring 2014 at 23°W and autumn 2015 at 34°W are considered. The relevant data of some previous observations in this region are also used for comparison. The methods for studying the Lomonosov Current using ship profiling and moorings are

discussed. According to the results of profiling with a two-minute averaging of the source data of the section of September 27, 2015, a structure of the two-dimensional section of the high-resolution velocity field is presented, which is characterized by small-scale fragmentary stratification, which was previously detected only from one-dimensional data of vertical soundings of velocity and other parameters of the ocean environment. Using the example of comparing this detailed section with the versions for other time averages (15 and 60 min) differences in the estimates of parameters of the velocity field due to the averaging are specified.

Using the example of vertical profiles through the core of the Lomonosov Undercurrent (EUC) in the springs of 2002 and 2014 and winters of 2002 and 1971 at the locations close to 23°W, the stability of the annual cycle of fluctuations of the intensity of currents in the core and the position of the core in a multiyear aspect is illustrated. The agreement of our results with other previously published data is shown.

The main parameters of the velocity field over the equatorial section on April 17, 2014 indicate a high probability of the outcropping of the easterly flow on the surface. Similar episodes of outcropping in 2002 within the PIRATA program together with corresponding intervals of changing the direction of the zonal component of wind speed derived from the Era Interim reanalysis from westward to eastward are demonstrated. A similar correlation with the wind is assumed to occur on April 17, 2014.

Keywords: Central equatorial Atlantic, SADCP, Lomonosov undercurrent, experimental observations, data averaging, flow structure, velocity field, season variability, outcropping and wind direction

References

- Arhan M., Treguier A.M., Bourles B., and Michel S. Diagnosing the annual cycle of the Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean from a general circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 2006, Vol. 36, pp. 1502–1522.
- Brandt P., Claus M., Greatbatch R.J., Kopte R., Toole J.M., Johns W.E., and Böning C. W. Annual and semiannual cycle of equatorial Atlantic circulation associated with basin-mode resonance. *J. Phys. Oceanography*, 2016, Vol. 46, pp. 3011–3029.
- Brandt P., Funk A., Tantet A., Johns W.E., and Fischer J. The Equatorial Undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability. *Climate Dynamics*, 2014, Vol. 43, pp. 2985–2997, doi: 10.1007/s00382-014-2061-4.
- Brandt P., Schott F.A., Provost C., Kartavtseff A., Hormann V., Bourles B., and Fischer J. Circulation in the central equatorial Atlantic: Mean and intraseasonal to seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, Vol. 33, p. L07609. Available at: <https://doi.org/10.1029/2005GL025498>.
- Bubnov V.A., Vasilenko V.M., and Krivilevich L.M. The study of low frequency variability of currents in the tropical Atlantic. *Deep-Sea Research*, 1979, GATE Supplement II to Vol. 26, pp. 199–216.
- Bubnov V.A. Tsirkulyatsiya vod ekvatorialnoy zony Mirovogo okeana. L.: Gidrometeoizdat, 1990, 280 p.
- Bunge L., Provost C., Lilly J., D’Orgeville M., Kartavtseff A., and Mélice J.-L. Variability of the horizontal velocity structure in the upper 1600 m of the water column on the equator at 10°W. *J. Phys. Oceanography*, 2006, Vol. 36, pp. 1287–1304.
- Burkov V.A. and Monin A.S. Izmenchivost’ techenii i sopushtvuyushchikh okeanologicheskikh polei na Atlanticheskom ekvatorial’nom poligone (Variability of currents and related oceanological fields on the Atlantic equatorial polygon). In: *Izmenchivost’ okeana i atmosfery v ekvatorial’noi Atlantike*, Moscow: Nauka, 1982, pp. 8–35.

