



Н. К. ХАНАЙЧЕНКО

СИСТЕМА ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ В ОКЕАНЕ

Н. К. ХАНАЙЧЕНКО

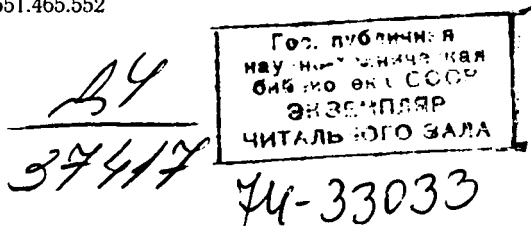
СИСТЕМА ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ В ОКЕАНЕ

Под редакцией
д-ра геогр. наук
А. Д. ДОБРОВОЛЬСКОГО

Контрольный экземпляр



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1974



Книга посвящена одной из актуальных проблем океанической циркуляции — проблеме изучения экваториальных противотечений. Используя имеющиеся данные и привлекая новые измерения основных гидрологических характеристик экваториальных противотечений, автор делает попытку с океанографических позиций получить представление о природе образования противотечений, о причинах их зарождения, о физической модели явления в целом. Проводится аналогия между системами экваториальных противотечений в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах.

Рассчитана на океанографов, гидробиологов, специалистов рыбной промышленности.

The book deals with one of the most important problems of oceanic circulation, it studies the problem of equatorial undertow currents. Making use of data already obtained as well as some new data on measurements of basic hydrological characteristic of equatorial undertow currents the author attempted to answer the following questions; what is the nature of undertow currents, why and where they arise, what physical model may be ascribed to this phenomenon. The equatorial undertow currents are compared for the regions of Indian, Atlantic and Pacific Oceans.

The book is addressed to oceanographers, hydrologists and experts in fishery.

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Можно с большой долей уверенности утверждать, что среди проблем физической океанологии главенствуют две: перемешивание вод (турбулентность) и течения. В океане одновременно и непрерывно идут процессы, связанные с внешними (для воды) воздействиями, которые приводят к нарушению равновесия, и с внутренней реакцией на эти внешние воздействия, процессами выравнивания возникающих отклонений. В этой постоянной борьбе противоречий — созидания и выравнивания неоднородностей в гидрофизических полях — весьма важна роль течений. Именно течениями осуществляется обмен вод тропических (нагревание) и полярных (охлаждение) областей, а вместе с тем и обмен солями, перенос живых организмов и продуктов их жизнедеятельности. Именно этим объясняется живой интерес к проблеме течений, который существует у географов, геофизиков, геологов, биологов, климатологов и ученых многих других направлений наук о Земле. Есть еще и другой аспект интереса к течениям — это требования судоводителей, рыбаков и работников многих других прикладных направлений, для которых нужно знать скорость и направление течения, так сказать, сию минуту, в заданный момент и в данном месте. Такой аспект имеет очень существенное значение не только в практике, но и в науке, но он не рассматривается в этой книге. Книга имеет общее географическое направление.

Генеральная картина течений в поверхностном слое Мирового океана была в основном известна еще до выхода в свет знаменитой «Океанографии» Ю. М. Шокальского (1917). После этого уточнялись частности: скорости течений, их границы, изменчивость и т. п. Подобного рода исследования позволяли совершенствовать карту, но долго не вносили в нее ничего принципиально нового.

Интенсивное развитие интереса к изучению океана после окончания второй мировой войны, совершенствование техники, рост исследовательского флота позволили значительно расширить и углубить исследование океанских течений. Особенно много нового дали исследования пятидесятых-шестидесятых годов. В это время стали появляться совершенно неожиданные, никак не предполагавшиеся раньше черты океанической циркуляции.

Так, еще в 1951 г. в восточной части Тихого океана было обнаружено подповерхностное экваториальное противотечение

(«течение Кромвелла»). После этого были открыты «Подгольф-стрим», экваториальное подповерхностное течение «Ломоносова», такое же «подтечение» в Индийском океане («течение Тареева?»), Антило-Гвианское противотечение... Существенно расширились представления о течениях в зонах океанических сгонов, т. наз. upwelling (Калифорнийское и Перуанское течения) и т. п.

Все такие новости, заставляют, конечно, вновь пересмотреть общую схему океанической циркуляции. Точнее говоря, надо взяться за решение задачи создания современной общей схемы океанских течений. К сожалению, до сих пор течения в Мировом океане рассматриваются раздельно: горизонтальная циркуляция — одно, вертикальные движения — другое. Это, может быть, и удобно при изучении элементов динамики, но для понимания хода явлений в географическом целом, для связного представления о динамике вод необходимо рассматривать оба эти движения в едином процессе. Ведь в природе движение вод океана происходит в неразрывной системе горизонтальных и вертикальных движений.

Представляемую вниманию читателя книгу можно считать опытом такого рода подхода к решению в высшей степени сложной проблемы.

Автор взял на себя рассмотрение некоторого, как бы «частного» случая: системы течений в тропической и экваториальной полосе Мирового океана, причем только в поверхностных и подповерхностных водах.

На первый взгляд, такое ограничение может показаться весьма жестким, узко частным. Но если напомнить, что тропическая зона (от 30° N до 30° S) занимает больше половины площади Мирового океана, то легко понять, что процессы, протекающие здесь, оказывают огромное влияние на общий ход океанических процессов. Тропическая зона — область поглощения солнечной энергии, которая затем перераспределяется по океану (значит, и по земному шару) течениями, обменом между экваториальными и высокими широтами.

Но обмен вод, так сказать, межзональный, экваториальных широт с высокими не так-то прост: складываются влияния различных плотностей вод и систем ветров, что приводит к созданию — как показали наблюдения недавних лет — необычайно сложной картины течений, которая и рассматривается во всех подробностях в этой книге.

