

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465

С.Г. Богуславский, С.И. Казаков, Е.В. Берестовая, М.В. Богуславская

Особенности температурного поля поверхности Тропической Атлантики

На основе обобщения данных многолетних гидрологических наблюдений и информации, полученной в последние годы с метеоспутников, характеризуются особенности температуры поверхности Тропической Атлантики. Рассмотрено влияние солнечной радиации, локального бюджета и адвективно-диффузионного переноса тепла на температуру водной поверхности. Описан механизм образования термогалокина и локальных очагов повышенной температуры вблизи устьев многоводных рек – Амазонки, Ориноко, Миссисипи, Конго, Нигера. Дана характеристика формирования сезонной изменчивости приэкваториального максимума и экваториального минимума температуры, а также мощности экваториальной дивергенции.

Введение. Сведения о температуре поверхности океана (ТПО) необходимы для его климатической характеристики, а также для изучения газообмена и теплового и динамического взаимодействия между океаном и атмосферой. Эти сведения используются в промысловой океанографии и в тропической метеорологии при исследовании некоторых явлений. К ним можно отнести формирование тропических ураганов и саморегулирующуюся интенсивность пассатов. В последние десятилетия XX и в начале XXI вв. процессы формирования климата и погоды усложнились под влиянием антропогенных факторов, доминирующая роль в которых принадлежит масштабным выбросам углекислоты в атмосферу.

Целью настоящей статьи является обобщение особенностей температурного поля Тропической Атлантики (ТА), изученных на основе многолетних наблюдений в морских экспедициях, и их сопоставление с результатами анализа спутниковых измерений последних лет. Спутниковые карты текущей температуры океанов обладают несравненно большей информативностью и, кроме того, отличаются от гидрологических карт значениями температуры, так как контактные измерения температуры при волнении ведутся на различных расстояниях от среднего уровня водной поверхности.

Характеристика использованных спутниковых данных. Для построения карт температуры поверхности океана использовались данные дистанционной (спутниковой) съемки, выполняемой Национальной администрацией океана и атмосферы США (NOAA), доступные на интернет-сайтах <http://www.noaa.gov> и <http://www.wunderground.com/marine>.

© С.Г. Богуславский, С.И. Казаков, Е.В. Берестовая, М.В. Богуславская, 2007

Последний сайт содержит ежесуточно обновляемые глобальную и региональные карты температуры воды поверхности различных регионов Мирового океана, построенные в виде цветовых полей с шагом дискретности по температуре в 1°C . Эти карты являются результатом глобальной *GFS*-модели (1-го уровня) *U.S. NCEP*. Изолинии температуры строились средствами программного пакета *Corel Draw 7.0*. С целью увеличения масштаба исследованных районов строились карты изотерм отдельно для Северной Атлантики (экватор – 60°с.ш.) и Южной Атлантики (10°с.ш. – 60°ю.ш.).

За период с мая 2004 г. по июнь 2005 г. включительно построено 168 карт. В среднем на месяц приходилось 12 карт. С целью выяснения отличительных особенностей температуры Тихого и Атлантического океанов проведен анализ ранее принятых 126 мелкомасштабных карт, включающих в себя оба океана, за период с февраля 2002 г. по август 2003 г.

Результаты анализа архивных гидрологических данных. Температура верхнего слоя океана определяется объемным поглощением солнечной радиации, локальным тепловым бюджетом водной поверхности и адвективно-диффузионным переносом тепла. Рассмотрим особенности этих процессов в исследуемом регионе.

Интенсивность суммарной радиации, проникающей в океан, зависит от высоты Солнца и облачности. По данным теоретических расчетов и прямых наблюдений минимум суммарной радиации тропической зоны обусловлен облачностью и отмечается в полосе экваториальной депрессии. Этот минимум сопровождается повышенной повторяемостью дождей, минимумом эффективного излучения и испарения. Суммарное влияние всех этих факторов приводит к некоторому понижению внешнего теплового бюджета океана в полосе экваториальной депрессии [1].

Особенностью теплового режима ТА является положительный годовой бюджет тепла почти всей этой акватории. Согласно [2], линии нулевого среднемесячного бюджета тепла в Северном полушарии в июне, а в Южном – в декабре смещаются за полярные круги. В декабре эта линия в Северном полушарии смещается к $4 - 10^{\circ}\text{с.ш.}$, а в Южном в июне – к экватору.

