

УДК 551.465

ГИДРОФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ БОЛЬШОГО АРАЛЬСКОГО МОРЯ ОСЕНЬЮ 2013 г.: ТЕРМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ТЕЧЕНИЯ, ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

© 2014 г. А. С. Ижицкий¹, Е. Е. Химченко¹, П. О. Завьялов¹, А. Н. Серебряный²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

² Акустический институт им. Н.Н. Андреева РАН, Москва

e-mail: izh@ocean.ru, peter@ocean.ru

Поступила в редакцию 03.02.2014 г.

В работе рассматривается гидрофизическое состояние западного бассейна Большого Аральского моря в современных условиях глубокого экологического кризиса. Исследование выполнено на основе результатов прямых измерений, полученных в ходе полевых работ на Аральском море осенью 2013 г. Приведен анализ распределений температуры на двух поперечных разрезах через западный бассейн. Получены серии скорости течений в 4-х точках и проанализирован отклик циркуляции вод западного бассейна на ветровое воздействие. На основе полученных данных о временной изменчивости температурных полей впервые для современного Арала установлены основные характеристики внутренних волн.

DOI: 10.7868/S0030157414040054

ВВЕДЕНИЕ

До второй половины прошедшего века Аральское море занимало четвертое место по площади среди крупнейших озер планеты, уступая лишь Каспийскому морю и озерам Верхнее и Виктория. С 1960 г. уровень Аральского моря начал катастрофически падать, главным образом, в связи с интенсивным отбором стока питающих море рек Амударья и Сырдарья на нужды ирригации. По сравнению с “условно-естественным” состоянием моря, уровень его к настоящему времени понизился более чем на 26 м, вследствие чего море потеряло более 90% объема своих вод [5]. Высыхание Аральского моря привело к глубоким изменениям его экосистемы, развитию процессов опустынивания на окружающей территории, значительным социально-экономическим последствиям для региона. Но значение экологического кризиса Аральского моря не ограничивается только региональными и прикладными аспектами. Современный Арал является своего рода природной моделью отклика физических, химических и биологических систем крупного внутреннего водоема аридной зоны на экстремальные антропогенные вмешательства.

В течение десятилетия с начала 1990-х до начала 2000-х гг. (т.е. в период наиболее глубоких изменений экологического состояния) натурные исследования в Аральском море, некогда очень хорошо обеспеченном данными, многократно сократились. Отчасти это объясняется полным прекращением судоходства и относительной труднодоступностью моря в его но-

вых границах и связанными с этим техническими трудностями при организации полевых работ, отчасти — экономическими и политическими последствиями распада СССР. В результате многие базовые характеристики быстро меняющегося Аральского моря оказались к началу нового тысячелетия практически неизвестными. Особенно это относится к гидрологии и гидрохимии его водной массы. Между тем именно физические и химические свойства вод моря в значительной степени определяют условия существования морских и прибрежных экосистем. Поэтому в 2002 г. Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) в сотрудничестве с рядом других научных организаций России, Узбекистана и Казахстана была начата программа натурального мониторинга Большого Аральского моря (так принято называть основную, южную, часть бывшего моря — в отличие от его меньшей северной части, отделившейся в ходе высыхания на рубеже 1980-х и 1990-х гг. и традиционно называемой Малое Аральское море).

Информация, представленная в этой статье, была получена в очередной, пятнадцатой по счету аральской экспедиции ИО РАН в октябре—ноябре 2013 г. Таким образом, данная статья представляет собой продолжение серии связанных между собой публикаций [4, 5, 13, 17 и др.].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И НАТУРНЫЕ ДАННЫЕ

Морские измерения были выполнены с помощью 3-х моторных лодок в период с 29 октября по

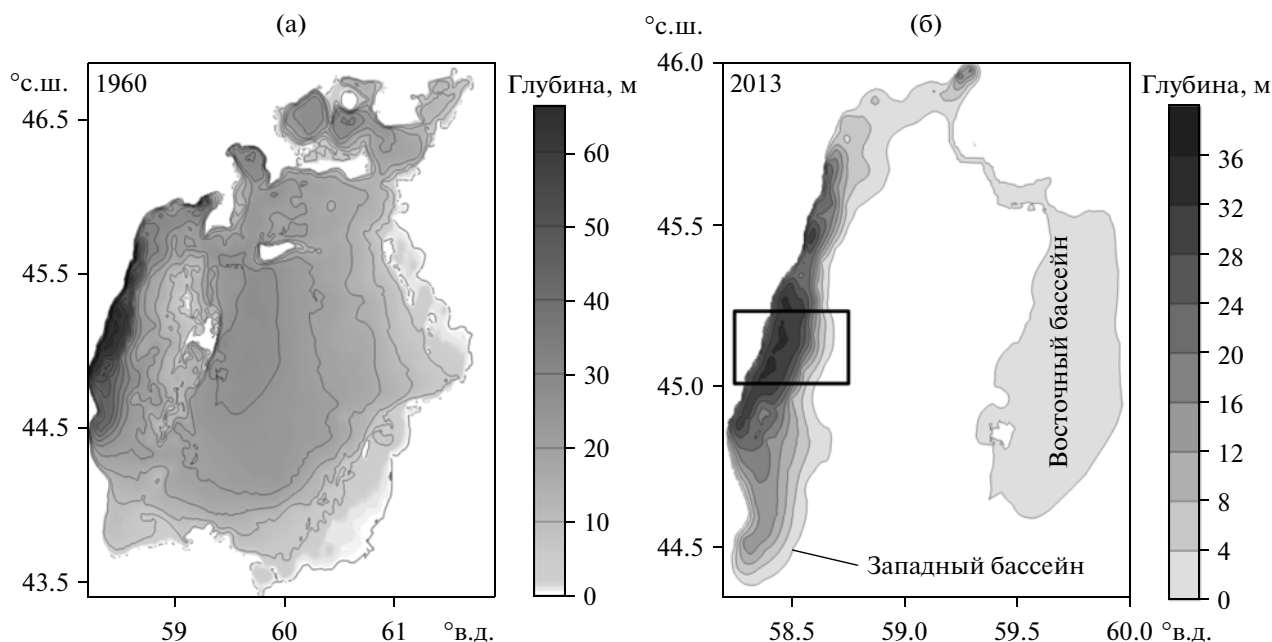


Рис. 1. Батиметрия Аральского моря, уровень 1960 г. (а); батиметрия Большого Аральского моря, уровень 2013 г. (б). Восточный бассейн Большого Арала изображен схематически. Прямоугольником выделен полигон натурных исследований в экспедиции 2013 г.

3 ноября 2013 г. Экспериментальный полигон находился в центральной, наиболее глубокой части западного бассейна Большого Аральского моря, севернее мыса Актумсук в районе одноименной метеостанции (рис. 1). В ходе экспедиции выполнялись: СТД-зондирование водной колонны от поверхности до дна (вертикальные профили температуры и солёности); измерения скорости и направления морских течений на 4-х заякоренных станциях; измерения временной изменчивости уровня водной поверхности датчиками давления на тех же заякоренных станциях; измерения временной изменчивости температуры вод на различных горизонтах водной колонны цепочками термисторов на тех же заякоренных станциях. Также осуществлялась регистрация основных метеорологических параметров (скорость и направление ветра, давление, температура воздуха) портативной метеостанцией, установленной на западном берегу у уреза воды (рис. 2). Значения скорости ветра были затем пересчитаны в напряжение трения ветра по формуле, приведенной в работе [15].