Книга построена прежде всего на анализе и обобщении всех предшествующих литературных источников. Но главным материалом ее послужили собственные наблюдения автора, материалы, собранные по его инициативе, результаты его многолетних научных изысканий.

Все эти материалы были обработаны по единой системе, подчиненной генеральной концепции автора.

В этих материалах оказались и замечательные наблюдения советских экспедиций, обнаруживших течение «Ломоносова» (назва-

ние связано с именем не самого великого русского ученого, а с названием корабля, открывшего это течение).

Автор хорошо использовал и материалы многих других экспедиций (напр. «Эквалант» I, II, III и другие). Но он не ограничился рассмотрением только Атлантического океана. В книге сделана попытка показать подповерхностное экваториальное противотечение как геофизическое явление, свойственное всем трем океанам, через которые проходит экватор.

Автору удалось показать совершенно реальную картину подповерхностных экваториальных течений с двух позиций:

первая — очень детальное описание явления этого противотечения в связи с другими течениями в этом районе (в объеме, а не только в одной какой-либо плоскости);

вторая — географическая характеристика подповерхностного экваториального течения, как некоторого явления геофизического характера, свойственного Мировому океану.

Заслуживает внимания и то, что автор показывает роль течений в формировании биологически продуктивных районов, а это имеет исключительно важное прикладное значение.

В целом книга представляет, несомненно, очень большой интерес.

А. Д. Добровольский

ВВЕДЕНИЕ

Океанографические исследования, получившие особенно интенсивное развитие после второй мировой войны, охватили огромные пространства Мирового океана. Большое внимание при этом было уделено тропической зоне.

Тропическая зона (23° 30' ю. ш. — 23° 30' с. ш.) занимает 42,5% площади Мирового океана, а если исключить площадь океана, покрытую льдами и практически не доступную для свободного плавания и ведения промысла, то оказывается, что в пределах тропической зоны сосредоточено более 50% площади открытой воды всего Мирового океана. Процессы, развивающиеся в тропической зоне, оказывают огромное влияние на общую циркуляцию атмосферы и вод океана и тем самым на климат и погодные условия всего земного шара. В связи со значительным истощением рыбных запасов на шельфе развитие рыболовного промысла во многом зависит от степени изученности новых районов Мирового океана, в том числе и пелагиали тропической зоны.

Большим стимулом для широкого развития международных океанографических исследований тропической зоны послужило открытие подповерхностных экваториальных противотечений во всех трех океанах: Тихом, Атлантическом и Индийском. Скрытые под тонким слоем пассатных течений, идущих на запад, экваториальные противотечения опоясывают весь земной шар вдоль экватора и переносят в восточные районы океанов огромное количество вод.

Экваториальные противотечения, развивающиеся в подповерхностном слое океана в результате сложного взаимодействия процессов атмосферной и океанической циркуляции и возникающих при этом плотностных сил, по протяженности, прямолинейности, большой скорости переноса вод и сохранению их свойств резко отличаются от известных до настоящего времени типов течений.

Теоретическая модель В. Б. Штокмана [94] для Межпассатного противотечения, так же как и модель Х. Свердрупа [165], не предсказывали существование экваториальных подповерхностных противотечений на экваторе и к югу от него, и поэтому не применимы для их изучения.

Современные исследования гидродинамического направления, исходящие уже из факта существования в Тихом и Атлантическом океанах трех ветвей экваториального подповерхностного противотечения, также еще далеки от физической модели, близкой к реальности.

Пока что экваториальные подповерхностные противотечения не представляется возможным рассматривать и в плане исследований крупномасштабной геострофической циркуляции океанов, выполненных в последнее время, так как такие основные образования, как течение Ломоносова, течение Кромвелла, не находят своего отражения в опубликованных схемах геострофической циркуляции Атлантического и Тихого океанов [5, 9].

В многочисленных публикациях, вышедших в свет после открытия течения Кромвелла в Тихом океане, посвященных экваториальным противотечениям, в том числе и в немногих работах обзорного и обобщающего характера, к сожалению, отсутствуют исследования, которые давали бы достаточно полное представление об этом замечательном, грандиозном явлении и главным образом о его природе и причинах образования. Отсутствуют работы, в которых было бы показано единство природы всех ветвей противотечения в каждом из океанов как единой системы, которая составляет одно из важнейших звеньев океанической циркуляции в тропической зоне Мирового океана.

Таким образом, несмотря на то что существование экваториальных противотечений во всех трех океанах неоспоримо, довольно подробно исследованы многие характеристики и структура экваториальных противотечений, приложены большие усилия для исследования их природы, физическая сущность самого явления все еще неизвестна.

Указанные соображения побудили автора на основании доступных первичных материалов натуральных наблюдений и литературных источников, где приводится значительная часть этих материалов, попытаться провести подробный анализ причин образования и условий существования экваториальных противотечений, а также показать гомогенность природы ветвей экваториальных противотечений, образующих единую систему глобального характера.

Несомненно, что для каждого из океанов в силу многих причин могут оказаться несколько различными и характер развития процессов атмосферной и океанической циркуляции, и условия существования противотечений, и многие характеристики и детали структуры, но основные географические характеристики, основные особенности динамики противотечений и природы явления во всех трех океанах оказываются не только близкими, но и почти совершенно одинаковыми.

Поэтому в качестве основы для детального анализа причин и условий образования экваториальных противотечений, а также для анализа каждой из ветвей и их взаимодействия с пассатными течениями был избран Атлантический океан. Изученность Атлантического океана намного больше, чем Тихого и Индийского, особенно в экваториальной зоне, где в течение последних лет были проведены подробные международные океанографические съемки, а также много экспедиций отдельных стран. Кроме того, в Атлантическом океане из-за малой ширины при большой меридиональной протяженности и свободном водообмене с Арктическим бассейном

и Южным океаническим кольцом все процессы происходят гораздо контрастнее и ярче, чем в Тихом и Индийском океанах.