При той же интенсивности солнечной радиации районы с относительно низкой температурой воды накапливают больше тепла, чем районы с более теплой водой. Поэтому в ТА у берегов Африки, куда проникают с высоких широт холодные течения и где наблюдается прибрежная полоса апвеллинга, среднегодовая величина теплового бюджета достигает $2000 - 3000 (\text{МДж}/\text{м}^2)\cdot\text{год}$, а у восточных берегов Южной Америки – только $\sim 500 (\text{МДж}/\text{м}^2)\cdot\text{год}$. Вследствие влияния на тепловой бюджет различных факторов максимальная величина теплонакопления океана наблюдается в зоне $8^{\circ}\text{ю.ш.} - 12^{\circ}\text{с.ш.}$

Температура верхнего слоя океана находится в сложном взаимодействии с полем атмосферного давления и со схемой циркуляции вод. Следствием этого взаимодействия являются пассатные ветры и тропические циклоны. Тропический фронт между пассатами обоих полушарий – экваториальная депрессия – располагается севернее экватора и в зависимости от склонения Солнца, а также от других факторов меняет свое положение от $0 - 3^{\circ}\text{с.ш.}$ в марте до $8 - 10^{\circ}\text{с.ш.}$ в сентябре. Этот атмосферный фронт хорошо выражен в

основном полосой конвергенции поля скорости в нижних слоях тропосферы и повышенной облачностью в верхних ее слоях.

Асимметрия полей атмосферного давления и температуры относительно экватора обусловлена влиянием ледового щита Антарктиды. В Южном полушарии очертания материков способствуют свободному водообмену между высокими и низкими широтами. К тому же Бенгельское течение вдоль берегов Африки переносит на север, иногда до 40° ю.ш., не только холодную воду, но и айсберги. А в Северном полушарии относительно небольшой ледник Гренландии огражден от низких широт океана Гольфстримом и Североатлантическим течением. Некоторое влияние на температурную асимметрию оказывает и астрономический фактор: летом Южного полушария Земля переходит точку перигелия, а зимой – афелия. При этом расстояние от Солнца различается на 3,4%.

Продолжением пассатных течений на западе океана являются теплые течения – Антильское, Гвианское и Бразильское, которые существенно влияют на температуру водной поверхности. Кроме этого, пассатные ветры нагоняют теплые поверхностные воды к берегам Америки, где уровень океана повышается и формируются теплые струйные противотечения, направленные на восток. Наиболее мощным из них является Межпассатное противотечение (МП), располагающееся в «штилевой» полосе экваториальной депрессии. В полосе $3 - 8^{\circ}$ ю.ш. под Южным Пассатным течением ниже горизонтов $70 - 100$ м также наблюдается восточное противотечение, а в полосе 2° с.ш. – 2° ю.ш. — течение Ломоносова.

