

УДК 551.465

## АРГО-МОДЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ОКЕАНА (АМИГО)

© 2016 г. К. В. Лебедев

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва**e-mail: KLebedev@ocean.ru*

Поступила в редакцию 26.06.2015 г.

После доработки 30.10.2015 г.

В статье описывается разработанная Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО), состоящая из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования дрейфующих измерителей Argo и блока модельной гидродинамической адаптации вариационно проинтерполированных полей. Такая методика позволяет получать по нерегулярно расположенным данным измерений Argo полный набор океанографических характеристик: температуру, соленость, плотность и скорость течений. Выполненные расчеты представлены ежемесячными, сезонными, годовыми и среднеклиматическими полями. Созданная по результатам проведенных модельных расчетов в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН база океанографических данных АМИГО охватывает 10-летний период с 2005 по 2014 гг. Проведенный с использованием данных АМИГО анализ изменчивости расходов проникающих в Арктику ветвей Северо-Атлантического течения показал, что в исследуемый период наблюдаются аномальные значения зимних переносов, которым соответствуют аномальные значения зимних температур в омываемых этими течениями регионах северо-западной Европы, севера европейской части России и Исландии. Сравнительный анализ изменчивости расходов и переносов тепла течениями и индекса Северо-атлантического колебания (САК) за период 2005–2014 гг. показывает наличие между ними хорошо выраженной связи. Низким зимним значениям индекса САК соответствуют низкие значения зимних переносов Фареро-Шетландской ветвью Северо-Атлантического течения и, как правило, высокие значения зимних переносов Северо-Исландской ветвью течения Ирмингера. Высокое зимнее значение индекса САК приводит к заметному росту зимнего переноса Фареро-Шетландской ветвью Северо-Атлантического течения, не оказывая при этом заметного влияния на расход Северо-Исландской ветви течения Ирмингера.

DOI: 10.7868/S0030157416020143

### ВВЕДЕНИЕ

Наступление в конце XX века эры спутниковых наблюдений за поверхностью океана и развитие в первые годы XXI века проекта Argo, направленного на сбор с использованием спутников информации о толще океана, дает уникальные возможности непрерывного мониторинга состояния Мирового океана. Целью проекта Argo является создание и поддержание постоянно действующей глобальной сети океанографических станций на основе дрейфующих буев-измерителей. Работа измерителей происходит по следующей схеме. Буй дрейфует около 10 суток на заданной глубине, затем опускается на горизонт 2000 м и всплывает на поверхность, измеряя температуру и соленость. В течение 6–12 часов прибор находится на поверхности, данные передаются на несколько спутников, которые определяют точное местоположение прибора. После этого поплавков опускается на глубину дрейфа, и цикл повторяется. Энергии батарей хватает на 3–4 года

работы. Кроме измерений температуры и солености такие дрейфующие буи позволяют также получать данные о течениях на глубине дрейфа и на поверхности океана [24].

С 2005 г. измерения с помощью поплавков Argo стали вести на большей части акватории Мирового океана. Заявленного при разработке программы Argo уровня покрытия в 3000 одновременно работающих поплавков (в среднем 1 поплавок на трехградусный “квадрат”) программа достигла в ноябре 2007 г. Сейчас около 4000 измерителей Argo осуществляют автономное зондирование верхней двухкилометровой толщи океана от Антарктики до Шпицбергена с 10-дневным интервалом. Вследствие этого база данных по температуре и солености Мирового океана ежемесячно увеличивается на 12 тыс. полноценных профилей. Постоянно пополняющиеся массивы измерений позволяют решать задачи реконструкции и мониторинга состояния океана в режиме, близком к реальному времени, и исследовать особенности

океанской динамики и ее изменчивости [27]. Количество профилей, накопленных в рамках программы Argo за период с 2001 по 2015 гг., превысило 1 млн. Это позволяет получить разумные оценки климатического состояния Мирового океана для последнего десятилетия и дать оценку текущим внутриклиматическим трендам.

В настоящей статье разработана Арго-Модель Исследования Глобального Океана (АМИГО) и представлены результаты ведущихся в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) работ по созданию новых, ориентированных на конечных пользователей массивов АМИГО, основанных на измерениях Argo, а также данных спутниковой альтиметрии, которые используются для контроля решения при выборе параметров модели. Массивы АМИГО обеспечат научное сообщество оперативным доступом к глобальным унифицированным базам данных, полученным по измеренным профилям и траекториям поплавков Argo с привлечением дополнительных данных, сделанных с помощью спутников. Главной отличительной особенностью представленной методики является использование при обработке профилей Argo метода вариационной интерполяции измерений на регулярную сетку с последующей модельной гидродинамической адаптацией полученных полей. Такая методика позволяет получать по данным профилирования Argo полный набор океанографических характеристик: температуру, соленость, плотность и скорость течений. Выполненные расчеты охватывают 10-летний период с 2005 по 2014 гг. и представлены ежемесячными, сезонными, годовыми и среднеклиматическими полями. База данных АМИГО находится в свободном доступе в сети Интернет на официальном сервере ИО РАН по адресу <http://argo.ocean.ru/>. Пространственное разрешение данных в базе составляет 1 градус по долготе и широте, временное – 1 месяц.

## МЕТОДИКА

Интерполяция на регулярную одноградусную сетку полей температуры и солености по данным профилей Argo была выполнена методом вариационной интерполяции, успешно применявшемся ранее в работах [8, 22]. Метод вариационной интерполяции минимизирует отклонение рассчитанных в узлах регулярной сетки полей от нерегулярно расположенных измерений таким образом, что полученное оптимальное решение проходит максимально близко к данным измере-

ний. Математически задача описывается следующим образом:

$$F = \sum_{n \in L} (A_{g-d}^n - A_d^n)^2 + C_1 \sum_{i,j} (A_g^{i,j} - A_c^{i,j})^2 + C_2 \sum_{i,j} ((dX^j)^2 \Delta A_g^{i,j})^2,$$

где  $F$  – функционал, который требуется минимизировать,  $A_g^{i,j}$  – значения переменной  $A$  (температура или соленость) в узлах регулярной сетки,  $A_d^n$  – нерегулярно расположенные данные измерений,  $A_{g-d}^n$  – линейная интерполяция в точку измерения  $A_d^n$  значений переменной  $A_g$  из четырех окрестных узлов регулярной сетки,  $A_c^{i,j}$  – климатические данные в узлах регулярной сетки,  $\Delta$  – пятиточечный разностный аналог оператора Лапласа с граничными условиями в виде отсутствия потоков через боковые границы,  $dX^j$  – расстояние между узлами сетки в зональном направлении,  $C_1$  и  $C_2$  – весовые коэффициенты,  $L$  – временной интервал (месяц, сезон, год и т.п.).