Поэтому после кратких сведений из истории открытий и исследований экваториальных противотечений, составляющих главу I предлагаемой работы, автор счел необходимым акцентировать внимание на основных причинах, способствующих их образованию. В главе II рассматривается характер атмосферного барического поля и ветра, определяющих систему циркуляции вод в поверхностном слое тропической зоны Атлантического океана, а также анализируются процессы, происходящие непосредственно в толще вод океана, создающие условия, необходимые для образования экваториальных противотечений. Глава III посвящена подробной характеристике Срединной ветви экваториального противотечения в Атлантике — течения Ломоносова, — анализу условий ее существования и пространственной стабильности ее основных характеристик.

В главе IV автор приводит подробное описание Северной ветви экваториального противотечения, которая, так же как и Срединная ветвь, является подповерхностным образованием и только в летне-осенний период, когда экваториальная депрессия переходит через экватор и располагается в пределах 5—10° с. ш. (вследствие ослабления западного переноса), вызывает поверхностное течение восточного направления — Межпассатное противотечение.

Глава V посвящена описанию Южной ветви экваториального противотечения. В главе VI приведен сравнительный анализ экваториальных противотечений во всех трех океанах и установлена общность условий их образования, аналогия основных структурных элементов и характеристик.

В главе VII пассатные течения, идущие на запад, и экваториальные противотечения, идущие на восток, рассматриваются как единая система восточного переноса вод. В результате взаимодействия встречных потоков возникает поперечная циркуляция, вызывающая в одних случаях опускание, в других — подъем вод. Учитывая характер вертикального перемещения вод, автор предлагает новое деление тропической зоны Атлантики на области с различной биологической продуктивностью.

В главе VIII рассмотрены экваториальные противотечения как единая планетарная система, охватывающая весь Мировой океан.

В некоторых работах, появившихся в последнее время, все течения восточного направления, возникающие не только в термоклине, но и в поверхностном гомогенном слое и значительно ниже термоклина (часто являющиеся временными, локальными образованиями), рассматриваются как экваториальные противотечения. Автор под экваториальными противотечениями подразумевает квазистационарные течения восточного направления, развивающиеся непосредственно в термоклине. Они обусловлены глобальными процессами испарения и уплотнения вод в западных районах тропической зоны океанов и необходимостью компенсации дефицита вод и солей, образующегося в восточных районах океанов в результате действия пассатов.

ГЛАВА I

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ

О существовании пассатных ветров и течений европейцам было известно в начале XVI в., а в XVII в. появилось довольно подробное для того времени их описание [172]. Первые сведения об экваториальном (или Межпассатном) противотечении были получены только в начале XIX столетия.

Сведения о Межпассатном противотечении в восточной части Тихого океана впервые были сообщены И. Ф. Крузенштерном после плавания на «Надежде» в 1803—1806 гг., а в восточной части — О. Е. Коцебу при плавании на «Предприятии» в 1823—1826 гг. и Ф. Литке после плавания на «Сенявине» в 1826—1829 гг.

Имена первооткрывателей и год открытия Межпассатного противотечения в Атлантическом океане, так же как и в Индийском, остаются неизвестными. Однако в 1837 г. Г. Бергхауз издал «Физический атлас», где впервые упоминается восточное течение в Атлантическом океане, расположенное несколько севернее экватора [99].

В 1853 г. А. Финдлей докладывал на заседании Королевского Географического Общества в Лондоне о восточных течениях у экватора, опираясь на публикации Г. Бергхауза и на наблюдения Крузенштерна, Дюперье, Бичи и других мореплавателей.

К. Колдевей опубликовал сводку материалов об отклонении судов от курса в экваториальной зоне Атлантического океана, где приведены многочисленные указания на восточные сносы судов [132].

В результате плавания на корвете «Витязь» в 1886—1889 гг. в Тихом океане С. О. Макаров сообщал, что, по его наблюдениям, пассатное течение охватывает слой воды до 200 м глубиной и что экваториальное противотечение распространяется на меньшую глубину [35].

О. Крюммель писал о противотечениях как о вполне известном и установленном факте [133]. Он же предпринял первую попытку объяснить природу противотечения в Атлантическом океане как компенсационного потока, идущего между двумя течениями западного направления, возбуждаемого пассатами.

В 1895 г. вышла из печати работа Ц. Пульса¹ «Поверхностная температура и противотечение в экваториальной полосе Тихого океана» [4], в которой на основании многочисленных наблюдений над сносом судов и литературных источников дано подробное описание Межпассатного противотечения в Тихом океане и его сезонной изменчивости, а также приведено много примеров по сносу судов в экваториальной зоне Атлантического океана.

Так, благодаря многим работам, обобщившим многочисленные наблюдения мореплавателей над противотечением, главным образом по сносу судов, уже к концу XIX столетия утвердилось представление о существовании Межпассатного противотечения в Тихом и Атлантическом океанах к северу от экватора.

Большое значение для изучения Межпассатного противотечения в Атлантическом океане имели исследования, проведенные А. Дефантом в 1925—1927 гг. на «Meteor» [109], и в Тихом океане, проведенные Х. Свердрупом на «Carnegie» в 1929 г. [163]. До 1936 г. Межпассатное противотечение представлялось исключительно как поверхностное явление. Дефант же показал, что противотечение представлено в основном высокосолеными водами в подповерхностном слое. А. Дефант и Х. Свердруп разработали также схемы поперечной (меридиональной) циркуляции вод в экваториальной области Атлантики и Тихого океана, в принципе не отличающиеся друг от друга.

Несмотря на интенсивное развитие океанографических исследований в первой половине XX столетия и создание довольно полного представления о циркуляции вод Мирового океана, Межпассатное противотечение до самого последнего времени считалось единственным элементом зональной циркуляции восточного направления в тропиках. Этот своеобразный феномен длительное время привлекал внимание многих океанографов, стремившихся объяснить его природу и определить возбуждающие его силы.