СТД-профилирование выполнялось с борта надувных лодок Орион-20 и Орион-25 с помощью океанографических зондов SBE 19plus и SBE 25, опускаемых на ручной лебедке. Точки профилирования располагались на двух нормальных берегу разрезах, проходивших через наиболее глубокий участок западного бассейна от западного берега до восточного. Южный разрез от точки Актумсук включал в себя 5 станций (рис. 2). В 10 км севернее был сделан второй поперечный разрез, состоящий

из четырех станций. Общая протяженность каждого из разрезов составила около 16 км. Максимальная глубина на обоих разрезах равнялась 35 м.

Интерпретация СТД-данных по солёности, полученных в ходе измерений на Аральском море, сталкивается с серьезными трудностями в связи со специфическим, существенно отличающимся от океанского ионно-солевым составом водоема. Для корректировки данных ранее нами успешно использовалась специальная процедура (например, [5]). Однако в этой статье мы не будем использовать данные по солёности, а ограничимся обсуждением термической структуры водоема. Данные по солёности вод западного бассейна находятся в процессе лабораторной обработки и станут доступны позднее.

В ходе экспедиции также проводились измерения скоростей и направлений морских течений, для чего была выполнена установка 4-х заякоренных станций. Станции устанавливались на линиях СТД-разрезов в областях резкого свала глубин у западного и восточного склонов бассейна (рис. 2). Две из них располагались на глубине 25 м у западного склона бассейна, а две другие — на глубине 23 м у восточного. Расстояние между соседними заякоренными станциями составляло 10 км. На каждой заякоренной станции с дискретностью 10 мин измерялись скорости и направления придонных течений (на расстоянии около 1 м от дна) с помощью измерителей течений SeaHorse [14]. Кроме того, на западной заякоренной станции южного разреза (станция W-1), в приповерхностном

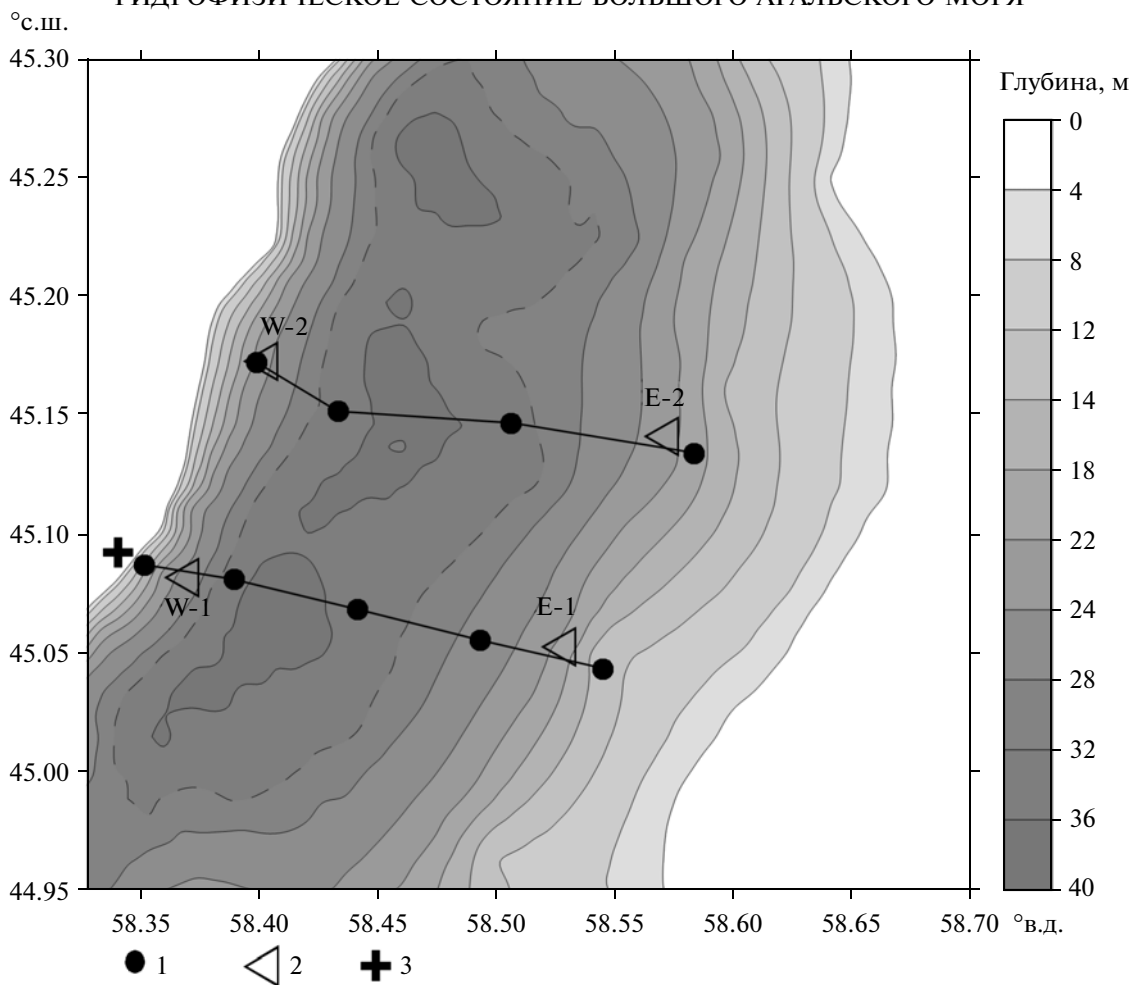


Рис. 2. Схематическое изображение выполненных работ. 1 – CTD-станции, 2 – заякоренные станции, 3 – метеостанция.

слое был установлен акустический измеритель течений Nortek AquaDopp, измерявший скорость и направление течения, а также температуру воды и давление (т.е. изменчивость уровня морской поверхности) также с дискретностью 10 мин.

Эти же заякоренные станции также использовались для регистрации внутренних волн. С этой целью на них были установлены 4 гирлянды датчиков температуры. Каждая гирлянда состояла из автономных датчиков температуры производства фирмы Star-Oddi типа DSTcenti-T и DSTcenti-TD (датчик температуры и глубины). Разрешение датчиков температуры составляло 0.03°C , а точность – 0.1°C . Термисторы были синхронизированы по времени между собой и вели регистрацию с дискретностью 30 с. Станция W-1, оснащенная 5-ю датчиками, была установлена 29 октября, начало записи – в 18:00 (здесь и далее время местное). Станции E-1, E-2, W-2 были установлены 30 октября (старт записи – в 13:00). На каждой из последних трех станций, помимо датчиков температуры, применялся датчик температуры и давления, который помещался на глубину 15 м

и находился в верхнем квазиоднородном слое моря. Остальные датчики гирлянды на каждой станции устанавливались на расстоянии 1 м от дна и далее последовательно вверх через 1 м. Датчики были установлены таким образом, чтобы охватить слой термоклина, верхняя граница которого находилась на глубине 20 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Термическая структура. Вертикально-зональные распределения температуры в западном бассейне Большого Аральского моря, полученные на СТД – разрезах во время экспедиции, представлены на рис. 3. Верхний квазиоднородный слой с величинами температуры около 12°C простирался до глубин 19–21 м. Под его нижней границей располагался резкий термоклин, характеризовавшийся уменьшением значений температуры до $4.6\text{--}4.7^{\circ}\text{C}$ на глубине 28–30 м. Ниже термоклина располагался придонный слой с очень слабо выраженной температурной инверсией (ростом температуры ко дну) при величине температуры менее 5°C .