Значения переменной  $A_g^{i,j}$  в узлах регулярной сетки, полученные в результате минимизации функционала  $F$ , будут зависеть от коэффициента  $C_1$ , определяющего влияние на результирующее поле климатических данных, и коэффициента  $C_2$ , контролирующего уровень сглаживания получаемого решения. Коэффициент  $C_1$  выбирается достаточно малым, чтобы минимизировать влияние климатических данных на те области, где имеются измерения. Для сглаживающего коэффициента  $C_2$  в операторе Лапласа выбирается минимальное значение, при котором происходит подавление шума. Окончательные значения коэффициентов уточнялись по результатам модельных адаптационных расчетов, методика проведения которых описана ниже. Полученные в результате таких расчетов поля уровня океана сравнивались с данными спутниковой альтиметрии Aviso [16]. Численные эксперименты показали, что для коэффициента  $C_1$  оптимальным является значение 0.3. Значения коэффициента  $C_2$  для разных вариантов полей приведены ниже.

Сначала были выполнены расчеты “климатических” полей температуры и солености по данным Argo 2005–2014 гг. для месяцев, сезонов и года. Значение коэффициента  $C_2$  в операторе Лапласа бралось равным 2/3. В качестве климатических полей  $A_c$  использовались данные климатических массивов World Ocean Atlas 2009 (WOA-09) [12, 25]. Всего таким образом было получено 17 полей (12 месяцев, 4 сезона и средний год). Климатический зимний сезон представлен

данными января, февраля и марта, весенний — апреля, мая и июня, летний — июля, августа и сентября, осенний — октября, ноября и декабря.

Затем были выполнены расчеты полей температуры и солёности для индивидуальных месяцев, сезонов и годов 10-летнего периода с 2005 по 2014 гг. (всего 170 полей). Значение коэффициента  $C_2$  в операторе Лапласа бралось равным 2. В качестве климатических полей  $A_c$  использовались “климатические” поля Argo, полученные на предыдущем шаге, с тем отличием, что для расчета “климатических” месяцев Argo кроме текущего месяца дополнительно привлекалась информация предыдущего и последующего месяцев (для расчета “климатического” января использовались данные Argo за декабрь, январь и февраль, февраля — за январь, февраль и март и т.д.).

На заключительном этапе с использованием модели общей циркуляции океана в режиме диагноза и гидродинамической адаптации [10, 26] были рассчитаны сбалансированные ежемесячные и климатические поля температуры, солёности, плотности и скорости течений по данным поплавков Argo. Модель описывается полной системой уравнений гидротермодинамики океана, в качестве “интегральной” функции используется уровень океана [2, 3, 5, 15]. Использование уровня океана в качестве “интегральной” функции имеет то преимущество, что в многосвязных областях океана (наличие островов) не возникает дополнительных проблем по сравнению с решением задачи в односвязных областях. Данный подход к построению численных моделей динамики океана стал широко использоваться в мире после работ [15, 17, 19, 28]. Уровень океана, в отличие от функции полных потоков, — величина измеряемая: точность спутниковой альтиметрии в последние годы заметно повысилась [16].

Метод гидродинамической адаптации неоднократно применялся для расчетов сбалансированных гидрофизических полей как в отдельных районах океана и морях, так и для Мирового океана в целом [1, 2, 4–7]. На основе анализа результатов этих расчетов можно сделать следующие выводы: скорости течений, полученные в результате адаптации, согласуются с данными измерений течений [4]; в адаптированных полях практически не содержится шума, который существенно проявляется при диагностических расчетах вследствие неполной гидродинамической сбалансированности полей [1, 4, 9]. Процесс вязко-волновой адаптации продолжается до выхода модели на квазистационарный режим или, точнее, на медленный тренд понижения энергии (порядка 10 суток модельного времени для районов средних широт); при адаптации удаляются энергонесущие инерционные колебания и волны [2, 4]. Модель и адаптационный подход успешно применялись для рас-

чета крупномасштабной циркуляции Мирового океана и отдельных его районов [2, 6, 7, 23].

Расчеты проводились для акватории Мирового океана, ограниченной на севере  $85.5^\circ$  с.ш. на сетке с шагом  $1^\circ$  по долготе и широте, на 32 горизонтах, соответствующих горизонтам массивов WOA-09; максимальная глубина океана составляла 5750 м. На глубинах, превышающих 2000 м, где отсутствуют измерения Argo, значения температуры и солёности брались из массивов WOA-09. В качестве граничных условий на поверхности океана задавались постоянные значения температуры и солёности, полученные по данным Argo для соответствующего месяца (года, сезона) с использованием описанной выше вариационной методики. Тангенциальное напряжение трения ветра для соответствующего месяца (года, сезона) задавалось по данным реанализа ECMWF ERA-Interim [14]. Методика и параметры расчетов по модели близки к тем, что использовались в предыдущих работах по расчетам климата Мирового океана [2, 7]. Среди отличий отметим использование для расчета плотности предложенное в работе [20] уравнение состояния, аппроксимирующее формулу ЮНЕСКО 1981 г., в то время как расчет плотности в [2, 7] велся без учета сжимаемости, что, в частности, послужило причиной заниженного расхода Антарктического циркулярного течения. Кроме этого, в настоящей работе была проведена дополнительная корректировка рельефа дна в ряде ключевых районов Мирового океана (Флоридский пролив, западная граница Гольфстрима, пролив Нэрса, Берингов пролив, район течения Курошио, Индонезийские проливы и другие). В результате такой корректировки удалось устранить многие несоответствия измеренных полей плотности модельному одноградусному рельефу дна, что привело к устойчивому поведению решения при коэффициенте бокового турбулентного обмена импульсом равным  $7 \times 10^6$  см<sup>2</sup>/с (в работах [2, 7] из соображений устойчивости этот коэффициент брался на порядок выше). Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена теплом и солью также задавались как  $7 \times 10^6$  см<sup>2</sup>/с. Вертикальный коэффициент турбулентного обмена брался равными 10 см<sup>2</sup>/с для импульса и 1 см<sup>2</sup>/с для тепла и соли. В экваториальных областях, начиная с  $20^\circ$  северной и южной широт, коэффициент бокового обмена импульсом плавно увеличивается, достигая величины  $2 \times 10^8$  см<sup>2</sup>/с на экваторе. Еще одним отличием от более ранних работ является раздельная адаптация экваториальных областей Тихого и Атлантического с Индийским океанов. Расчеты начались с 6-суточной адаптации всего Мирового океана, затем шла адаптация экваториальной области Тихого океана длительностью 34 суток. В следующие 40 суток в процесс адаптации включа-