Попытки объяснения природы и построения теоретической модели Межпассатного противотечения предпринимали О. Крюммель (1877 и 1911) и В. Экман (1905, 1923), Г. Шотт (1939, 1940) и А. Дефант (1935, 1941), Х. Тораде (1941), Р. Монтгомери и Е. Пальмен (1940), Х. Свердруп (1940, 1947) и В. Б. Штокман (1941, 1945, 1946, 1948).

Почти все эти авторы считали, что основной причиной возникновения Межпассатного противотечения является ветер в той или

¹ Поскольку в океанографической литературе имя Ц. Пульса довольно часто встречается в связи с изучением экваториальных противотечений и в сведениях, публикуемых различными авторами, имеется разночтение, мы обратились за биографической справкой о Ц. Пульсе в Главную библиотеку Академии наук ГДР (г. Берлин). По полученным сведениям, Ц. Пульс родился в г. Мюнстере (Вестфалия) в 1870 г. В 1891—1894 гг. обучался естественной истории в Берлине и Марбурге. В 1895 г. в «Archiv der Deutsch. Seewart» им была опубликована работа «Поверхностная температура и противотечения в экваториальной полосе Тихого океана», являющаяся его диссертацией, которую он защитил на философском факультете Марбургского университета в возрасте 25 лет. Второй его работой является учебник по зоологии для высшей школы, изданный в 1906 г.

иной форме и возникающая необходимость компенсации убыли вод в восточной части океана, сгоняемых пассатными ветрами к западу.

Наиболее успешное решение задачи было получено Х. Свердрупом в 1947 г. и В. Б. Штокманом в 1948 г. Ими была создана наиболее совершенная по тому времени теоретическая модель Межпассатного противотечения.

Однако буквально через несколько лет произошло событие, в корне изменившее существовавшие ранее представления об этом удивительном явлении. В Тихом океане в 1951 г. было открыто подповерхностное противотечение, значительно мощнее поверхностного Межпассатного, идущее на восток непосредственно вдоль экватора. В 1951 г. экспедиция Тихоокеанского Института рыбного хозяйства США, проводя лов рыбы глубинными сетями на экваторе, обнаружила, что сети с большой скоростью дрейфуют на восток, несмотря на то что на поверхности океана Южное Пассатное течение с большой скоростью шло на запад. Это вызвало предположение, что на глубине, под Пассатным течением, существует какое-то неизвестное течение восточного направления. Экспедиции США, предпринятые в последующие годы под руководством Т. Кромвелла в экваториальную область Тихого океана, подтвердили существование противотечения, несущего свои воды с большой скоростью на восток в подповерхностном слое океана непосредственно вдоль экватора.

Исследования, проведенные в период МГГ (1958) на судах «Hugh M. Smith» и «Horizon», показали, что под Южным Пассатным течением, идущим на запад, на глубине нескольких десятков метров воды движутся на восток со скоростью, достигающей 150 см/с, при толщине потока около 300 м и ширине более 300 км. Последующими экспедициями, проведенными США, Советским Союзом, Францией и Японией, было установлено, что экваториальное противотечение (названное именем Кромвелла после его гибели в авиационной катастрофе) прослеживается симметрично относительно экватора и пересекает весь Тихий океан.

Открытие течения Кромвелла в Тихом океане повлекло за собой появление гипотез по поводу возможности существования подобного же рода течений в других океанах. Г. Нейман [144], проанализировав все имеющиеся к тому времени материалы по тропической области Атлантики, пришел к выводу о возможности существования подобного течения в Атлантике.

К. Айселин [124] также высказался о возможности существования экваториального подповерхностного противотечения в Атлантическом океане, но усомнился в возможности существования аналогичного течения в Индийском океане, для которого характерна муссонная циркуляция.

Эти сомнения были разрешены довольно быстро. Не прошло и года после окончания Тихоокеанской экспедиции США по исследованию течения Кромвелла (1958 г.), как в мае 1959 г. советская экспедиция Морского гидрофизического института на «М. Ломоносове» в Атлантическом океане на пересечении экватора с 30° з. д.

с помощью самописцев течений, установленных на автономной буйковой станции (АБС), обнаружила подповерхностное противотечение под сравнительно тонким слоем пассатных вод. Максимум скорости (88 см/с) был отмечен на горизонте около 75 м.¹ Последующие экспедиции на «М. Ломоносове» и на экспедиционных судах других стран, а также широкие исследования международных океанографических экспедиций «Эквалант» по программе МСИТА² (1963—1964 гг.) позволили определить не только пространственные характеристики течения, но и физико-химические свойства его вод. Оказалось, что вновь открытое в Атлантическом океане экваториальное противотечение, названное «течением Ломоносова»,³ так же как и в Тихом океане, пересекает весь океан вдоль экватора от 40—38° з. д. до 8° в. д. и несет свои воды на восток со скоростью 116—135 см/с.

Через несколько месяцев после открытия течения Ломоносова в Атлантическом океане экспедиция Института океанологии АН СССР на «Витязе» вышла в Индийский океан для проведения океанографических исследований по программе ИОЕ⁴. Работы этой экспедиции, проводившиеся в период северо-восточного муссона (с октября 1959 г. по июнь 1960 г.), позволили установить, что в Индийском океане на самом экваторе также существует подповерхностное противотечение, несущее свои воды на восток [51].

Исследования в экваториальной области Индийского океана проводились также экспедицией Скриппсовского Океанографического института (США) на «Argo» дважды — с июня по сентябрь 1962 г. в период юго-западного муссона и с февраля по май 1963 г. во время северо-восточного муссона. Эти исследования показали, что при юго-западном муссоне восточные составляющие скорости течения очень малы и экваториальное подповерхностное противотечение практически отсутствует, а при северо-восточном муссоне оно получает значительное развитие. Экваториальное противотечение наблюдалось на всех разрезах от 61 до 92° в. д. вдоль экватора, между 2° с. ш. и 2° ю. ш., причем восточная составляющая скорости увеличивалась с запада на восток от 38 до 81 см/с [131].