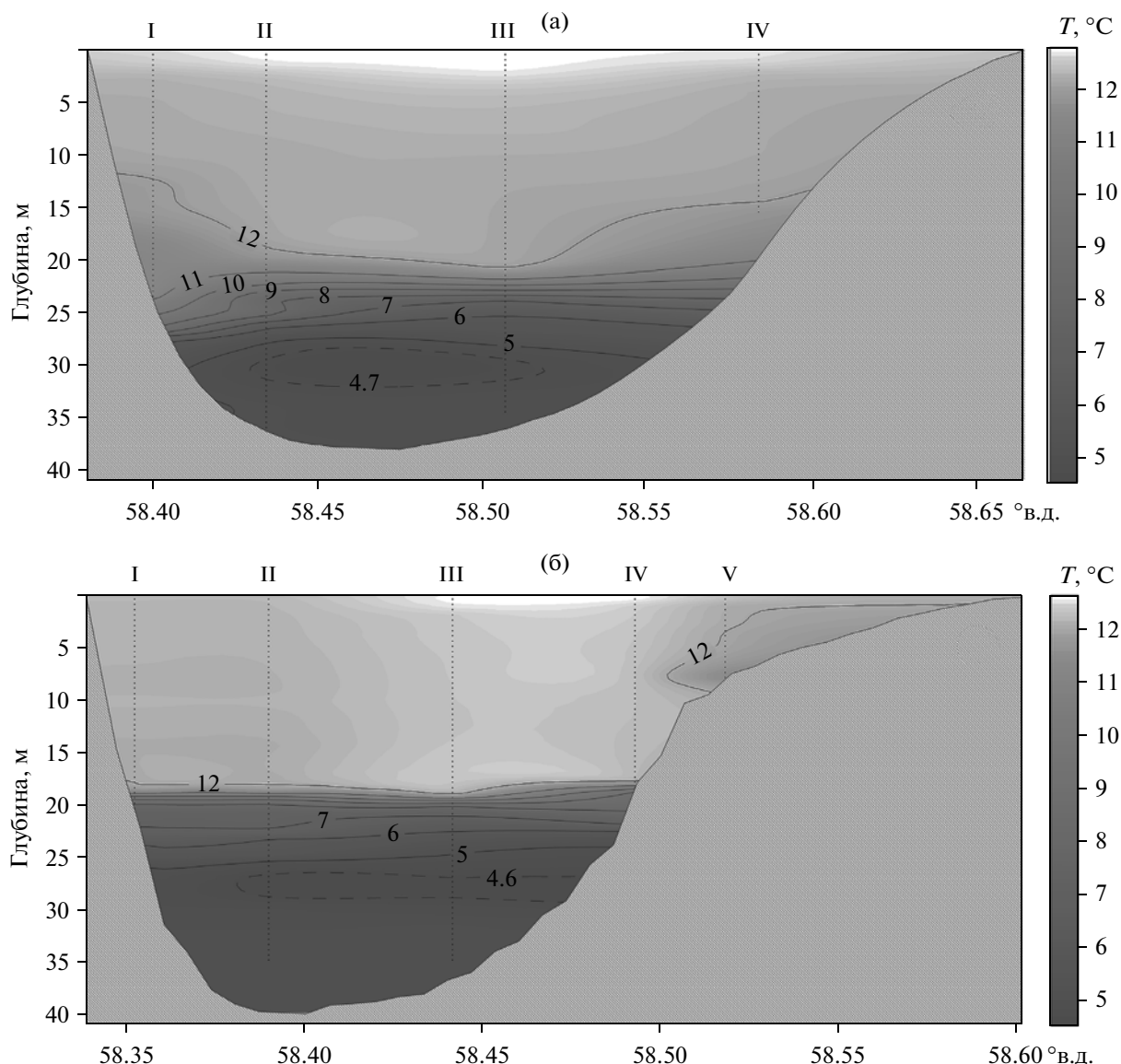


Рис. 3. Вертикальное распределение температуры на северном (а) и южном (б) поперечных разрезах через западный бассейн Большого Аральского моря 30.10.2013 г.

Отметим, что наличие инверсии температуры в придонном слое западного бассейна в осенний период нередко отмечалось и ранее. В предыдущих работах было показано, что такие инверсии связаны с проникновением в придонный слой западной котловины более теплых (за счет летнего прогрева), но более соленых вод мелководного восточного бассейна, а потому их интенсивность обладает значительной годовой и сезонной изменчивостью и определяется, по-видимому, величиной водообмена западного бассейна с восточным [5, 13]. По данным выполненных в 2013 г. измерений, повышение температуры в придонном слое составило лишь несколько десятых градуса (рис. 3), тогда как, например, осенью 2010 г. оно составляло более 5°C [5]. Обнаруженная тенден-

ция к уменьшению интенсивности придонных инверсий может свидетельствовать о снижении интенсивности межбассейнового водообмена от года к году в связи с сужением соединяющего бассейны пролива и постепенным высыханием восточного бассейна.

Температурная стратификация на южном разрезе (рис. 3б) в целом характеризовалась более горизонтальным расположением изотерм – так, граница верхнего квазиоднородного слоя залегала на глубине примерно 19 м по всей длине разреза. На северном же разрезе (рис. 3а) представляющая эту границу изотерма 12°C выклинивалась у берегов на глубины 12–15 м, а нижняя граница термоклина – изотерма 5°C – была заглублена по сравне-

нию с ее положением на южном разрезе. Отмеченные различия позволяют предположить, что в северной и южной частях глубокой котловины западного бассейна определенную роль играют обособленные друг от друга локальные циркуляционные структуры, что ранее предсказывалось результатами численного моделирования [13], см. также следующий раздел.

Режим течений. На рис. 4 представлены результаты измерений скорости течений, аномалии (относительно среднего наблюдавшегося) уровня моря и приповерхностной температуры воды, выполненных на заякоренной станции W-1, установленной у западного берега бассейна (см. рис. 2), а также измерений скорости ветра. Как видно, на протяжении большей части периода наблюдений отмечались слабые ветры (порядка 2–3 м/с), что, вообще говоря, нехарактерно для ветровой обстановки в исследуемом регионе в конце осени. Лишь 1 ноября и в первую половину суток 2 ноября отмечено интенсивное воздействие южных ветров, затем сменившихся на юго-западные. Скорость ветра в этот период достигала максимальных значений около 11 м/с. Течения в поверхностном слое имели преимущественно северо-восточные, восточные и юго-восточные направления при скоростях до 0.12 м/с. В ходе ветрового события 1 ноября произошел разворот течения, сперва направленного по ветру, а затем – против ветра (рис. 4). В колебаниях уровня моря на фоне общего тренда к понижению просматривается колебание с периодом, близким к 48 ч. Общая величина падения уровня моря у западного берега, вызванного ветровым событием 1 ноября, составила более 20 см. На графике изменчивости температуры поверхностного слоя (глубина 4 м) заметно общее охлаждение, вызванное, вероятно, апвеллингом в результате ветрового сгона, на фоне которого отчетливо прослеживается суточный ход. Придонные течения характеризовались относительно слабой изменчивостью при средних величинах скорости 3–5 см/с. Резкое увеличение значений скоростей придонных течений до 10 см/с произошло в конце периода измерений, примерно через 40 ч после прохождения наиболее интенсивной фазы ветрового события (рис. 4). Это наблюдение хорошо согласуется с ранее опубликованными выводами анализа аналогичных измерений, выполненных в 2010 г., в которых запаздывание отклика придонной циркуляции вод по отношению к ветровому воздействию было оценено также в 40 ч [13].