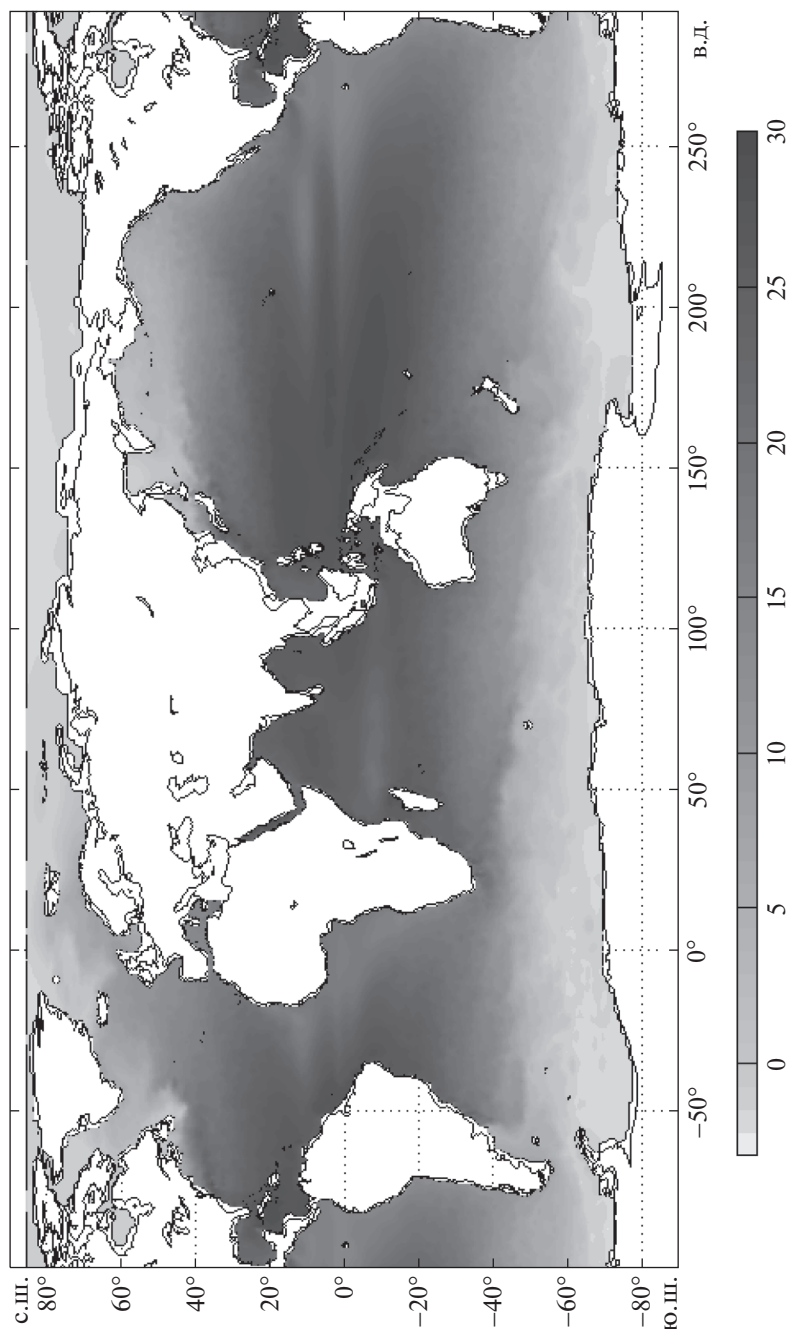


Рис. 1. Среднегодовое поле температуры Мирового океана на горизонте 75 м.

лись также экваториальные области Атлантического и Индийского океанов. На остальной акватории океана поля температуры и солёности при этом оставались неизменными, т.е. во внеэкваториальной зоне решалась задача гидродинамического диагноза. На завершающем этапе проводилась еще одна 6-суточная адаптация всего Мирового океана. Таким образом, суммарная адаптация экваториальной области Тихого океана продолжалась 86 суток, экваториальных областей Атлантического и Индийского океанов —

52 суток, внеэкваториальных областей Мирового океана — 12 суток. Средние границы экваториальных областей были выбраны по результатам численных экспериментов в районах наименьшего изменения градиентов гидрофизических полей ( $17.5^\circ$  с.ш. и  $17.5^\circ$  ю.ш. для Индийского океана,  $19.5^\circ$  с.ш. и  $15.5^\circ$  ю.ш. для Атлантического океана,  $18.5^\circ$  с.ш. и  $22.5^\circ$  ю.ш. для Тихого океана) и периодически смещались на  $3^\circ$  в северном и южном направлениях соответственно.

В результате расчетов по модели получаются адаптированные поля (месячные, сезонные и годовые) температуры, солености, плотности и течений Мирового океана на одноградусной сетке, полученные с использованием данных Argo.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 представлена карта среднегодовой температуры на горизонте 75 м. В распределении температуры преобладает зональность, заметные в восточных частях океанов отклонения от зонального распределения обусловлены течениями. Хорошо видны антициклональные субтропические круговороты Тихого и Атлантического океанов. Круговороты асимметричны, центры круговоротов значительно сдвинуты к западу, что определяется западной интенсификацией течений. Максимальные значения температуры обнаруживаются в западных частях субтропических круговоротов, достигая значений 29°C в Карибском море и в районе к востоку от Соломоновых островов. Заметное отклонение изотерм от зонального распределения, наблюдаемое в северной части Атлантического океана, вызвано переносом на север теплых вод Северо-Атлантического течения (САТ) и поступлением холодных вод из моря Лабрадор.