В 1964 г. в этом же районе работала экспедиция Национального Океанографического института Великобритании на «Disco-

¹ В этой экспедиции принимал участие и К. Фогт, что дало ему возможность опубликовать одно из первых сообщений о течении Ломоносова [170].

² ИСИТА, или МСИТА, — Международное сотрудничество по исследованию тропической Атлантики, временная организация, созданная по инициативе Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО для проведения международных океанографических съемок тропической Атлантики под условным названием «Эквалант». В порядке международного сотрудничества СССР, США, Бразилии, Аргентины, Испании, Нигерии, Конго, Берега Слоновой Кости и других стран были проведены три сезонные съемки «Эквалант-I» в феврале—мае 1963 г., «Эквалант-II» — в августе—октябре 1963 г. и «Эквалант-III» в марте—мае 1964 г. В последующем эти работы были продолжены по программам отдельных стран.

³ В честь названия научно-исследовательского судна «М. Ломоносов», на котором оно было открыто.

⁴ ИОЕ — Международная Индоокеанская экспедиция.

тегу», которая установила, что как в период северо-восточного муссона — в марте, так и в период, переходный к юго-западному муссону, экваториальное противотечение сохраняет большие скорости. Между 58 и 68° в. д. максимальная скорость восточного течения превышала 120 см/с. Характерна также повышенная соленость вод этого течения [166].

Однако исследования не ограничились только открытием противотечений непосредственно вдоль экватора. Как известно, в Индийском океане еще в прошлом веке в районе между 2 и 10° ю. ш. к югу от экватора было обнаружено поверхностное противотечение, считавшееся полным аналогом Межпассатного противотечения, наблюдавшегося в Тихом и Атлантическом океанах к северу от экватора.

В 1957—1958 гг. во время 26-го рейса «Витязя» В. А. Бурковым и И. М. Овчинниковым [7] при исследовании зональных течений на 172° в. д. и 174° з. д. с помощью инструментальных измерений была обнаружена Южная ветвь экваториального противотечения в Тихом океане, между 3 и 8° ю. ш., что затем было подтверждено Д. Ридом [152] и В. Вустером [173].

При анализе материалов экспедиции «М. Ломоносова» и океанографических съемок «Эквалант» было выявлено существование Южной ветви экваториального противотечения в подповерхностном слое Атлантического океана [76]. Последующими работами автора [78, 85] наряду с другими работами существование Южной ветви экваториального противотечения было подтверждено как в поле геострофической скорости, так и путем инструментальных измерений. Эта ветвь располагается к югу от 3° ю. ш. и переносит свои воды на восток со скоростью 40 — 60 см/с.

Таким образом, уже к 1965 г. в тропической зоне Атлантического и Тихого океанов были известны три, а в Индийском океане — две ветви экваториальных противотечений, несущих свои воды на восток.

В последующие годы океанографические исследования экваториальной области океана и течения Ломоносова продолжались различными странами по национальным программам. Особенно значительными из них были:

— исследования СССР в Атлантическом океане на судах «М. Ломоносов», «Академик Вернадский» и «Академик Курчатов»;

— систематические работы Франции в Тихом океане (на 170° в. д.) из центра ORSTOM¹ в Нумеа (Новая Каледония) на судне «Coriolis» по программе «Voга» и «Cyclon», а также в Атлантическом океане на НИС «Jean Charcot»;

— исследования США в экваториальной области Атлантического океана на судне «Crawford» и других судах, а также исследования в Тихом океане по проекту «Eastropac».

¹ ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Ourte-Mer) — Департамент научных и технических исследований моря.

ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ

1. Барическое поле над океаном и ветры в тропической зоне Атлантического океана

В распределении атмосферного давления земного шара весьма четко проступает зональное чередование областей повышенного и пониженного давления, симметричных или почти симметричных относительно экватора, причем области максимального давления размещаются в субтропической зоне, приблизительно по параллелям $30—35^\circ$ и в районе полюсов, а области минимального давления — вдоль параллелей $60—65^\circ$ обоих полушарий и вдоль экваториальной зоны.

В субтропических зонах повышенного давления над океанами выделяются отдельные барические центры высокого давления. В северной субтропической зоне над Атлантикой располагается североатлантический, или азорский, антициклон, а в Тихом океане — северотихоокеанский, или гавайский (гонолульский), антициклон. В субтропической зоне южного полушария расположены южноатлантический антициклон (или антициклон о. Св. Елены), южноиндийский и южнотихоокеанский антициклоны. Кроме того, к северо-западу от Новой Зеландии, особенно зимой, также наблюдается самостоятельная область повышенного давления, новозеландский антициклон, преобразующийся летом в гребень южнотихоокеанского антициклона (рис. 1).

Наибольшего развития океанические субтропические области высокого давления, как указывает Беккер [98], достигают в обоих полушариях летом северного полушария.

Экваториальная депрессия прослеживается на картах атмосферного давления в течение всего года, располагаясь своей центральной частью несколько севернее экватора — около 4° с. ш. От сезона к сезону экваториальная депрессия претерпевает значительные смещения в северном или южном направлении.

Сезонную миграцию депрессии можно проследить путем сопоставления положения как оси экваториальной депрессии, так и изобары 1012 мб, хорошо описывающей эту депрессию (рис. 2).