На рис. 5 представлены корреляции между напряжением трения ветра, скоростью течения и аномалией уровня моря у западного берега в зависимости от временного сдвига между этими величинами. Как видно, максимум развития направленных по ветру вдольбереговых течений наступает через 18–19 ч после ветрового события, а еще через 5–6 ч корреляция сменяется на антикорре-

ляцию, так как течение меняет направление на противоположное. По-видимому, развитие течений северного направления у западного берега вызвано геострофическим приспособлением к наклону уровня моря, формирующегося под влиянием экмановского сгона. В то же время, на мелководьях у восточного берега предположительно развиваются направленные на север течения, вызванные прямым ветровым воздействием. Действие этих механизмов отмечалось нами ранее, но в условиях воздействия ветров северных румбов [4]. В результате, действие направленных на север течений может привести к росту уровня морской поверхности в северной части бассейна, что, в свою очередь, приведет к формированию градиента давления вдоль продольной оси бассейна и поспособствует последующему развороту вдольберегового течения у западного берега на юг. Отрицательная корреляционная зависимость между обеими компонентами напряжения трения ветра и колебанием уровня моря в данном случае показывает, что при усилении ветров южных и западных румбов происходит снижение уровня морской поверхности у западного берега бассейна. По сравнению с реакцией скорости течения на ветровое воздействие, максимальный отклик в изменении уровня моря наступает быстрее, спустя 3–6 ч после начала ветрового события. Видно, что в результате ветрового воздействия в западном бассейне Большого Арала развиваются как течения, вызванные прямым воздействием ветрового трения, так и течения баротропной природы, вызванные формирующимся под воздействием ветра наклоном уровня морской поверхности.

Изменчивость придонных течений на трех остальных заякоренных станциях (W-2, E-1 и E-2) представлена на векторных диаграммах на рис. 6. Максимальные скорости придонных течений, зафиксированные 30 октября на станции W-2, достигали здесь 0.15 м/с при средней за серию величине около 0.04 м/с. На станциях E-1 и E-2 максимальные скорости придонных течений составили 0.11 м/с при средних значениях 0.03 м/с для станции E-1 и около 0.02 м/с для станции E-2. Наибольшая изменчивость направлений и скоростей придонных течений наблюдалась на станциях W-2 и E-1. Стоит отметить, что придонные течения у восточного склона (станции E-1 и E-2) не имели выраженного общего направления и в последние двое суток измерений имели, в основном, противоположные знаки. Согласно результатам численного моделирования [13], в придонном слое западного бассейна Арала существуют обособленные круговороты суб-бассейнового масштаба, имеющие циклоническое направление в условиях преобладающих северо-восточных ветров. Местоположение восточных ветвей этих вихревых структур примерно соответствует районам постановки заякоренных станций E-1 и E-2 в 2013 г.

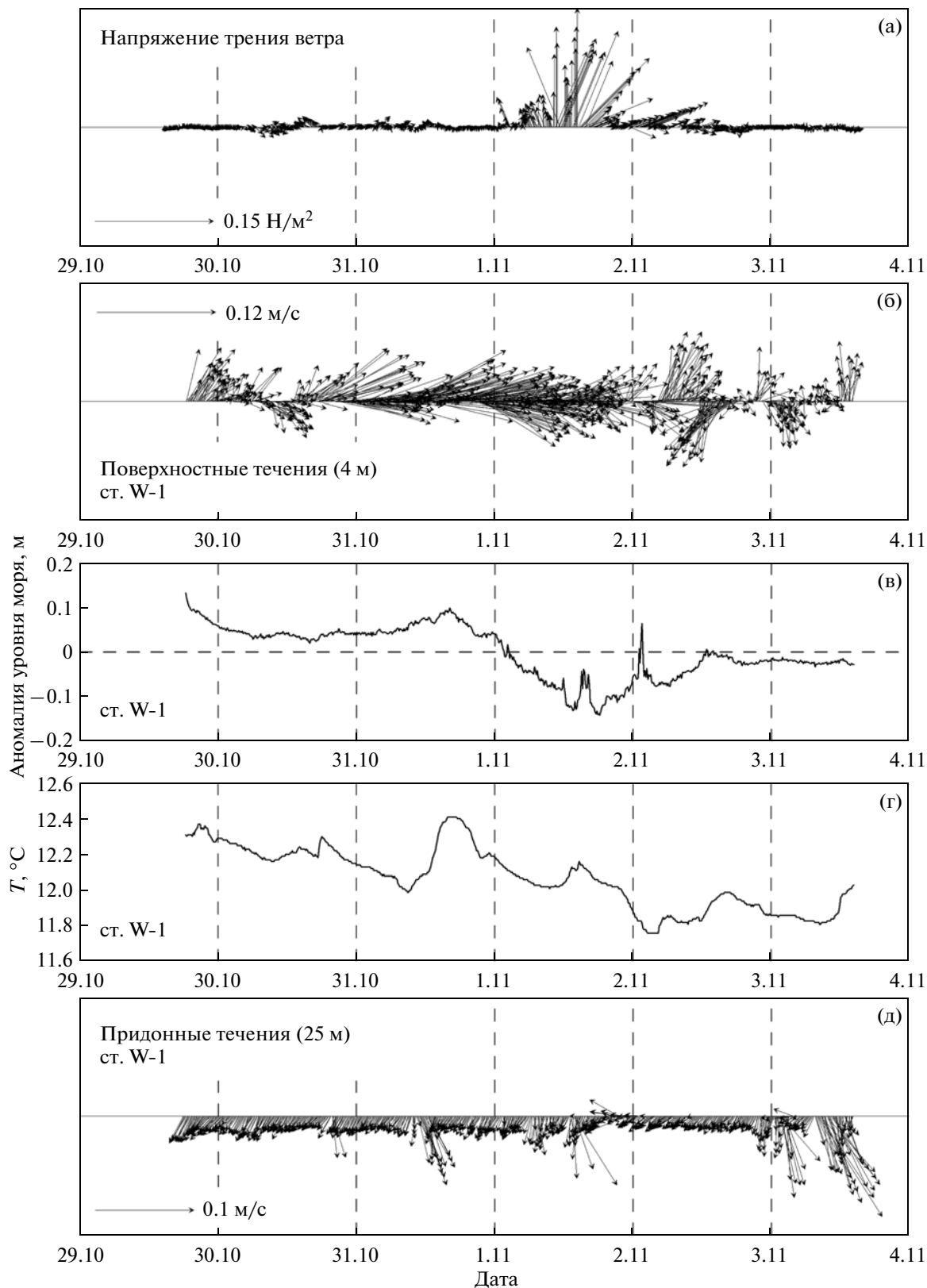


Рис. 4. Результаты измерений метеостанции и заякоренной станции W-1: (а) – векторная диаграмма напряжения трения ветра, (б) – векторная диаграмма течений на глубине 4 м, (в) изменения аномалии уровня моря, (г) – изменения температуры моря на глубине 4 м, (д) – векторная диаграмма течений на глубине 25 м.