Карта среднегодовой солености на горизонте 200 м представлена на рис. 2. На распределение солености, кроме потоков влаги с поверхности и процессов перемешивания, существенное влияние оказывает циркуляция вод. В южной части океанов отчетливо выражено Антарктическое циркумполярное течение, положение которого хорошо прослеживается по минимуму солености. Максимумы солености в центральных частях субтропических круговоротов смещены в западном направлении относительно их положения на поверхности, что наиболее заметно в северных частях океанов. На востоке Индийского океана в районе южнее экватора отчетливо виден распресненный язык, сформировавшийся в результате поступления через Индонезийские проливы вод пониженной солености из Тихого океана. Относительно низкая соленость северной части Тихого океана является следствием преобладания осадков над испарением. Высокая соленость вод тропической и субтропической Атлантики и Средиземного моря связана с осолонением поверхностных вод, вызванным интенсивным испарением в этих районах. На севере Атлантического океана Норвежское течение, являющееся продолжением одной из ветвей САТ, несет теплые и соленые воды вдоль северо-западного побережья Европы в сторону Баренцева моря и Шпицбергена. Часть вод САТ поворачивает на запад к Исландии, что приводит к появлению области повышенной солености в этом районе.

Поступление теплых вод САТ в Арктический бассейн (АБ) является определяющим фактором, формирующим погоду в Северной Европе и на севере европейской территории России (ЕТР), в частности, в Мурманской и Архангельской областях, Баренцевом и Карском морях. Учитывая тот факт, что данные регионы в последние годы активно вовлекаются в деятельность по морской добыче полезных ископаемых, в частности, нефти и газа, представляется целесообразным посвятить первую работу по анализу данных нового массива АМИГО изучению изменчивости переносов тепла САТ в АБ.

Среднее в слое 0–100 м поле течений северо-восточной части Атлантического океана приведено на рис. 3 для летнего сезона Северного полушария. САТ, являющееся северо-восточным продолжением Гольфстрима, оказывает большое влияние на климат европейского материка. Колебания расходов воды и ее температуры в САТ значительно влияют на изменения погоды. В районе западнее Ирландии от САТ ответвляется ветвь, поворачивающая на юг и дающая затем начало Канарскому течению. При подходе к Фарерским островам САТ делится на идущее в сторону Гренландии течение Ирмингера (ТИ) и ветви, идущие в Норвежское море через Исландско-Фарерский и Фареро-Шетландский проливы. В районе Датского пролива от основной струи ТИ, уходящего на юг, отделяется Северо-Исландская ветвь, которая входит в Датский пролив вдоль юго-западного побережья Исландии. В данной работе будет проанализирована изменчивость двух ответвлений САТ: Северо-Исландской ветви течения Ирмингера (СИ-ТИ), влияющей на климат Исландии (разрез 1 на рис. 3), и Фареро-Шетландской ветви САТ (ФШ-САТ), дающей начало Норвежскому течению (разрез 2 на рис. 3), определяющему умеренно-теплый климат северной части европейского континента и омывающих морей.

В 2005–2014 гг. на севере ЕТР наблюдались три ярко выраженные погодные аномалии — две холодных и одна теплая. В феврале 2010 г. на север ЕТР пришли аномально холодные температуры, на станции Хоседа-Хард в Ненецком автономном округе достигнут второй минимум температуры воздуха, зафиксированный в Европе за время наблюдений — –56.4°C (<http://www.meteoinfo.ru/climate/climat-tab13/climate-analysis-2010-all/3021-2010>). Март 2013 г. на севере ЕТР был самым холодным за последние 50 лет, среднемесячные температуры воздуха в Архангельской области и Республике Коми оказались ниже нормы на 8–10°C (<http://www.meteoinfo.ru/climate/climat-tab13/-2013-/6805-2013->). В конце 2011 г. и в январе 2012 г., аномалии среднемесячной температуры воздуха в российском секторе Арктики превышали +12...+14°C, а в обсерватории им. Кренкеля на о. Хейса — +16°C. Впервые за всю историю проводившихся здесь метеонаблю-