Как правило, ось экваториальной депрессии занимает крайнее положение, когда температурный фон в том или другом полушарии достигает своего максимума. Крайнее северное положение наблюдается в июле—августе. Крайнее южное положение экваториаль-

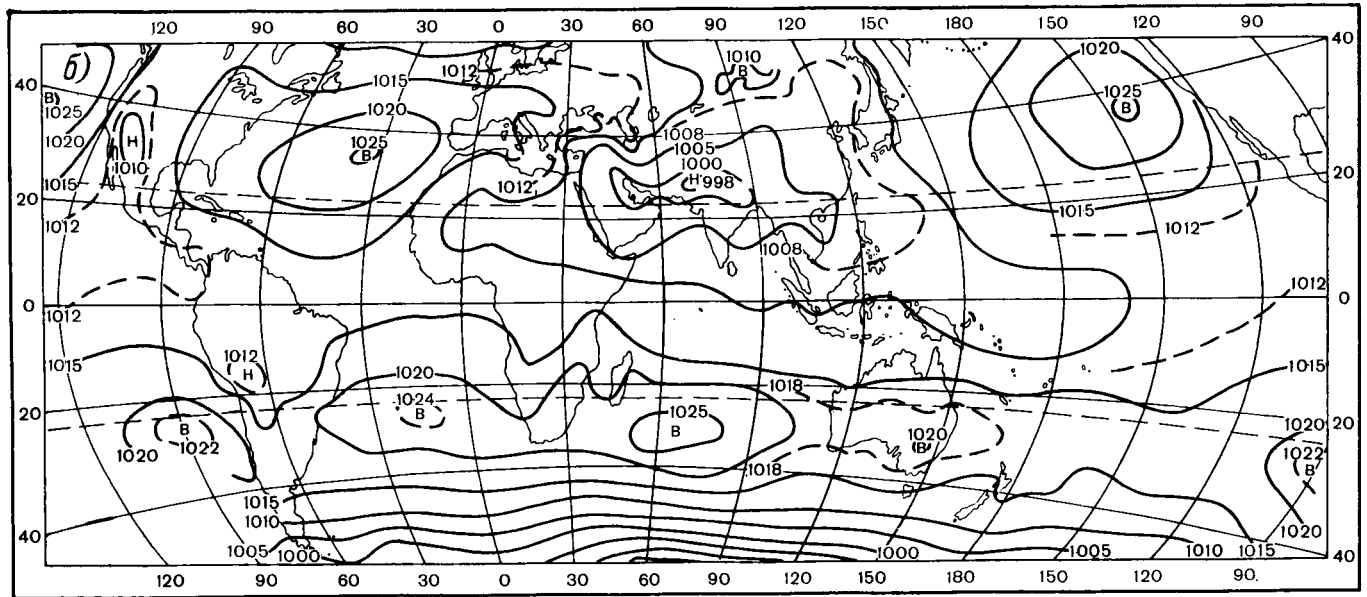
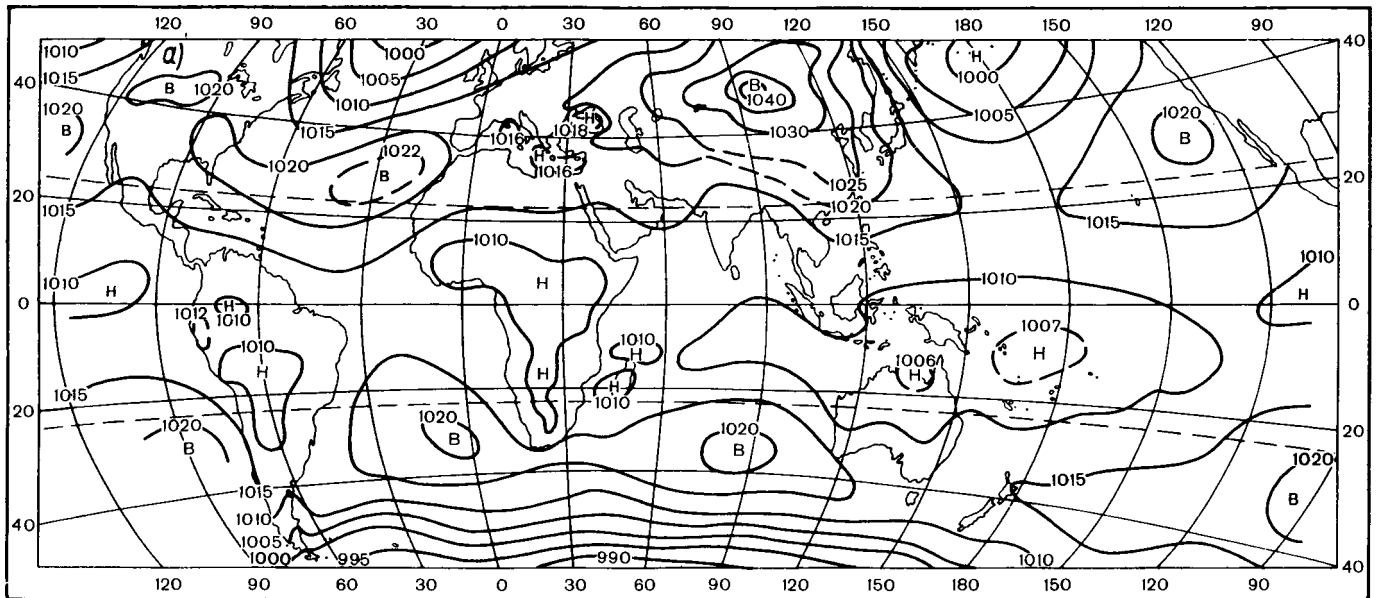
ная депрессия занимает в декабре—феврале, когда ось ее смещается к югу и оказывается большей своей частью в южном полушарии. Наибольшие колебания в положении экваториальной депрессии наблюдаются над материками, а также над Малайским архипелагом. Над Тихим и особенно Атлантическим океанами наблюдаются незначительные перемещения экваториальной области низкого давления. В то же время над Индийским океаном происходят значительные сезонные смещения оси депрессии, обусловленные распределением суши и океана и их тепловым состоянием. Сильный прогрев континента в летние месяцы приводит к тому, что к середине лета (июнь) депрессия смещается далеко на север и достигает 30° с. ш. К ноябрю, когда температура над материком становится значительно ниже, чем над океаном, депрессия совершает резкий скачок к югу и достигает 10° ю. ш.