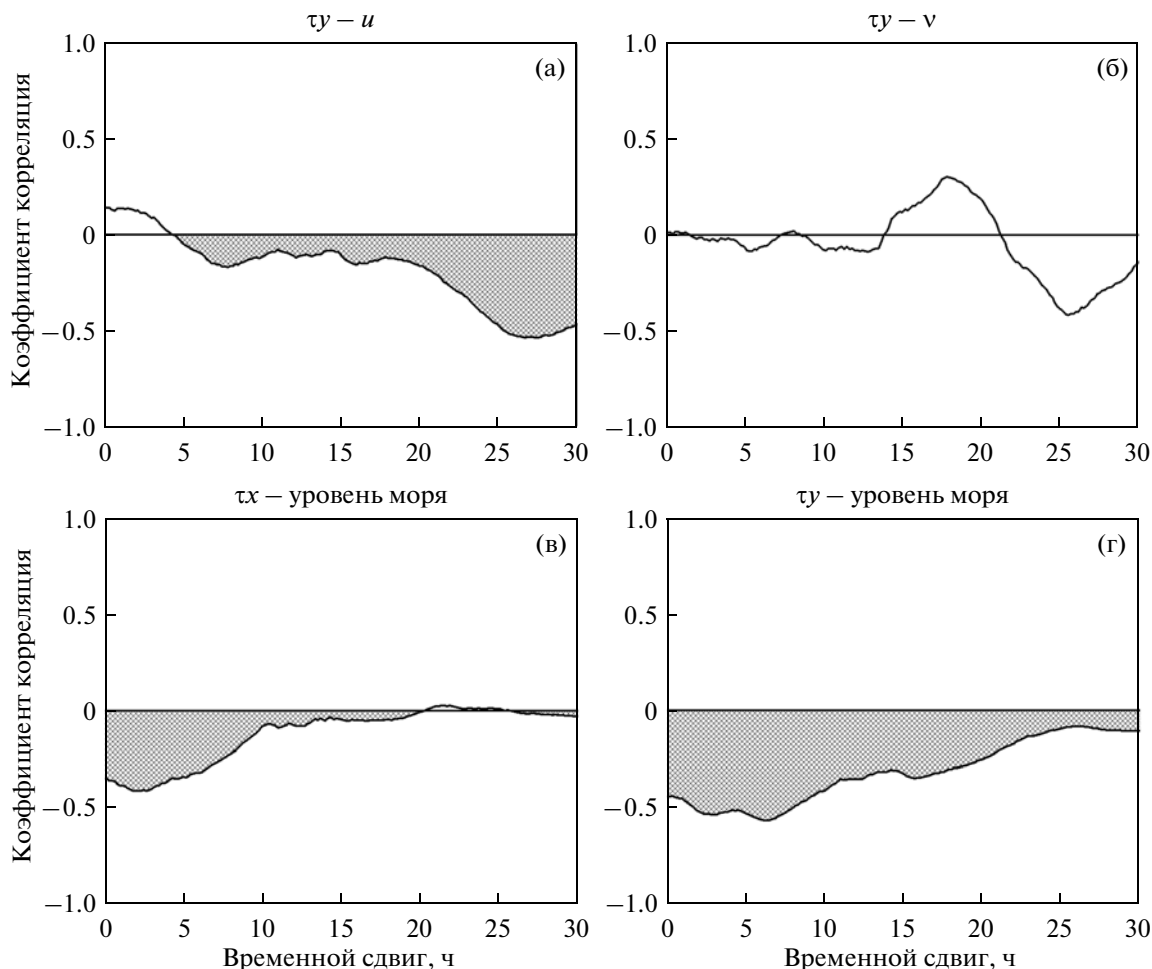


Рис. 5. Значения коэффициента корреляции в зависимости от временного сдвига между: (а) – меридиональной компонентой напряжения трения ветра τ_y и широтной компонентой поверхностного течения u на станции W-1, (б) – меридиональной компонентой напряжения трения ветра τ_y и меридиональной компонентой поверхностного течения v на станции W-1, (в) – широтной компонентой напряжения трения ветра τ_x и аномалией уровня морской поверхности на станции W-1, (г) – меридиональной компонентой напряжения трения ветра τ_y и аномалией уровня морской поверхности на станции W-1.

Хорошо известно, что средняя циркуляция в поверхностном слое Аральского моря в период до начала его интенсивного высыхания имела антициклонический характер [1, 2, 3, 10, 12]. Эта особенность “старого” Арала отличала его от соседних морей того же широтного пояса (Каспийского, Черного, Азовского), в которых среднеклиматическая циркуляция – циклоническая. Современная циркуляция высыхающего Аральского моря изучена недостаточно, однако имеющиеся данные измерений и численного моделирования позволяют предположить, что она остается антициклонической в условиях преобладающих в регионе северо-восточных и северных ветров [5, 13, 17]. Наши измерения 2013 г. дают редкую возможность проследить за тем, что происходит в противоположной ситуации, в условиях южного ветра. Действительно, наблюдавшееся 1 ноября 2013 г. интенсив-

ное воздействие южных ветров вызвало эффект, обратный “среднеклиматическому”. Как следует из векторной диаграммы течений и корреляционных зависимостей (рис. 4, 5), во время ветрового воздействия и после него в поверхностном слое у западного берега сформировалось течение, направленное на юг (т.е. против ветра), что может указывать на организацию в этих условиях циклонической циркуляции вод в поверхностном слое.

Внутренние волны. Известно, что внутренние волны широко распространены как в океанах и морях [9], так и в замкнутых стратифицированных водоемах [16]. Сведений о внутренних волнах в современном Аральском море мало (в отличие от соседнего Каспийского, в котором проводились специальные исследования на эту тему [6, 8]), хотя отдельные наблюдения были опубликованы в коллективной монографии [5]. Из общих