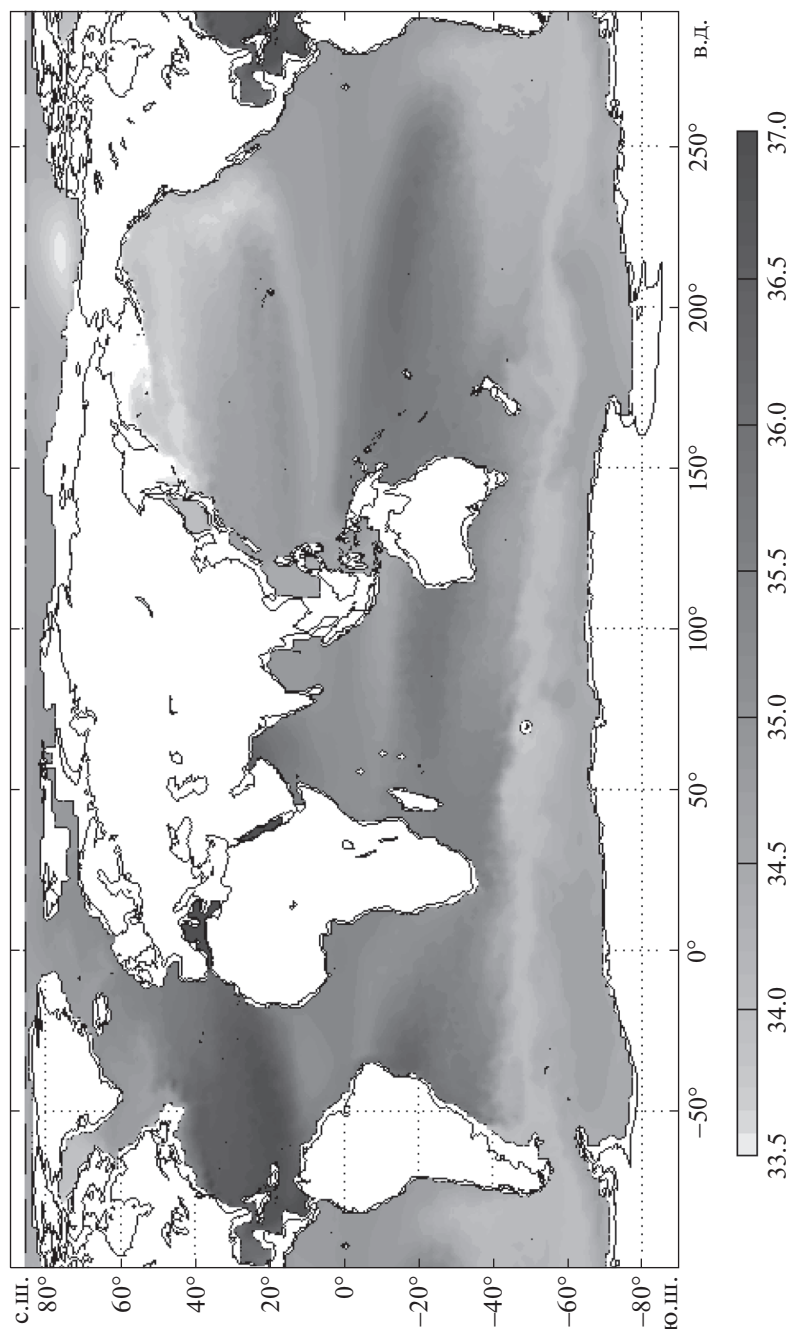
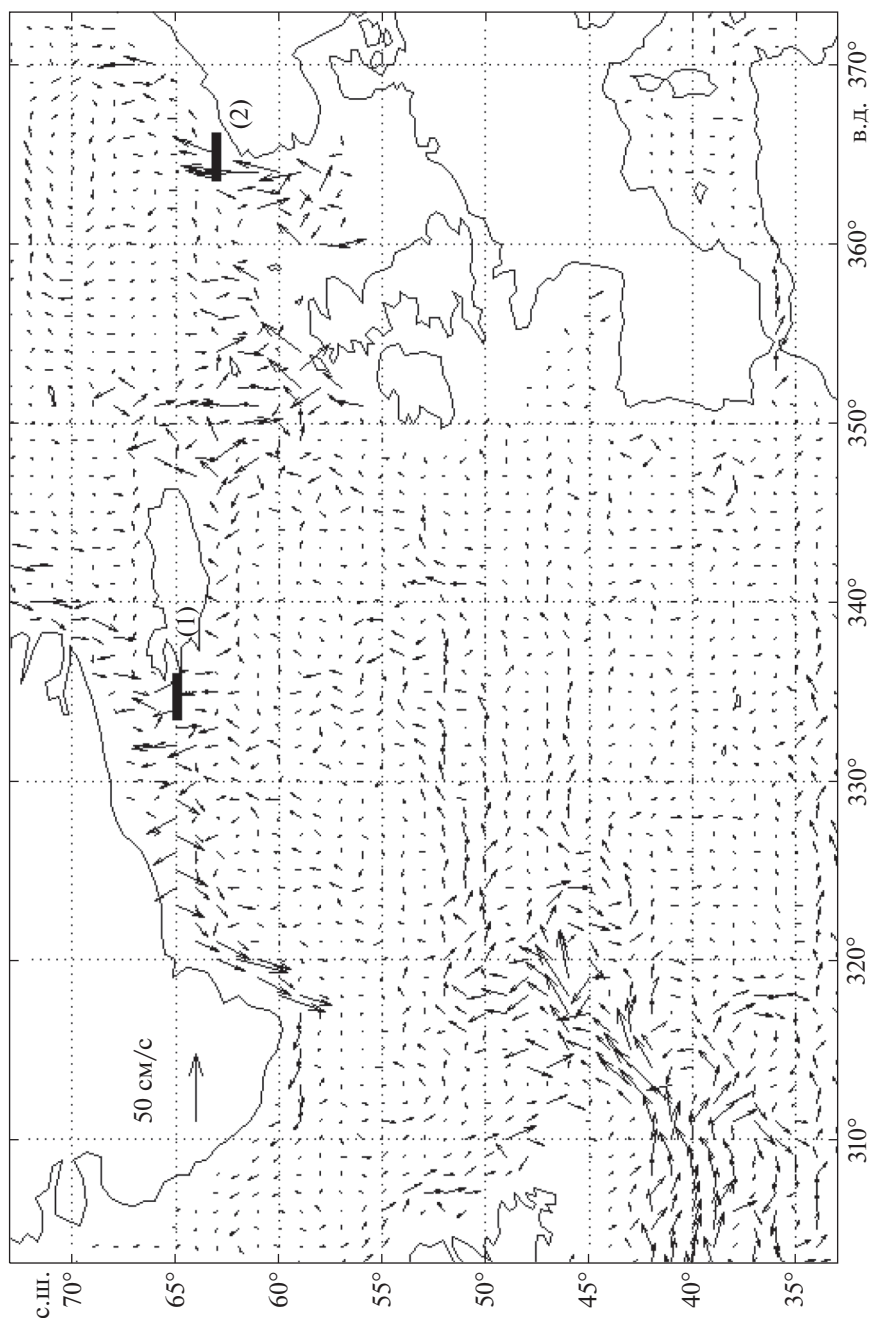


Рис. 2. Среднегодовое поле солёности Мирового океана на горизонте 200 м.

дений в январе 2012 г. была зафиксирована температура воздуха выше  $0^{\circ}\text{C}$ . Атлантические циклоны доходили даже до Якутии (<http://www.meteo.info.ru/climate/climat-tab13/-2012-/6522-2012->).