Характер атмосферных процессов над центральной частью Атлантического океана, в том числе и над его тропической зоной, зависит в первую очередь от развития и взаимодействия уже упомянутых двух барических образований — североатлантического (или азорского) и южноатлантического максимумов давления, имеющих квазистационарный характер. Хотя оба максимума атмосферного давления и расположенная между ними экваториальная депрессия и изменяются по своей мощности и глубине и смещаются в пространстве в зависимости от сезона года, но существуют постоянно.

Южноатлантический максимум менее подвижен, его перемещения ограничиваются $5\text{—}10^\circ$ з. д. и $26\text{—}30^\circ$ ю. ш., но зато давление в его центральной части изменяется в довольно широких пределах — от 1013 мб зимой до 1024 мб летом северного полушария. В то же время азорский максимум, в центре которого почти постоянно сохраняется высокое давление (более 1025 мб), совершает значительные миграции — от 5° з. д. (зимой) до $35\text{—}38^\circ$ з. д. (летом), одновременно смещаясь в меридиональном направлении на несколько градусов к северу или к югу от 30° с. ш.

В зависимости от соотношения величин давления в центрах максимумов и их пространственного положения, а также от глубины южноафриканского и южноамериканского минимумов изменяет свое положение и глубину и экваториальная депрессия. Она достигает минимума (1010 мб) зимой и максимума (1013—1014 мб) летом, одновременно смещаясь в поперечном направлении по Л. Н. Кооль в пределах 6° широты, а по Д. И. Стехновскому [67] — в пределах 12° . Если же рассматривать фактические пределы изменений положения депрессии от сезона к сезону и от года к году, то они выходят далеко за крайние границы средних месячных.

Внешне атмосферная циркуляция проявляется в первую очередь в виде системы пассатных ветров, действующих в пределах южной периферии североатлантического антициклона и северной периферии южноатлантического антициклона и, таким образом, охватывающих всю тропическую область Атлантического океана.



1. Распределение среднего многолетнего атмосферного давления в феврале (а) и в августе (б) (по Д. И. Стехновскому [67]).

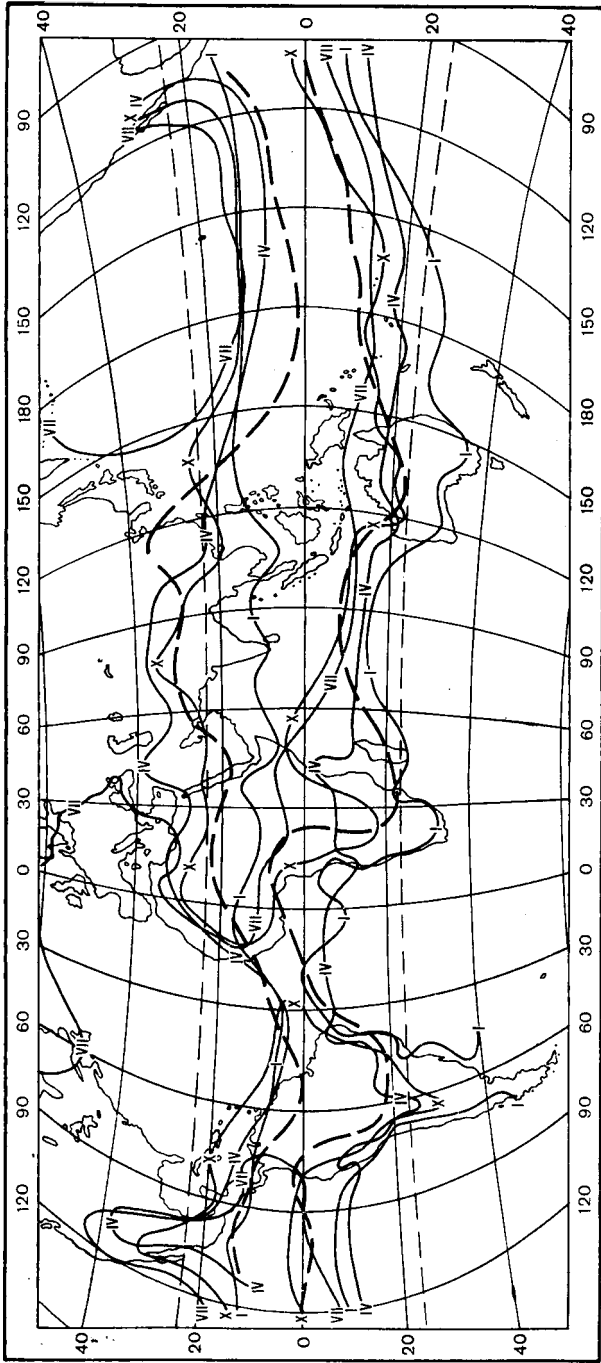


Рис. 2. Крайние южное и северное положения оси экваториальной депрессии и положение изобары 1012 мб в январе—апреле, июле и октябре (по Д. И. Стехновскому [67]).