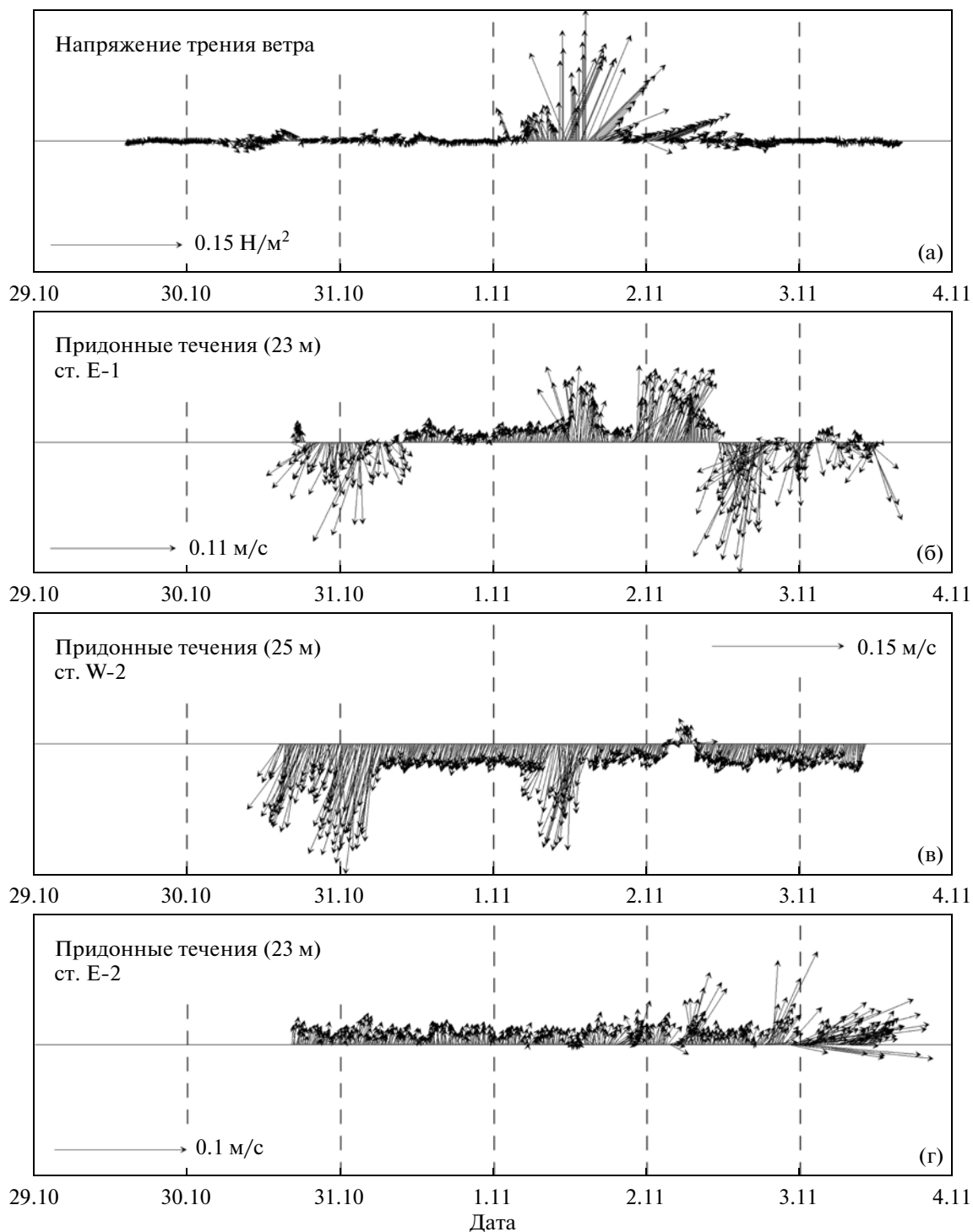


Рис. 6. Результаты измерений метеостанции и заякоренных станций: векторные диаграммы для напряжения трения ветра (а), для придонных течений на станции E-1 (б), для придонных течений на станции W-2 (в), для придонных течений на станции E-2 (г).

соображений ясно, что в современных условиях высокой плотностной стратификации внутренние волны должны быть важной составляющей динамического режима Арала и одним из механизмов его перемешивания. В экспедиции 2013 г. нами бы-

ла предпринята попытка первого целенаправленного измерения внутренних волн в Аральском море, результаты которой будут представлены далее.

Основным фактором, генерирующим внутренние волны в непривливаемых акваториях, служит

атмосферное воздействие. Весь период наблюдений в экспедиции 2013 г. может быть условно разделен на три части в связи со сменой ветровых ситуаций. Как отмечалось выше, в первые трое суток измерений была штилевая погода, затем около суток дул сильный юго-западный ветер (скорость ветра достигала 8–11 м/с), после чего опять наступило затишье. Изменение ветровой обстановки отчетливо отразилось на вертикальном ходе изотерм во времени (рис. 7). На станциях, расположенных вблизи западного берега (W-1 и W-2) во время усиления ветра в результате сгона наблюдалось поднятие термоклина примерно на 3 м (с 20 до 17 м). В то же время на восточных станциях (E-1 и E-2) происходит нагон теплой воды и термоклин заглубляется до 22 м, а в отдельные часы на станции E-1 он практически исчезает, причем температура всей водной толщи выравнивается при значениях 11–12°C. После прекращения сильного ветрового воздействия стратификация водоема постепенно восстанавливается: на западных станциях термоклин вновь заглубляется до горизонта 22 м, а на восточных поднимается до 21 м.

Из рассмотрения записей всех гирлянд датчиков температуры следует, что наиболее интенсивные вертикальные движения термоклина происходили на станции W-1. В связи с этим мы уделим основное внимание рассмотрению данных, полученных на этой станции. В начале измерений в период штилевой погоды на горизонтах 21, 22 и 23 м прослеживаются 4 длиннопериодных колебания с периодами 9–11 ч, которые затем исчезают при усилении ветра. Размах наблюдаемых вертикальных смещений изотерм при этом достигал максимальных значений 4–5 м (рис. 7). Такие осцилляции в штилевых условиях, скорее всего, представляют собой проявление поверхностных сейш, существование которых в Аральском море, как в любом замкнутом водоеме, вполне ожидаемо.

О наблюдениях сейшевых колебаний в Аральском море известно давно. Так, согласно работе [11], до начала высыхания моря их главный период составлял 22.7 ч. В настоящее время геометрические параметры бассейна значительно изменились, поэтому должны были измениться и частотные характеристики сейш. Приближенную оценку главного периода сейш t можно получить, исходя из известной формулы [11]:

$$t = 2L(gH)^{-1/2}, \quad (1)$$

где L – характерный горизонтальный масштаб бассейна, H – масштаб глубины, g – ускорение свободного падения. Подставляя в формулу значения геометрических параметров водоема в современных условиях (характерная длина западного бассейна Арала около 200 км, средняя глубина моря – около 12 м), в результате получаем значение для периода сейш $t = 10.2$ ч, что как раз соот-

ветствует периодам наблюдавшихся нами волновых колебаний.

О наблюдении внутренних сейш в современном Аральском море сообщается в работе [5], где приводятся данные о регистрации четырехузловой внутренней сейши с периодом около 2-х суток. Кроме того, в этой же работе приводятся результаты численного моделирования, которые указывают на возможность существования сейши с периодом около 15 ч.

По данным цепочек температурных датчиков для участков наблюдений до и после ветрового события был проведен частотный спектральный анализ колебаний температуры (рис. 8). Расчет проводился по следующим выбранным рядам: для участка до ветрового события – с 18:00 29 октября до 00:00 1 ноября; для участка после ветрового события – с 00:00 2 ноября до 14:20 3 ноября (на рис. 7 схематически отмечены ряды, по которым проводился расчет). Из рисунка видно, что на спектре, относящемся к участку до сильного ветрового воздействия, присутствуют пики в низкочастотной области на частотах 0.06 цикл/ч и 0.1 цикл/ч, что соответствует периодам в 16.6 ч и 10.0 ч. Идентифицированный пик с периодом 16.6 ч в пределах точности совпадает с периодом инерционных колебаний для данной широты (16.9 ч), а пик с периодом 10 ч соответствует периоду обсуждавшейся выше поверхностной сейши. На спектре для участка серии после ветрового воздействия низкочастотная область более сглажена, зато имеются хорошо выраженные пики в высокочастотной области, свидетельствующие о присутствии короткопериодных внутренних волн, которые до ветрового воздействия были менее выражены. В этой области спектра выделяются пики на частоте 2–3 цикл/ч, что соответствует внутренним волнам с периодами 20–30 мин.

Проявления короткопериодных волн хорошо различимы и при внимательном рассмотрении самих серий температуры. В качестве примера на рис. 9 представлен отрезок записи температурных датчиков на станции W-1 с 6:30 до 10:00 30 октября, что соответствует промежутку времени с 13.5 ч до 16 ч на рисунке (за начало отсчета времени здесь принимается момент установки станции). Отметим, что наиболее интенсивные колебания температуры происходят на горизонте 22 м. Данная группа волн представлена четырьмя короткопериодными волнами с периодами от 20 до 8 мин. Предположительно, короткопериодные внутренние волны зарегистрированы на переднем фронте более длинной внутренней волны. Подобные наблюдения появления короткопериодных внутренних волн на переднем фронте внутренней инерционной волны в бесприливном море были описаны в работе [7].