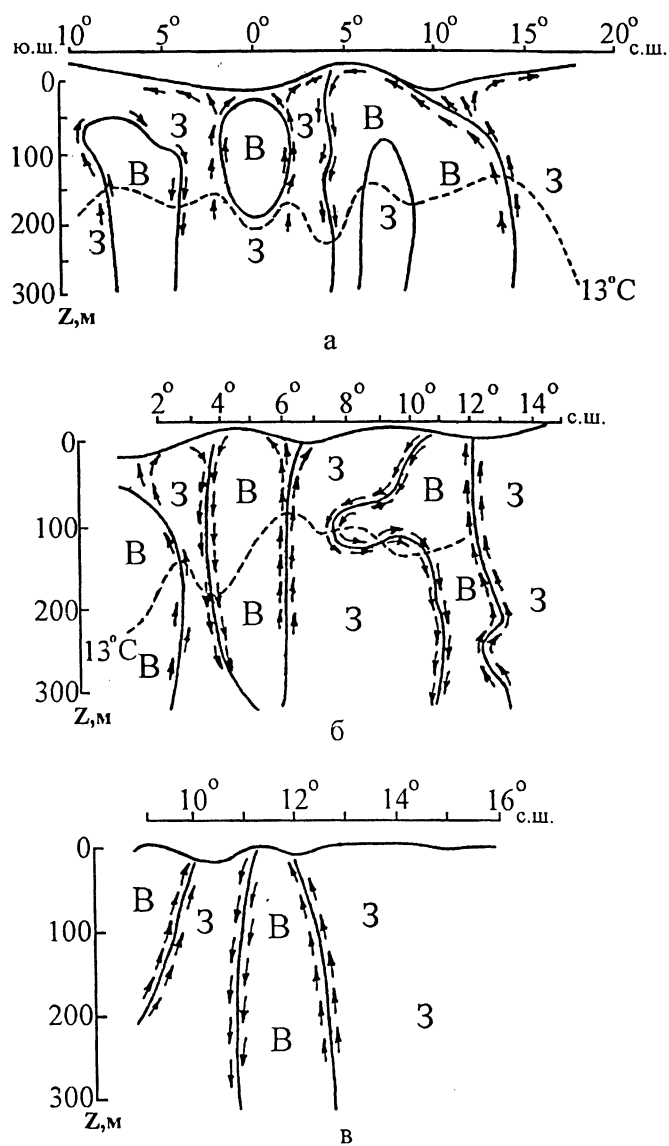
МП граничит с Северным и Южным Пассатными течениями (СПТ и ЮПТ). В феврале 1970 г. оно наблюдалось между 4 и 9° с.ш., и его расход у 26° з.д. был равен 23 млн. $\text{м}^3/\text{с}$ [3]. Это противотечение западной струей разделялось на две части, возможно, различного происхождения (рис. 1, а).

Как следует из этого рисунка, с увеличением глубины МП расширяется в сторону севера и на горизонте 100 м достигает 15° с.ш. Поэтому около половины его покрыто водами СПТ. Такая схема течений, возможно, была связана с локальным усилением пассатного ветра. В работе [4] отмечаются случаи, когда северная граница МП на поверхности океана располагалась у $15 - 18^{\circ}$ с.ш. На рис. 1, б даны течения на разрезе 2° с.ш., 41° з.д. – 15° с.ш., 55° з.д. по измерениям с 21.12.1973 г. по 08.01.1974 г., а на рис. 1, в – течения на разрезе $8 - 15^{\circ}$ с.ш., 51° з.д. по измерениям с 20 по 30 января 1974 г. На этих разрезах МП представлено двумя струями, разделенными западным потоком, который выходит на поверхность.

Термоклин ослабляет влияние вертикальной компоненты скорости на поверхностную температуру, и это влияние сказывается в основном на горизонте залегания термоклина. Исключение составляет полоса экваториальной дивергенции, обусловленная подъемом вод на боковых границах течения Ломоносова, которое наблюдается в слое термоклина, а также на северной границе Межпассатного противотечения (рис. 1).

С июня по январь МП распространяется от берегов Америки к берегам Африки в виде одной струи, его расход в это время достигает 36 млн. $\text{м}^3/\text{с}$ [4]. Так как МП переносит с запада на восток до 30° з.д. более теплую воду, то границы этого течения на западе океана оконтурены изолиниями более высо-

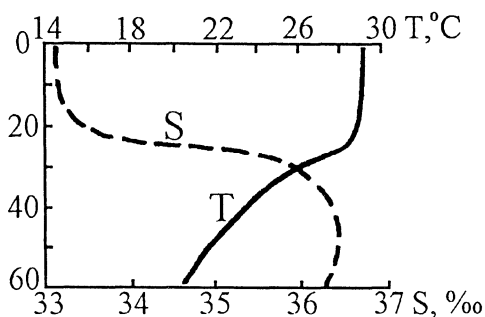
кой ТПО. Похожая картина очертания изотерм в этом широтном поясе отмечается и в восточной половине океана, что можно частично объяснить относительно высоким тепловым бюджетом этого района океана [2].