Анализ погодных аномалий Исландии в 2005–2014 гг. показал, что периодам аномально холодных зим на севере ЕТР соответствуют аномально теплые погодные условия в южных и западных районах Исландии. Так, согласно данным метеорологического бюро Исландии, погода в Исландии в

2010 г. была аномальной, особенно в южных и западных районах страны (<http://en.vedur.is/about-imo/news/nr/2112>). Среднегодовая температура в Рейкьявике составила  $5.9^{\circ}\text{C}$ , что на  $1.6^{\circ}\text{C}$  превышает среднемноголетнюю норму и является вторым по величине значением после максимума в  $6^{\circ}\text{C}$ , зафиксированного по итогам 2003 г. Значение среднего за год атмосферного давления было максимальным за всю историю метеонаблюдений с 1823 г. Еще одним аномально теплым пе-



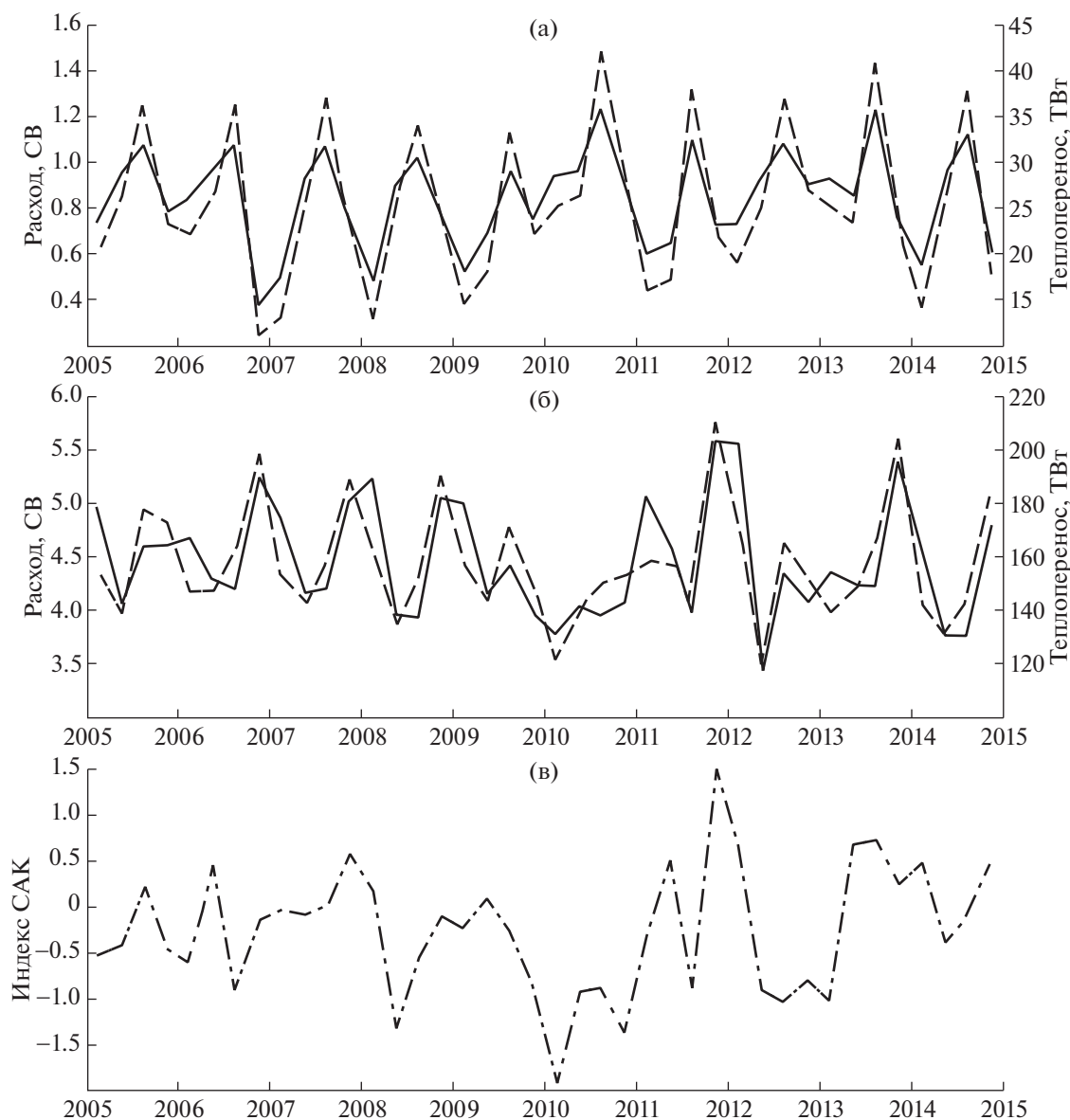
**Рис. 3.** Среднее в слое 0–100 м поле течений северо-восточной части Атлантического океана для летнего сезона Северного полушария. Толстые черные линии – положения разрезов 1 и 2 (пояснения в тексте).

риодом последнего десятилетия в Исландии можно считать зиму 2013 г., когда средние температуры января и февраля были близки к своим абсолютным максимумам. Согласно данным метеорологического бюро Исландии (<http://en.vedur.is/about-imo/news/nr/2824>), январь 2013 г. в Рейкьявике вошел в десятку самых теплых с начала XIX века и был самым теплым после 1987 г. Средняя температура февраля 2013 г. едва не поставила абсолютный рекорд,

оказавшись второй за почти 200-летнюю историю метеонаблюдений.

Ежемесячные поля АМИГО 2005–2014 гг. позволяют проанализировать изменчивость поступления теплых вод САТ в АБ в указанный период времени. Для этой цели были проведены расчеты эволюции среднесезонных расходов и переносов тепла огибающей Исландию с юго-запада СИ-ТИ на 65° с.ш. (рис. 4а) и идущей в сторону европейского побережья ФШ-САТ на 63° с.ш. (рис. 4б).





**Рис. 4.** Изменчивость расхода (сплошная линия) и теплопереноса (пунктир) (а) Северо-Исландской ветви течения Ирмингера на  $65^\circ$  с.ш. (разрез 1 на рис. 3), (б) Фареро-Шетландской ветви Северо-Атлантического течения на  $63^\circ$  с.ш. (разрез 2 на рис. 3) и (в) индекса Североатлантического колебания (штрих-пунктир). Данные представлены среднесезонными величинами и охватывают период 2005–2014 гг.

Средний за период 2005–2014 гг. расход СИ-ТИ на  $65^\circ$  с.ш. (рис. 4а) получился, по данным АМИГО, равным  $0.85 \pm 0.2$  Св; перенос тепла, рассчитанный относительно  $0^\circ\text{C}$ , составил  $25 \pm 8$  ТВт. Имеющиеся в литературе оценки этих величин и их сезонной изменчивости, полученные на основе инструментальных измерений для периода 1994–2000 гг., дают близкие рассчитанным величины –  $0.75$  Св (амплитуда сезонных колебаний  $0.2$  Св с минимумом в феврале–марте и максимумом в летний сезон) и  $19$  ТВт [21].