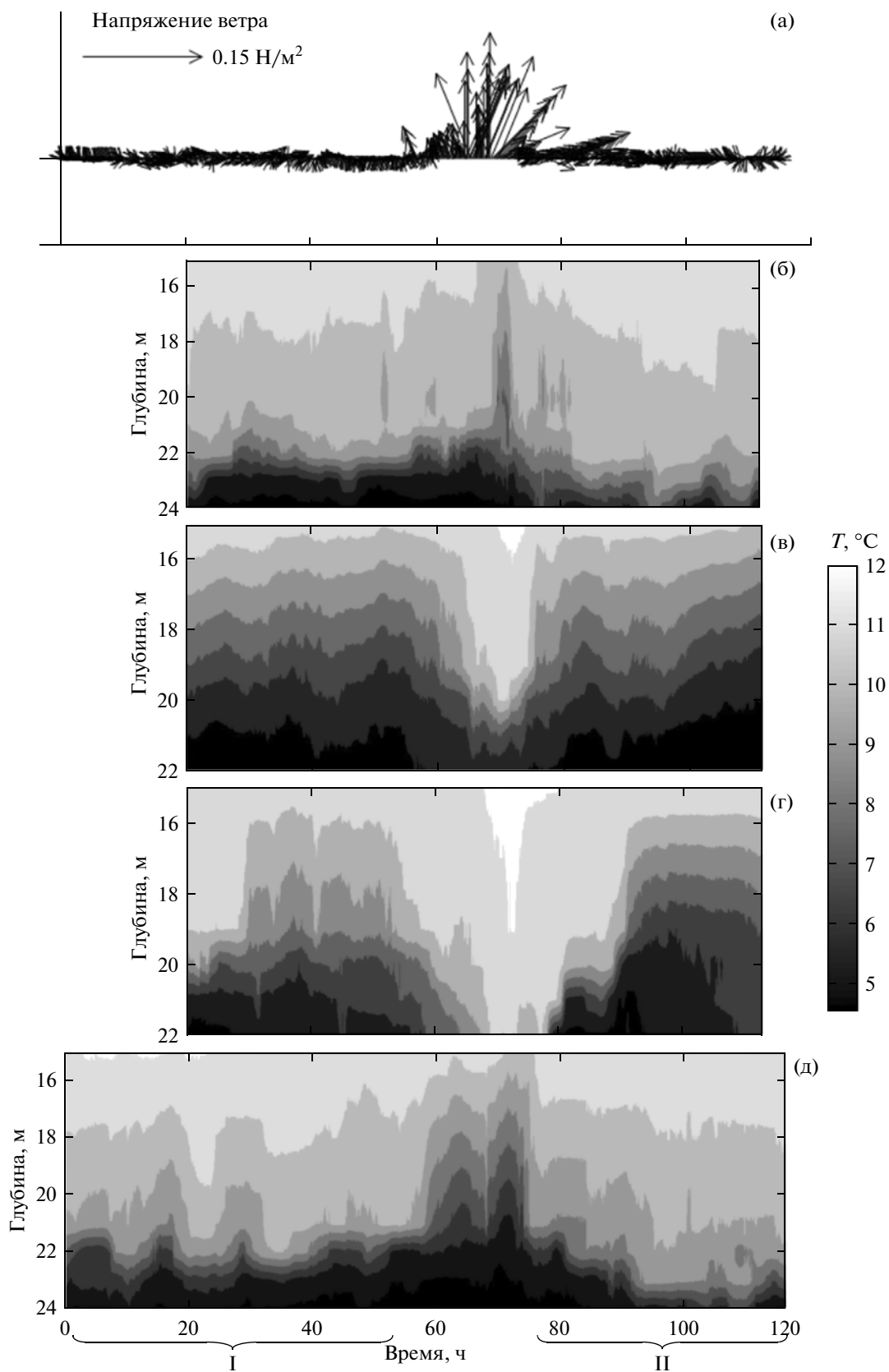


Рис. 7. Результаты измерений метеостанции и термисторов: (а) – векторная диаграмма напряжения трения ветра; (б) – временная развертка изменчивости температуры воды в зависимости от глубины для станции W-2; (в) – то же, для станции E-2; (г) – то же, для станции E-1; (д) – то же, для станции W-1. Римскими цифрами отмечены участки, по которым проводился расчет спектров: I – участок до ветрового события, II – после ветрового события.

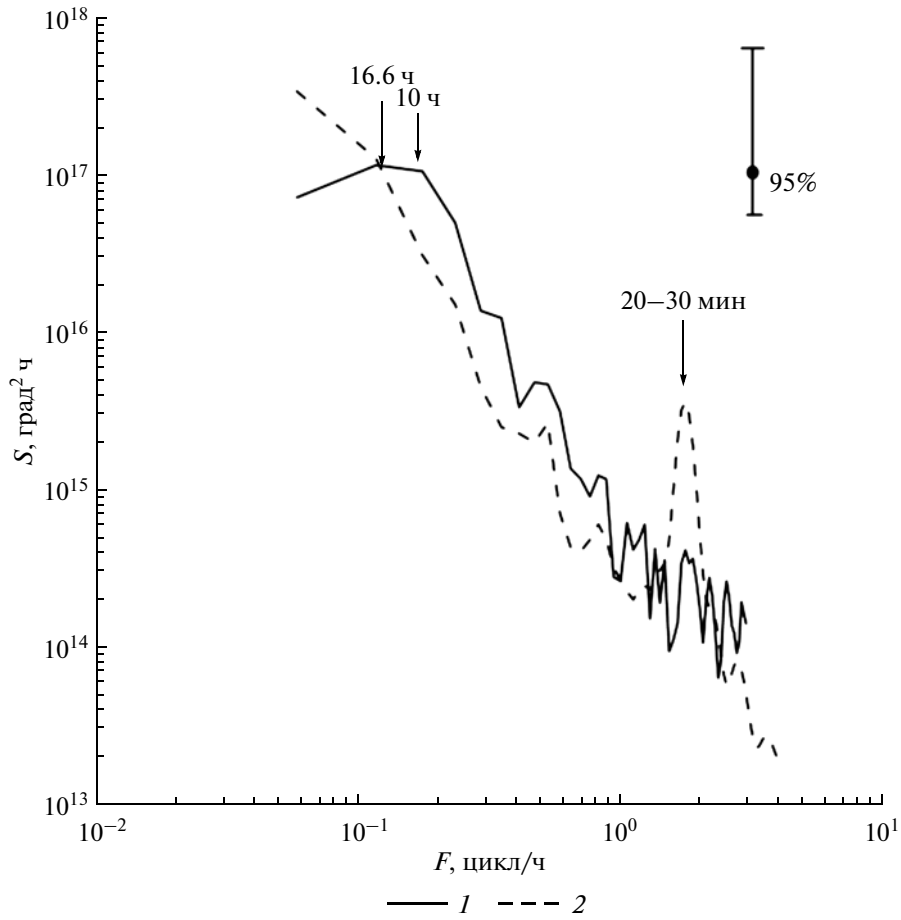


Рис. 8. Частотный спектр колебаний температуры. 1 – для участков до ветрового события, 2 – для участков после ветрового события.