Р и с. 1. Схемы течений Тропической Атлантики на разрезах: *а* – по 26°з.д.; *б* – между 41 и 55°з.д.; *в* – по 51°з.д. (В – восточный перенос вод, З – западный; стрелками показаны схемы вертикальной циркуляции вод, штриховой линией – горизонт залегания изотермы 13°С, сплошной – линия поверхности моря)

Одной из причин образования локальных очагов повышенной на 1 – 2°С ТПО в низких широтах Атлантики является сток многоводных рек – Амазонки, Ориноко, Миссисипи, Конго и Нигера. Максимальный эффект наблюдается в районе, прилегающем к устью Амазонки, расход которой достигает

120000 м³/с. Даже при слабых ветрах пресная вода тонким поверхностным слоем распространяется на сотни миль от устьев больших рек. Приповерхностный галоклин ослабляет поток тепла на глубину, и при малой облачности формируется термогалоклин с большим градиентом плотности, который «консервирует» теплый поверхностный слой. Такой пример показан на рис. 2, где дано вертикальное распределение кривых T и S на одной из станций НИС «Академик Вернадский», выполненной в марте 1969 г. вблизи экватора у 6° в.д. на расстоянии более 200 миль от устья р. Нигер. Толщина квазиоднородного слоя здесь была около 20 м. В работе [5] указывается, что в экваториальной зоне Гвинейского залива ураганы не формируются, хотя ТПО здесь часто превышает критическое значение, необходимое для перехода циклона в ураган (27°C). Причиной является слишком тонкий квазиоднородный слой. С усилением ветра тонкий верхний слой быстро смешивается с холодной нижележащей водой, и его температура падает до значений ниже критического. Отсутствие здесь не только ураганов, но и циклонов связано с тем, что при переходе экватора сила Кориолиса стремится к нулю и меняет свой знак.

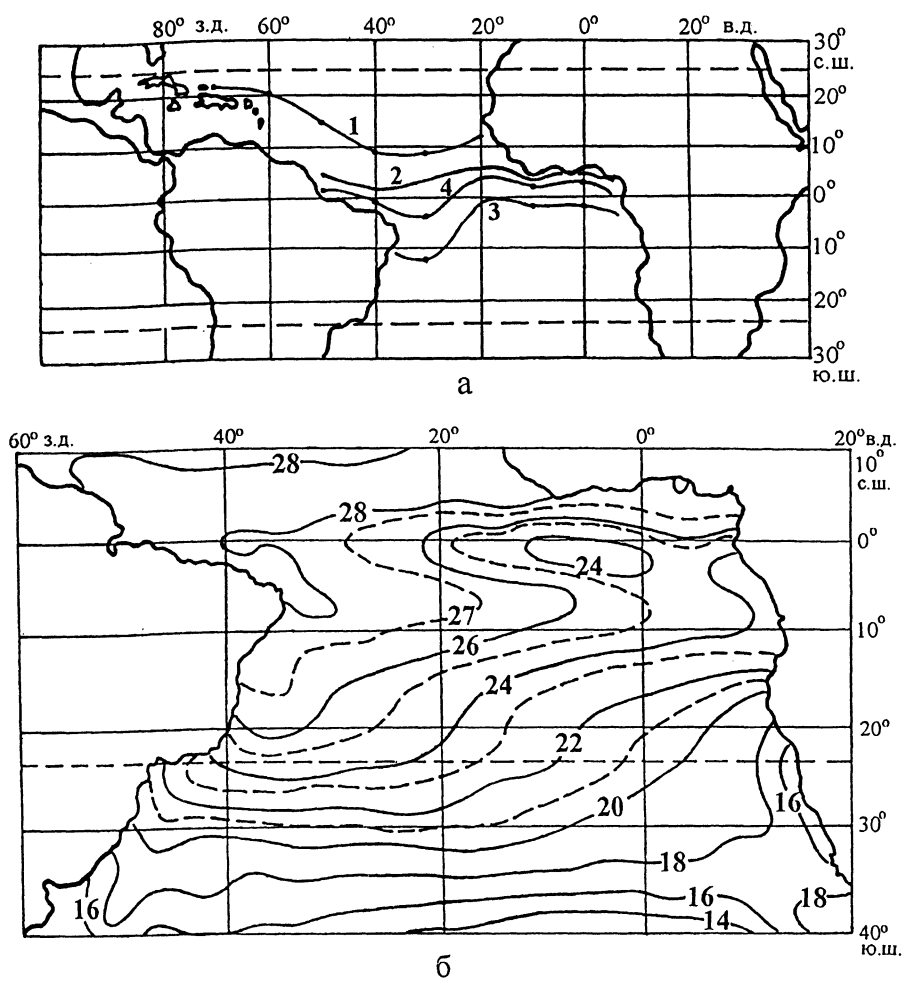


Р и с. 2. Вертикальное распределение солёности S и температуры T в Гвинейском заливе на экваторе у 6° в.д.