Рассчитанный по данным АМИГО средний за период 2005–2014 гг. расход ФШ-САТ на  $63^\circ$  с.ш.

(рис. 4б) получился равным  $4.5 \pm 0.5$  Св, перенос тепла относительно  $0^\circ\text{C}$  составил  $157 \pm 21$  ТВт. Оценки этих величин и их сезонной изменчивости, полученные на основе инструментальных измерений для периода 1994–2000 гг., также дают близкие рассчитанным по данным АМИГО величины –  $4.3$  Св и  $159$  ТВт, амплитуды сезонных колебаний –  $0.6$  Св и  $27$  ТВт с минимумом в мае и максимумом в ноябре [29].

Анализ изменчивости расхода СИ-ТИ и переноса этим течением тепла позволяет выделить высокие расходы и теплопереносы в зимние сезоны 2006, 2010 и 2013 гг. (рис. 4а). Как отмеча-



лось выше, 2010 г. и зима 2013 г. были в Исландии аномально теплыми. Зима 2006 г. также попала в четверку самых теплых зим Исландии за всю историю непрерывных наблюдений (<http://en.vedur.is/about-imo/news/2007>). В расходе ФШ-САТ и его теплопереносе следует выделить аномально низкие зимние расходы и теплопереносы в 2010 и 2013 гг. и большую положительную аномалию зимой 2012 г. (рис. 4б). Выше отмечалось, что температуры на севере ЕТР в феврале 2010 г. и марте 2013 г. были одними из самых низких за историю метеонаблюдений, а январь 2012 г., напротив, был одним из самых теплых.

Одной из важнейших характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северном полушарии является Североатлантическое колебание (САК) [13]. Существует несколько методик расчета индекса САК, простейшей из которых является вычисление нормированных среднесезонных разностей атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. САК является важным фактором, определяющим изменчивость в субарктической Атлантике [18]. Большие положительные значения индекса соответствуют усилению субтропического максимума атмосферного давления и углублению Исландского минимума, что ведет к усилению переноса теплых и влажных атлантических воздушных масс в Северную Европу. В период низких значений индекса перенос атлантических воздушных масс смещается в сторону Средиземноморья, вызывая сухую и холодную погоду в Северной Европе. Одна из самых холодных европейских зим 2009–2010 гг. сопровождалась экстремально низким отрицательным значением индекса САК.

Изменчивость среднесезонных значений индекса САК (среднемесячные значения индекса САК взяты с сайта Центра прогноза климата США [ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/nao\\_index.tim](ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/nao_index.tim)) представлена на рис. 4в на той же временной шкале, что и изменчивость проанализированных выше расходов течений, которые переносят теплую североатлантическую воду в АБ. Сравнительный анализ изменчивости расходов и переносов тепла течениями и индекса САК за период 2005–2014 гг. показывает наличие между ними хорошо выраженной связи, особенно заметной при анализе переносов ФШ-САТ (рис. 4б). Аномально низкому значению индекса САК зимой 2010 г. соответствовали аномально низкие значения переноса тепла САТ в Норвежское море, что в свою очередь вызвало отмеченные выше аномально низкие значения зимних температур на севере ЕТР. Похожая ситуация наблюдалась зимой 2013 г. А в зимний сезон 2012 г. значения индекса САК были, напротив, аномально высокими. Аномально высоким был и перенос тепла ФШ-САТ на север Европы.

Анализ изменчивости расхода СИ-ТИ показывает, что в периоды низких значений индекса САК зимой 2010 и 2013 гг. его расход и теплоперенос заметно превышали характерные для зимнего сезона значения (рис. 4а), что определяло отмеченные выше зимние температурные максимумы на юге и западе Исландии. Аномально низкие значения индекса САК зимой 2010 г. связаны с зафиксированным в этом году абсолютным максимумом среднегодового атмосферного давления в районе Исландии. Наличие явно выраженной связи между изменчивостью индекса САК и расходом течений отмечалось в работе [11], где по результатам анализа изменчивости расхода направленного в Атлантику придонного течения в центре Датского пролива, полученного численным прогностическим моделированием для периода 1958–2006 гг., было показано, что максимальные значения расходов отмечались в период максимальных значений индекса САК.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье разработана Argo-Модель Исследования Глобального Океана и представлена созданная по результатам проведенных модельных расчетов в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН база океанографических данных АМИГО. Отличительной особенностью предложенного метода является использование при обработке профилей Argo вариационной методики интерполяции измерений на регулярную сетку с последующей модельной гидродинамической адаптацией полученных полей. Такая методика позволяет получать по данным профилирования Argo полный набор океанологических характеристик: температуру, соленность, плотность и скорость течений. Выполненные расчеты охватывают 10-летний период с 2005 по 2014 гг. База данных АМИГО находится в свободном доступе на сайте Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН по адресу <http://argo.ocean.ru/>. Пространственное разрешение данных в базе составляет 1 градус по долготе и широте, временно́е – 1 месяц.

Проведенный с использованием данных АМИГО анализ изменчивости проникающих в Арктику ветвей САТ показал, что в исследуемый период наблюдаются аномальные значения зимних переносов, которым соответствуют аномальные значения зимних температур в омываемых этими течениями регионах северо-западной Европы, севера европейской части России и Исландии.

Сравнительный анализ изменчивости расходов и переносов тепла течениями и индекса САК за период 2005–2014 гг. показывает наличие между ними хорошо выраженной связи. Низким зимним значениям индекса САК соответствуют низкие значения зимних переносов Фареро-Шетландской ветвью САТ и, как правило, высокие

значения зимних переносов Северо-Исландской ветвью ТИ. Высокие зимние значения индекса САК приводят к заметному росту зимних переносов ФШ-САТ, не оказывая при этом заметного влияния на расход СИ-ТИ. Обнаруженная связь особенно хорошо заметна при анализе переносов ФШ-САТ (рис. 4б и 4в). Аномально низкому значению индекса САК зимой 2010 г. соответствуют аномально низкие значения переноса тепла САТ в Норвежское море, что в свою очередь приводит к аномально низким значениям зимних температур в Западной Европе и на севере европейской части России. В период аномально высокого значения индекса САК зимой 2012 г. резко увеличился перенос тепла ФШ-САТ в Норвежское море, что стало причиной аномально теплой зимней погоды в прилегающих регионах Европы и на севере европейской части России.