- Claret M., Rodríguez R., and Pelegrí J.L. Salinity intrusion and convective mixing in the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Scientia Marina*, 2012, Vol. 76 (S1), pp. 117–129.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., and Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2011, Vol. 137, pp. 553–597, Available at: <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Demidova T.A. and Frei D.I. О поле скорости течения Ломоносова по данным попутных измерений (On velocity field of the equatorial Lomonosov undercurrent as observed on “on way” cruises). *Sbornik trudov mezhdunarodnoi konferentsii MSOI-2017; Institut okeanologii im. P.P. Shirshova RAN (Proc. 15th All-Russia scientific and technology conference “Modern methods and means of oceanological research” (MSOI-2017)). Moscow: APR, 2017, Vol. 1. pp. 150–151.*
- Demidova T.A. Thermohaline structure and salt fingering in the Lomonosov Equatorial Undercurrent as observed in April 2017. *The Ocean in Motion. Springer Oceanography*, 2018, pp. 429–446.
- Demidova T.A., Morozov E.G., and Neiman V.G. Экваториальное подповерхностное течение Ломоносова по данным измерения бортовых профилографом в 2014–2017 гг. (The Lomonosov equatorial undercurrent according to data measured with a shipborne profiler 2014–2017). *Doklady RAN*, 2018, Vol. 482, No. 3, pp. 325–328.
- Fedorov K.N. Tonkaya termokhalinnaya struktura vod okeana (Fine thermohaline structure of the ocean). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976, pp. 118–119.
- Fel’zenbaum A.I. and Shapiro N.B. Nekotorye voprosy teorii techenii na ekvatore (Some aspects of the theory of the equatorial currents). In: *Techenie Lomonosova (MGI AN USSR)*, Kiev: Naukova dumka, 1966, Vol. 34, pp. 81–93.
- Firing E. Lowered ADCP development and use in WOCE. *International WOCE Newsletter*, 1998, Vol. 30, pp. 10–14.
- Giarolla E., Nobre P., Malagutti M., and Pezzi L.P. The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL modular ocean model at CPTEC. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, Vol. 32, pp. L10617, doi:10.1029/2004GL022206.
- Gouriou Y., Bourles B., Mercier H., and Chuchla R. Deep jets in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1999, Vol. 104 (C9), pp. 21217–21226.
- Hayes S.P. Vertical fine structure observations in the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 1981, Vol. 86 (C11), pp. 10983–10999, <https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10983>.
- Herbert G., Kermabon C., Grelet J., and Bourles B. French Pirata cruises S-ADCP data processing. *Mercator-Coriolis ocean quarterly newsletter, Special Issue*, No. 52-May 2015, pp. 22–26.
- Hummels R., Dengler M., and Bourles B. Seasonal and regional variability of upper ocean diapycnal heat flux in the Atlantic cold tongue. *Progress in Oceanography*, 2013, Vol. 111, pp. 52–74.
- Ivanov Yu.A. and Morozov E.G. Analiz kolebanii temperatury vody v verkhnem sloe okeana (Analysis of water temperature fluctuations in the upper ocean). *Izv. AN SSSR, ser. FAO*, 1973, Vol. 9, No. 10, pp. 1101–1104.
- Izmenchivost’ okeana i atmosfery v ekvatorial’noi Atlantike (Ocean and atmosphere variability of the equatorial Atlantic). Moscow: Nauka, 1982.
- Johns W.E., Brandt P., Bourlès B., Tantet A., Papapostolou A., and Houk A. Zonal structure and

- seasonal variability of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Climate Dynamics*. 2014, Vol. 43 (11), pp. 3047–3069, doi: 10.1007/s00382-014-2136-2.
- Kamenkovich V.M. and Monin A.S. Fizika okeana. T. 2, Gidrodinamika okeana, Ser. "Okeanologiya". (Physics of the ocean. Vol. 2. Hydrodynamics of the ocean), Moscow: Nauka, 1978, 435 p.
- Khanaichenko N.K. Sistema ekvatorial'nykh protivotechenii v okeane (The equatorial undercurrent system of the ocean). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974, 160 p.
- Kolesnikov A.G., Boguslavskii S.G., Grigor'ev G.N., Ponomarenko G.P., Sarkisyan A.S., Fel'zenbaum A.I., and Khlystov N.Z. Otkrytie, eksperimental'noe issledovanie i razrabotka teorii techeniya Lomonosova (Discovery, the pilot study and development of the theory of the Lomonosov current). Sevastopol': MGI, 1968, 243 p.
- Korotaev G.K., Mikhailova E.N., and Shapiro N.B. Teoriya ekvatorial'nykh protivotechenii v Mirovom okeane (The theory of equatorial undercurrents of the ocean). Kiev: Naukova dumka, 1986, 208 p.
- Leetmaa A., McCreary J.P. Jr., and Moore D.W. Equatorial currents: observations and theory. *Evolution of Physical Oceanography* (Ed.: B. A. Warren and C. Wunsch). MIT Press, 1981, pp. 184–197.
- Monin A.S., Fedorov K.N., and Shevtsov V.P. O vertikal'noi mezo- i mikrostrukture okeanicheskikh techenii (On vertical meso- and microstructure of ocean currents). *Doklady AN SSSR*, 1973, Vol. 208, No. 4, pp. 833–836.
- Neiman V.G., Burkov V.A., and Shcherbinin A.D. Dinamika vod Indiiskogo okeana (Dynamics of the Indian ocean). Moscow: Nauchnyi mir, 1995, 223 p., ISBN 5-89176-023-1.
- Neiman V.G., Frei D.I., Ambrosimov A.K., Kaplunenko D.D., Morozov E.G., and Shapovalov S.M. Ekvatorial'nye techeniya v Indiiskom okeane po izmereniyam v fevrale 2017 g. (Equatorial currents in the Indian ocean as observed in February 2017). *Doklady RAN*, 2018, Vol. 479, No. 1, pp. 84–87.
- Neumann G. Evidence for the Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 1960, Vol. 6, No. 4, pp. 328–334.
- Ovchinnikov I.M., Krivosheya V.G., and Osadchii A.S. Nekotorye osobennosti struktury i dinamiki gidrofizicheskikh polei v zone techenii Lomonosova na meridiane 18°35' (On structure and dynamics of hydrophysical fields in the Lomonosov undercurrent region at 18°35'W). In: *Izmenchivost' okeana i atmosfery v ekvatorial'noi Atlantike*, Moscow: Nauka, 1982, pp. 50–60.
- Paka V.T. Kompleksnye izmereniya fizicheskikh polei v okeane v rezhime buksirovki (Tow measurements of oceanic physical fields). In: *Avtomatizatsiya nauchnykh issledovaniy morei i okeanov*, Sevastopol', Izd. MGI AN USSR, 1972, 82 p.
- Perez R.C., Renellys C., Hormann V., Lumpkin R., Brandt P., Johns W.E., Hernandez F., Schmid C., and Bourles B. Mean meridional currents in the central and eastern equatorial Atlantic. *Climate Dynamics*, 2013, Available at: <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1968-5>.
- Philander S.G.H. Equatorial undercurrent: Measurements and theories. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1973, Vol. 11, pp. 513–570.
- Philander S.G.H. The equatorial undercurrent revisited. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1980, Vol. 8, pp. 191–204, Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001203>.
- Ponomarenko G.P. 10-i reis NIS «Mikhail Lomonosov» v Atlanticheskii okean (The 10th cruise of the R/V "Mikhail Lomonosov" in the Atlantic ocean). *Okeanologiya*, 1962, No. 2, pp. 164–172.
- RDI-Teledyne, <http://www.rdinstruments.com> (last access: 07.02.2019).
- Samopisty techenii sistemy Alekseeva tipa BPV-2 i BPV-2r (Self-recording current meters of