Приэкваториальный максимум температуры. В результате влияния всех перечисленных факторов формируется приэкваториальный максимум поверхностной температуры ($T_{\max}$), который в течение годового цикла меняет свое положение. Самое северное положение линия $T_{\max}$ занимает в сентябре. На рис. 3, а показано ее среднее положение в сентябре 2004 г. У 40° з.д. эта линия иногда разделяется на две ветви, южная из которых проходит в Карибское море. В Карибском море и Мексиканском заливе

в июле – сентябре образуются локальные обособленные очаги повышенной температуры до 30 – 31°C, не соединяющиеся непрерывной кривой с линией $T_{\max}$. В отдельные дни эта линия отклоняется от своего среднего положения на 1 – 2° по широте. Положение ее в июле – октябре влияет на формирование и перемещение больших тропических циклонов, которые иногда переходят в ураганы, максимальная повторяемость которых отмечается в сентябре. Для их формирования температура водной поверхности должна быть выше 27°C. Необходим также большой запас влаги в приводном слое атмосферы, так как мощность ураганов определяется количеством освобождающегося тепла при конденсации влаги в области восходящих в циклоне потоков воздуха. Принято считать, что тропический циклон переходит в ураган, когда скорость ветра превышает 65 узлов (32 м/с). Характерно, что в Атлантике ураганы формируются севернее 8 – 10° с.ш. и не пересекают экватор. Плотность их траекторий возрастает в направлении от о-вов Зеленого Мыса

на запад, резко возрастает вблизи Антильских о-вов в Карибском море, куда пассат нагоняет теплую поверхностную воду. Повторяемость ураганов в сентябре составляет 38%, в августе – 28%, в октябре – 19%, в июле – 6%, в июне – 4%. В ноябре, декабре и мае они наблюдаются очень редко [5].



Р и с. 3. Среднее положение линии $T_{\max}$ – а (1 – сентябрь, 2 – январь, 3 – март, 4 – май) и изотерм ($^{\circ}\text{C}$), полученных по данным за 18 июля 2004 г. при развитом экваториальном минимуме – б

В январе, когда склонение Солнца еще вблизи Южного тропика, линия $T_{\max}$ располагается между экватором и 4 – 5°с.ш. (рис. 3, а). В средней части океана на этой линии температура превышает 28°С, а у берегов Африки и Америки — 29 – 30°С. Изотермы 28°С с севера и юга от линии $T_{\max}$ вблизи материков расходятся, а в средней части океана сближаются. Эта особенность температурного поля в окрестности линии $T_{\max}$ наблюдается в течение всего года.

В марте, когда заканчивается период южного склонения Солнца, линия $T_{\max}$ занимает самое южное положение (рис. 3, а). От берега Южной Америки до 25°з.д. она проходит между 10 и 12°ю.ш., в средней части океана – вблизи

экватора, а в Гвинейском заливе – между 2 и 4° ю.ш. Вблизи берегов Америки температура превышает 29°C, в средней части океана – 28°C, а в Гвинейском заливе — 29 – 30°C. Следует отметить, что самые высокие температуры на востоке и западе экваториального района, а также в Мексиканском заливе обусловлены влиянием стока рек.

В мае линия $T_{\max}$ проходит вдоль экватора от устья Амазонки к устью Нигера.

В Южном полушарии сезонный температурный максимум не приводит к существенному усилению штормовой деятельности. Здесь в течение всего года доминирует влияние Южноатлантического антициклона, граница которого располагается в Северном полушарии.

В работе [3] дана характеристика приэкваториального максимума температуры по обобщенным гидрологическим данным морских экспедиций. В общих чертах результаты контактных и спутниковых измерений согласуются, но на спутниковых картах температура на 0,5 – 1,5°C выше.

Экваториальный минимум и особенности годового хода температуры. Экваториальный минимум температуры (ЭМТ) был зафиксирован в Атлантике экспедициями МГИ на гидрологических разрезах, пересекающих экваториальную зону, и описан в работе [3]. Но эпизодические разрезы не позволили дать пространственно-временную характеристику этого интересного явления.