Результаты выполненных расчетов, примеры которых приведены в статье, смогут служить основой для изучения и анализа текущего состояния климата Мирового океана и выделения внутриклиматических трендов последнего десятилетия.

Работы по созданию базы данных АМИГО выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ (проекты № 13-05-00679а и № 13-05-00972а), анализ изменчивости расходов и переносов тепла течениями Северной Атлантики выполнен при финансовой поддержке гранта РНФ для научных организаций № 14-50-00095.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булушев М.Г., Саркисян А.С. Энергетика начальной стадии адаптации экваториальных течений // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 1996. Т. 32. № 5. С. 600–612.
2. Григорьян К.Г., Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Среднегодовой климат океана. Часть 1. Циркуляция вод Мирового океана // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 1998. Т. 34. № 4. С. 466–478.
3. Демин Ю.Л., Ибраев Р.А. Численная модель расчета течений и уровня в многосвязных областях океана. Препринт № 183. М.: ОВМ АН СССР, 1988. 26 с.
4. Демин Ю.Л., Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Усыченко И.Г. Апробация численной модели динамики океана по данным измерений в эксперименте “Мегаполигон-87” // Эксперимент “Мегаполигон”. М.: Наука, 1992. С. 319–330.
5. Ибраев Р.А. Реконструкция климатических характеристик течения Гольфстрим // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 1993. Т. 29. № 6. С. 803–814.
6. Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 1997. Т. 33. № 6. С. 812–818.
7. Иванов Ю.А., Лебедев К.В. О межсезонной изменчивости климата Мирового океана // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2000. Т. 36. № 1. С. 129–140.
8. Курносова М.О., Лебедев К.В. Исследование изменчивости переносов в системе Курошио на 35° с.ш., 147° в.д. по данным поплавков Argo и спутниковой альтиметрии // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 225–228.
9. Саркисян А.С. Моделирование динамики океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 306 с.
10. Саркисян А.С. О некоторых итогах и проблемах моделирования океана // Океанология. 1996. Т. 36. № 5. С. 647–658.
11. Филлошкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Мысленков С.А. и др. Моделирование многолетней и сезонной изменчивости расхода вод придонного течения в Датском проливе // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 725–736.
12. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P. et al. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity // S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 2010. 184 p.
13. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weath. Rev. 1987. V. 115. № 6. P. 1083–1126.
14. 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. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 553–597.
15. Demin Yu.L., Ibraev R.A. A numerical method of calculation of currents and sea surface topography in multiply connected domains of the ocean // Sov. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 1989. V. 4. № 3. P. 211–225.
16. Ducet N., Le Traon P.Y., Reverdin G. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C8. P. 19477–19498.
17. Dukowicz J.K., Smith R.D., Malone R.C. A reformulation and implementation of the Bryan-Cox-Semtner ocean model on the Connection Machine // J. Atmos. Ocean. Technol. 1993. V. 10. P. 195–208.
18. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation // Science. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–679.
19. Ibrayev R.A. Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2001. V. 16. № 4. P. 291–304.
20. Ishizaki H. A simulation of the abyssal circulation in the North Pacific Ocean. Part II: Theoretical Rationale // J. Phys. Oceanogr. 1994. V. 24. № 9. P. 1941–1954.
21. Jonsson S., Valdimarsson H. The flow of Atlantic water to the North Icelandic Shelf and its relation to the drift of cod larvae // ICES Journal of Marine Science. 2005. V. 62. P. 1350–1359.
22. Lebedev K.V., DeCarlo S., Hacker P.W. et al. Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center // Eos Trans. AGU. 2010. V. 91(26). Ocean Sci. Meet. Suppl., Abstract IT25A-01.
23. Lebedev K.V., Yaremchuk M.I. A diagnostic study of the Indonesian Throughflow // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C5. P. 11243–11258.
24. Lebedev K.V., Yoshinari H., Maximenko N.A., Hacker P.W. YoMaHa’07: Velocity data assessed from trajectories of

- Argo floats at parking level and at the sea surface // IPRC Technical Note. 2007. № 4(2). 16 p.
25. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature // S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 2010. 184 p.
  26. *Sarkisyan A.S., Demin Yu.L.* A semidiagnostic method of sea currents calculation // Large-scale oceanographic experiments in the WCRP publication series, Tokyo, 1983. V. 2. № 1. P. 201–214.
  27. *Sasaki Y.N., Schneider N., Maximenko N., Lebedev K.* Observational evidence for propagation of decadal spiciness anomalies in the North Pacific // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L07708, doi: 10.1029/2010GL042716
  28. *Smith R.D., Dukowicz J.K., Malone R.C.* Parallel ocean general circulation modeling // Physica D. 1992. V. 60. P. 38–61.
  29. *Turrell W.R., Hansen B., Hughes S., Østerhus S.* Hydrographic variability during the decade of the 1990s in the Northeast Atlantic and southern Norwegian Sea // ICES Marine Science Symposia. 2003. V. 219. P. 111–120.

## An Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean (AMIGO)

K. V. Lebedev

The AMIGO is a new P.P. Shirshov Institute of Oceanology numerical atlas, providing global maps of ocean variables to support the scientific community with near-real time, globally unified, user friendly, research quality dataset. Spatial resolution of AMIGO data is 1 degree global, temporal resolution – monthly, temporal coverage – 2005–2014. The model uses Argo data to diagnose monthly one-degree global ocean temperature, salinity, and velocities best agreeing with Argo profiles and Aviso altimetry. Argo profiles variationally interpolated onto a vertical and horizontal grid are combined with the WOA09 climatology for layers below 2000 m and ECMWF winds into an ocean general circulation model (OGCM) to produce three-dimensional temperature, salinity, and velocities fields in the global ocean. The principle of the variational interpolation technique is to minimize the misfit between the interpolated fields defined on a regular grid and the irregularly distributed data, so the optimal solution passes as close to the data as possible. The analysis of AMIGO data shows a strong correlation between the North Atlantic Oscillation (NAO) index and the Faroe-Shetland and the North Icelandic Irminger Currents transports. In particular, anomalous low negative NAO values in 2010 winter season results in significant decrease of the Faroe-Shetland and increase of the North Icelandic Irminger Currents heat and mass transports.