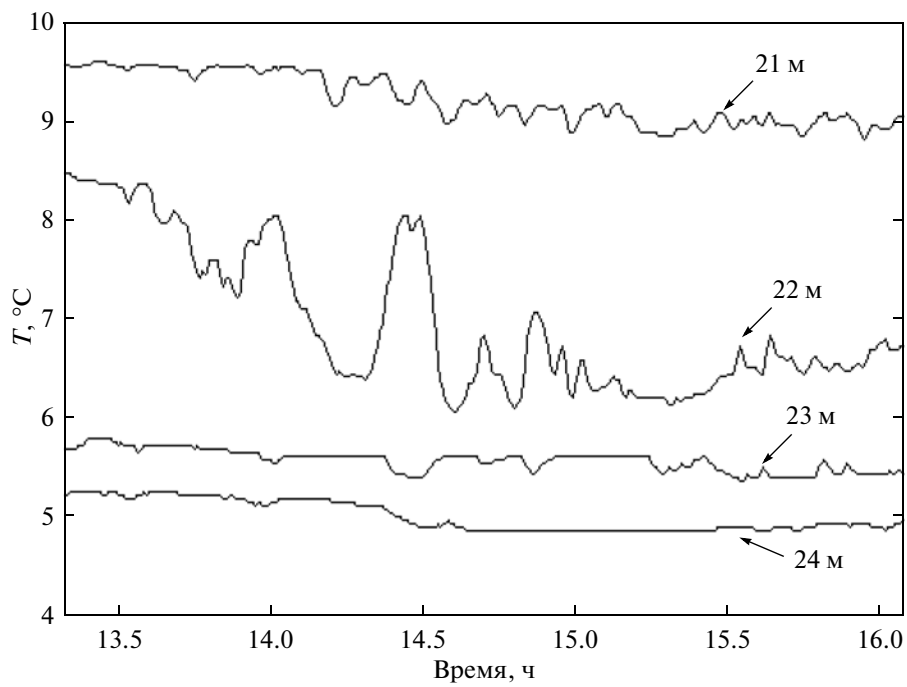


Рис. 9. Запись цепочки термисторов на станции W-1 30.10.2013 (с 6:30 до 10:00 ч местного времени).

ВЫВОДЫ

1. По данным измерений, выполненных осенью 2013 г., характерная для летне-осеннего сезона вертикальная термическая структура в глубокой части западного бассейна Большого Арала находилась в состоянии перехода от трехслойного распределения, типичного для последних 10 лет (максимум температуры в верхнем квазиоднородном слое, ниже термоклин и минимум температуры на промежуточных горизонтах, еще ниже инверсия и второй максимум температуры у дна) к двухслойному, наблюдавшемуся ранее до 2005 г. (максимум температуры в верхнем квазиоднородном слое, минимум у дна). Инверсия температуры в придонном слое все еще различима, однако она в несколько раз слабее инверсий, отмечавшихся во все последние годы (рост температуры ко дну не превышает 0.2°C). Поскольку, по существующим представлениям [5, 17], происхождение температурной инверсии связано с поступлением в придонный слой вод восточного бассейна моря, факт ее уменьшения согласуется с высказанным нами ранее предположением о происходящем снижении водообмена между западным и восточным бассейнами в результате сужения пролива между ними и периодического пересыхания восточного бассейна. В этом смысле можно говорить о переходе высыхающего мелеющего моря к новому гидрофизическому режиму.

2. Выполненные в октябре 2013 г. прямые измерения придонных и поверхностных течений впервые дали возможность проследить за откликом циркуляции западного бассейна Арала на интенсивное воздействие ветров южных румбов, имеющих направление, противоположное среднеклиматическому. Оказалось, что при этом в поверхностном слое течение сперва организуется в направлении ветра, однако спустя примерно сутки после начала ветрового воздействия у западного берега происходит разворот течения на юг, что указывает на формирование циклонической циркуляции — в отличие от антициклонической циркуляции, возникающей под воздействием климатического ветра. Придонные течения реагируют на ветровое воздействие менее энергично и с большим временным сдвигом до 40 ч. На двух разрезах, разнесенных всего на 10 км в широтном направлении, в значительной части серий отмечались скорости придонных течений взаимно противоположных направлений. Это косвенно подтверждает ранее полученные выводы численного моделирования [13] о существовании в придонном слое центральной части западного бассейна двух суб-бассейновых круговоротов противоположного знака, обусловленных особенностями топографии дна.

3. Измерения на четырех заякоренных станциях с помощью гирлянд датчиков температуры

позволили детально проследить за временной изменчивостью поля температуры в толще Аральского моря при различных метеорологических условиях. При этом были зарегистрированы длиннопериодные колебания с периодом около 10 ч, которые мы связываем с распространением поверхностных сейш, а также отмечены признаки присутствия внутренних инерционных волн (период 16–17 ч). На этом фоне наблюдались пакеты короткопериодных внутренних волн (периоды от 8 до 30 мин). Отмечена интенсификация поля короткопериодных внутренних волн после сильного ветрового воздействия.

Авторы благодарят коллег из Института геологии и геофизики им. Абдуллаева (Узбекистан) и Международного казахско-турецкого университета (Казахстан) за помощь в организации и проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки (грант №14.1325.31.0026 Минобрнауки) и Российской академии наук (Целевые экспедиционные средства РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берг Л.С.* Аральское море. Опыт физико-географической монографии // Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. Т. 5. Вып. 9. 580 с.
2. *Бортник В.Н., Чистяева С.П. (Ред.)* Гидрология и гидрохимия морей СССР. Т. 7. Аральское море. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 196 с.
3. *Жданько С.М.* Течения в Аральском море // Метеорология и гидрология. 1940. № 1–2. С. 78–82.
4. *Завьялов П.О., Андрулионис Е.Е., Арашкевич Е.Г. и др.* Экспедиционные исследования в западном бассейне Аральского моря в сентябре 2006 г. // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 648–654.
5. *Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др.* Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. М.: Наука, 2012. 228 с.
6. *Иванов В.А., Коняев К.В., Серебряный А.Н.* Группы интенсивных внутренних волн в шельфовой зоне моря // Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 1981. Т. 17. № 12. С. 1302–1309.
7. *Иванов В.А., Серебряный А.Н.* Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне бесприливного моря // Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 1985. Т. 21. № 6. С. 648–656.
8. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в Каспийском море // Исследование Земли из космоса. 2011. № 2. С. 40–48.
9. *Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Горячие точки в поле внутренних волн в океане // Акустический журн. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.

10. *Симонов А.И.* К вопросу о причинах антициклональной циркуляции вод Аральского моря // Метеорология и гидрология. 1954. № 2. С. 50–52.
11. *Шокальский Ю.М.* Океанография. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 540 с.
12. *Штокман В.Б.* Влияние рельефа дна и поперечной неравномерности ветра на горизонтальную циркуляцию в мелком море или водохранилище // Метеорология и гидрология. 1953. № 8. С. 16–22.
13. *Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Roget E. et al.* On thermohaline structure and circulation of the Western Large Aral Sea from 2009 to 2011: Observations and modeling // J. of Marine Systems. 2014. V. 9. P. 234–247.
14. *Sheremet V.A.* SeaHorse Tilt Current Meter: Inexpensive Near-Bottom Current Measurements Based on Drag Principle with Coastal Applications // Eos Trans. AGU. 2010. V. 91. № 26. Ocean Sci. Meet. Suppl., Abstract PO25C-13.
15. *Stuart D. Smith.* Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № C12. P. 15467–15472.
16. *Thorpe S.A.* Turbulence and mixing in a Scottish loch // Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A Math. Phys. Eng. Sci. 1977. P. 125–181.
17. *Zavialov P.O.* Physical oceanography of the Dying Aral Sea. Chichester: Springer, 2005. 146 p.

Hydrophysical State of the Large Aral Sea in Autumn of 2013: Thermal Structure, Currents, and Internal Waves

A. S. Izhitskiy, E. E. Khymchenko, P. O. Zavialov, A. N. Serebryany

The paper is focused on hydrophysical state of the western basin of the Large Aral Sea in its present conditions of ecological crisis. The investigation is based on the direct observations carried out during field survey in the Aral Sea in October, 2013. Analysis of distribution of temperature values across the western basin is given. Time series of water currents variability were conducted on 4 mooring stations. The pattern of basin-scale circulation response to the wind forcing was described. Basing on the “in situ” measurements of time variability of temperature fields, principal characteristics of internal waves were specified for the present-day Aral Sea for the first time.