Как следует из спутниковых карт температуры за 2002 – 2005 гг., ЭМТ в Атлантике хорошо выражен с июня по август включительно, а в Тихом океане – с мая по август.

В Атлантике ЭМТ начинает формироваться у 4° ю.ш. в Гвинейском заливе. Из этого района полоса холодной воды распространяется на запад. В средней части океана ее ось выходит на экватор, по которому подходит почти к устью Амазонки (рис. 3, б). В Тихом океане ЭМТ при максимальном развитии простирается от берега Южной Америки до 160° з.д. В сентябре в Атлантике область ЭМТ размывается и исчезает полностью, а в Тихом океане в это время еще наблюдается вдоль экватора размытый клин холодной воды, ширина которого уменьшается по мере удаления от берега Америки.

Боковые границы полосы ЭМТ разрушаются в результате горизонтального обмена, поэтому ее влияние на температурное поле водной поверхности прослеживается на 2 – 5° широты от оси ЭМТ. В Атлантике вдоль оси ЭМТ температура растет от 23 – 24°C в Гвинейском заливе до 26 – 27°C на западе океана, а разность температур между центром холодной полосы и ее периферией составляет 1 – 4°C.

Основной причиной формирования ЭМТ является фактор адвекции. На востоке Атлантического и Тихого океанов вдоль берегов Африки и Южной Америки наблюдаются холодные течения с высоких широт к экватору. Максимальная интенсивность этих течений отмечается зимой Южного полушария.

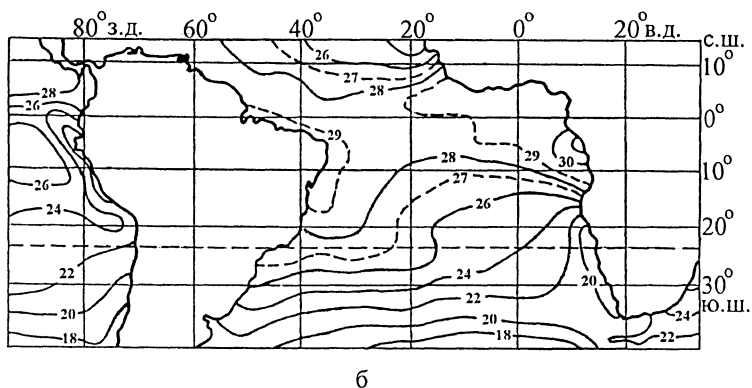
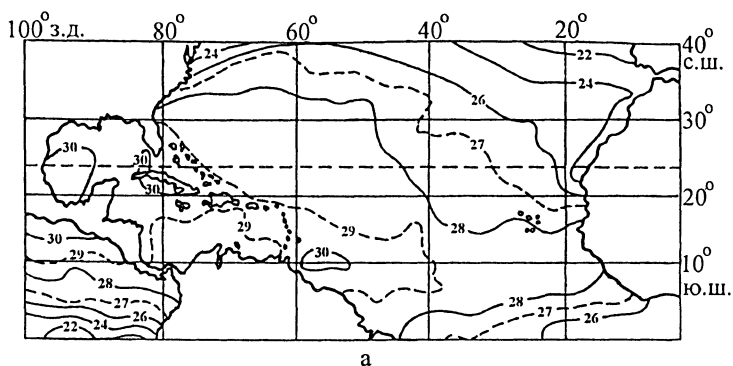
В Гвинейском заливе понижение поверхностной температуры обусловлено также подъемом подповерхностных вод в полосе апвеллинга. Между 3 – 10° ю.ш. под влиянием южного пассата холодное прибрежное течение поворачивает на запад. Его ось приближается к экватору, и оно становится частью

Южного Пассатного течения. В формировании ЭМТ существенную роль играет экваториальная дивергенция поля скорости, в области которой подъем вод наблюдается вдоль боковых границ течения Ломоносова (рис. 1, *а*). При штормах полоса ЭМТ иногда разбивается на обособленные очаги пониженной температуры (рис. 3, *б*).