- the Alekseev system of type BPV-2 and BPV-2r). *Tekhnicheskoe opisaniye i instruktsiya po ekspluatatsii KBO 278000 TO*, Leningrad: Morskoi transport, 1960, 54 p.
- Sarkisyan A.S.* Osnovy teorii i raschet okeanicheskikh techenii (Fundamentals of the theory and calculation of ocean currents). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1966, 123 p.
- Schott F.A., Dengler M., Brandt P., Affler K., Fischer J., Bourles B., Gouriou Y., Molinari R., and Rhein M.* The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, Vol. 30 (7), pp. 1349, Available at: <https://doi.org/10.1029/2002GL016849>.
- Schott F.A., Fischer J., and Stramma L.* Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, Vol. 28, pp. 1904–1928.
- Send U., Eden C., and Schott F.* Atlantic Equatorial Deep Jets: Space–Time Structure and Cross–Equatorial Fluxes, *J. Phys. Oceanography*, 2002, Vol. 32, pp. 891–902.
- Spain P., Dorson D.L., and Rossby H.T.* PEGASUS: A simple, acoustically tracked, velocity profiler. *Deep Sea Res.*, 1981, Part A, Vol. 28 (12), pp. 1553–1567, doi:10.1016/0198-0149(81)90097-2.
- Stramma L. and Schott F.* The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 1999, Part II, Vol. 46, pp. 279–303.
- Urbano D.F., De Almeida R.A.F., and Nobre P.* Equatorial Undercurrent and North Equatorial Countercurrent at 38°W: A new perspective from direct velocity data. *J. Geophys. Res.*, 2008, Vol. 113, C04041, Available at: <https://doi.org/10.1029/2007JC004215>.
- Visbeck M.* Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers: Bottom track and inverse solutions. *J. Atmosph. Oceanic Tech.*, 2002, Vol. 19, pp. 794–807.
- VmDas Users Guide, 2007, RDI-Teledyne. <http://www.comm-tec.com/prods/mfgs/RDI/Software/Manuals/VMDAS-Manual/VmDas%20Users%20Guide.pdf>,
- WOCE Current Meter Data, http://webapp1.dlib.indiana.edu/virtual_disk_library/index.cgi/4955827/FID1441/welcome.htm
- Zaitsev A.A., Zubin A.B., and Monin A.S.* O meandrirovanii techeniya Lomonosova (On meandering of the Lomonosov current). In: *Izmenchivost' okeana i atmosfery v ekvatorial'noi Atlantike*. Moscow: Nauka, 1982, pp. 60–65.