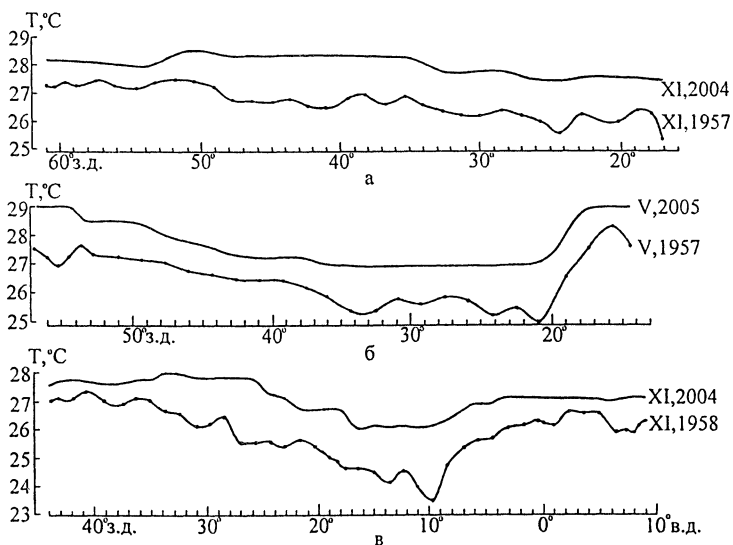
Разрушение ЭМТ в сентябре обусловлено переходом Солнца в Южное полушарие и перемещением барического поля атмосферы к югу. При этом изменяется и схема течений верхнего слоя Атлантики. Струя холодного Бенгельского течения, которое в июне – августе подходит вплотную к экватору и питает холодной водой ЭМТ, смещается к югу. Зимой Северного полушария уменьшается на одну треть и расход течения Ломоносова [3], что ослабляет интенсивность экваториальной дивергенции, так как подъем вод через термоклин осуществляется вдоль боковых границ течения Ломоносова (рис. 1, *а*). Все это приводит к тому, что к концу периода нагрева вод Южного полушария – к марту – на экваторе наблюдается вместо экваториального минимума температуры ее максимум (рис. 3, *а*). В это время в Гвинейском заливе вблизи экватора температура превышает 29°C, вблизи устья Конго — 30 – 31°C. Общая картина изотерм Южной Атлантики находится под влиянием поля ветров Южноатлантического антициклона, центр которого смещен к югу (рис. 4). В Тихом океане в марте холодное прибрежное течение с температурой 23 – 24°C подходит к экватору. На рис. 4 дана для сравнения карта изотерм и Северного полушария в конце периода нагрева вод – в сентябре, когда наблюдается максимальная повторяемость ураганов.

Совместное использование обобщенных данных гидрологических и спутниковых наблюдений позволило установить, что летом Северного полушария подъемы вод в полосе экваториальной дивергенции и в пограничной зоне между МП и СПТ становятся более интенсивными. Подъемы вод сопровождаются выносом в зону фотосинтеза фосфатов, а также повышением тотального содержания биомассы планктона [3]. Эти результаты свидетельствуют о целесообразности развития промысла в упомянутых районах открытого океана за пределами экономических зон африканских государств.

Для характеристики временной изменчивости температуры Атлантики на основе крупномасштабных спутниковых карт были построены кривые годового хода ТПО для сетки из 56 точек от 50°с.ш. до 55°ю.ш. через каждые 10° широты и 20° долготы, включающей Мексиканский залив, а также для некоторых дополнительных точек. Координаты всех точек даны в таблице. Для каждой из этих точек определены среднегодовая величина температуры за 2004 – 2005 гг. и размах (удвоенная амплитуда) ее годовых колебаний, который представлен в таблице. В пределах рассмотренной акватории минимальные годовые амплитуды в 1 – 2°C отмечаются на западе океана в полосе 10°ю.ш. – 20°с.ш., а максимальные – тоже на западе – у 40 и 50°с.ш. Пространственное распределение амплитуд, приведенных в таблице, в общих чертах согласуется с ранее полученными амплитудами на основе гидрологических наблюдений. Но в большинстве случаев результатам, полученным путем осреднения гидрологических данных, соответствуют более низкие значения амплитуд.



Р и с. 4. Положение изотерм ($^{\circ}\text{C}$) в конце периодов нагрева вод: а – сентябрь (Северное полушарие); б – март (Южное полушарие)



Р и с. 5. ТПО на разрезах по 16°с.ш. (а), 8°с.ш. (б) и экватору (в) (верхние кривые – по данным ИСЗ, нижние – по данным гидрологических наблюдений)

**Размах (удвоенная амплитуда) годовых колебаний температуры поверхности
Тропической Атлантики в различных точках от 50°с.ш. до 55°ю.ш.**

с.ш.	з.д.	T,°C	ю.ш.	з.д.	T,°C
50°	50°	13	55°	60°	5
50°	40°	6,5	55°	40°	4,5
50°	20°	5	55°	20°	3,5
40°	60°	10	50°	60°	7
40°	40°	8	50°	40°	7
40°	20°	8	50°	20°	4
30°	60°	8	50°	0°	3
30°	40°	8	40°	40°	8
30°	20°	8	40°	20°	4
23°	30°90'	7,5	40°	0°	6
23°	30°80'	7	30°	30°	6
23°	30°60'	5,5	30°	20°	6
23°	30°40'	4,5	30°	0°	5,5
23°	30°20'	5,5	23°	30°30'	5,5
20°	80°	4	23°	30°20'	4,5
20°	60°	4	23°	30°	5,5
20°	40°	3,5	20°	30°	4,5
20°	20°	6	20°	20°	5
10°	60°	2	20°	0°	6
10°	40°	2	10°	30°	3
10°	20°	5	10°	20°	3,5
8°	60°	2	10°	0°	6,5
8°	50°	2	8°	30°	3
8°	40°	2	8°	20°	3
8°	20°	4	8°	0°	6
0°	40°	5	50°	20°в.д.	2,5
0°	20°	5	40°	20°в.д.	6
0°	0°	3	8°	10°в.д.	8

На рис. 5 приведены кривые распределения ТПО по экватору, 8 и 16°с.ш. за 1957 и 1958 гг. по данным Атласа Фаглистера [6] и по спутниковым данным за те же месяцы и дни 2004 и 2005 гг.

Заключение. Значения температуры, полученные по контактными измерениям, на 0,5 – 2,5°С ниже, чем по дистанционным. Такое различие не позволяет пока совместное использование этих данных в качестве единого климатического ряда. Но специально проведенные сотрудниками МГИ исследования по сопоставлению данных измерений контактными и дистанционными методами и полученные ими карты ТПО вполне удовлетворительно согласуются с ранее построенными гидрологическими картами [7]. По мере совершенствования дистанционных методов их роль будет становиться основной не только в прогнозах текущей погоды, но и в изучении климата.

Обобщение данных многолетних гидрологических наблюдений и текущей спутниковой информации позволило уточнить интересные и важные особенности сезонной изменчивости температурного поля и циркуляции в Тропической Атлантики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богуславский С.Г.* Широтное изменение теплового баланса Атлантического океана // Тр. МГИ АН СССР. Т.23. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 139 – 141.
2. Тимофеев Н.А. Атлас теплового баланса океанов. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1970. – 65 с.
3. *Богуславский С.Г.* Температурное поле Тропической Атлантики. – Киев: Наук. думка 1977. – 162 с.
4. *Коротяев Г.К., Чепурин Г.А.* Волновой механизм сезонной изменчивости крупномасштабного поля течений в северной части Тропической Атлантики// Морской гидрофизический журнал. – 1990. – №5. – С. 3 – 12.
5. *Шулейкин В.В.* Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 90 с.
6. *Fuglister F.C.* Atlantic Ocean atlas. – Massachusetts, Woods Hole: Woods Hole oceanographic institution, 1960. – 209 p.
7. *Тимофеев Н.А.* Спутниковый мониторинг температуры поверхности океана по данным ИСЗ NOAA // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – №5. – С. 39 – 48.

Экспериментальное отделение
Морского гидрофизического института НАН Украины,
пос. Кацивели

Материал поступил
в редакцию 27.04.06

ABSTRACT Features of the Tropical Atlantic surface temperature are characterized based on generalization of the data of multi-year hydrological observations and satellite information obtained during the last years. Influence of solar radiation, local budget and advective-diffusive heat transport upon the water surface temperature is considered. Mechanisms of formation of thermo-halocline and local centers of high temperature near the estuaries of full rivers – Amazon, Orinoco, Mississippi, Congo and Niger – are described. Formation of seasonal variability of the near-equator temperature maximum and the equator temperature minimum, and also the equator divergence rate are characterized.