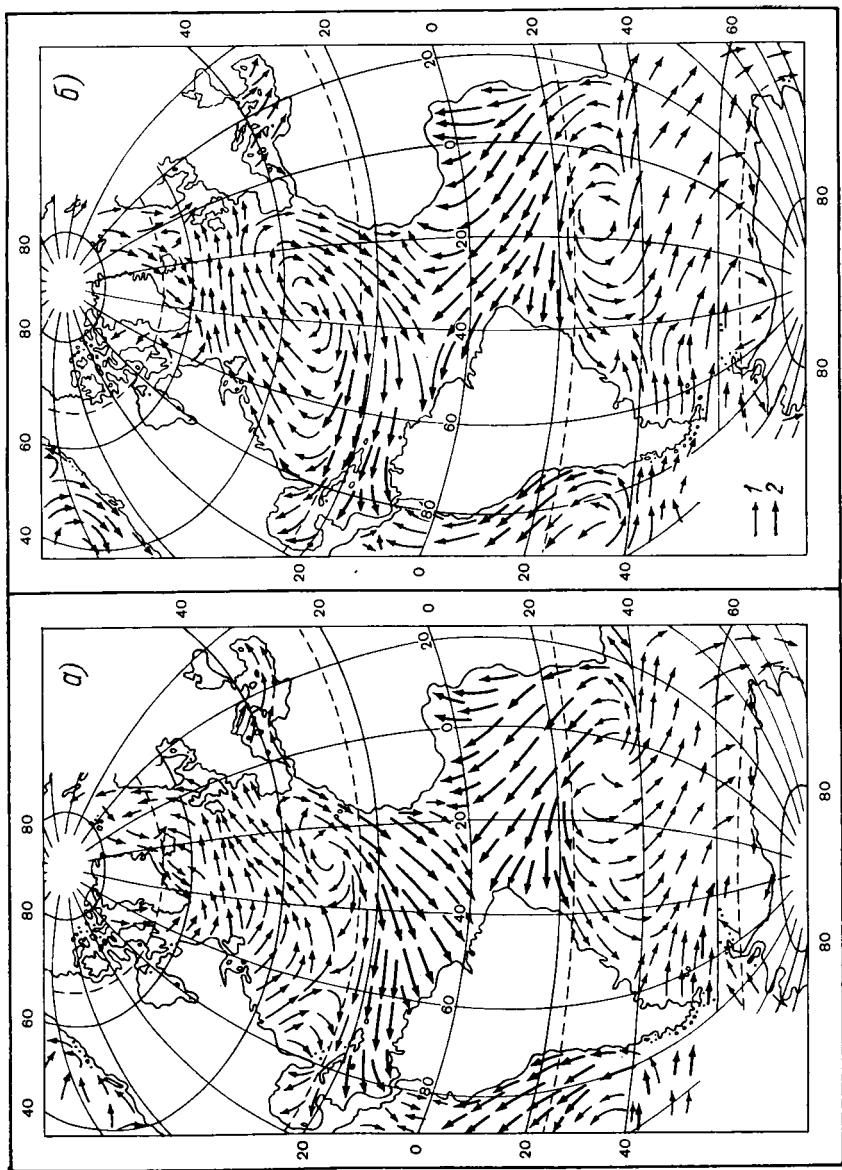


Рис. 3. Преобладающие направления ветра в Атлантическом океане в феврале (а) и в августе (б) [43].

1 — повторяемость направления 25—60%, 2 — >60%.

Сезонные изменения поля давления вызывают сравнительно небольшие изменения ветрового режима в северных и южных районах тропической зоны, отражаясь главным образом на скорости пасатных ветров. В то же время изменение градиентов давления и перемещение экваториальной депрессии, т. е. зоны экваториальной ветровой конвергенции, приводит к значительной перестройке поля ветра во всей экваториальной области.

Зимой северного полушария, когда экваториальная депрессия занимает предельное южное положение, наибольшее развитие получает северо-восточный пассат, достигающий экватора в центральной части тропической зоны, а на крайнем юго-западе даже переходящий через него.

Летом при смещении экваториальной депрессии в крайнее северное положение северо-восточный пассат постепенно ослабевает, а юго-восточный, наоборот, усиливается, затем переходит линию экватора на всем ее протяжении и достигает $8-10^{\circ}$ с. ш. на западе и $16-17^{\circ}$ с. ш. на востоке. В Гвинейском заливе и вдоль западного побережья Африки юго-восточный пассат меняет направление на южное и еще более усиливается за счет почти постоянного муссона, развивающегося благодаря увеличению температурных градиентов между интенсивно прогреваемой поверхностью Африканского континента и поверхностью океана со сравнительно мало изменяющейся температурой (рис. 3).

2. Система циркуляции вод в поверхностном слое тропической зоны Атлантического океана

Под воздействием приведенной выше квазистационарной системы атмосферной циркуляции, а также плотностных сил в поверхностном слое Атлантического океана образуется устойчивая система циркуляции вод. Основные макроэлементы этой системы, так же как и в атмосфере, — это два гигантских антициклональных круговорота, занимающих почти все пространство Атлантического океана. Северный антициклональный круговорот простирается с юга на север от 5 до 50° с. ш. и с востока на запад от 8 до 80° з. д., достигая ширины примерно $6,5$ тыс. км. Почти такие же размеры имеет и антициклональный круговорот южного полушария.

Скорости перемещения вод в центральных районах этих круговоротов весьма малы, и траектории их движения в основном направлены к центру, где происходит опускание вод. К периферии скорости возрастают, и перенос вод принимает характер сформировавшихся течений. Поэтому все поверхностные течения в Атлантическом океане представляют собой по сути отдельные звенья периферийных (или окраинных) течений этих антициклональных круговоротов.

Одновременно следует отметить эксцентричность северного и южного атлантического антициклональных круговоротов и интен-

сификацию течений в экваториальной области и особенно на их западной периферии. Это увеличение скорости течений у западных побережий океана, или β -эффект, объясняется увеличением параметра Кориолиса с широтой [68].

Обратимся непосредственно к схеме циркуляции вод в поверхностном слое Атлантического океана (рис. 4).

Канарское течение берет свое начало от Португальского течения на широте Пиренейского полуострова, состоит из вод северной периферии североатлантического круговорота и особенно хорошо развивается зимой при усилении северо-восточного пассата. Воды Канарского течения движутся на юг вдоль северо-западного и западного побережья Африки и пополняются здесь глубинными водами из области прибрежного апвеллинга (подъема, всплывания вод), образующегося вдоль левого края течения. На подходе к о-вам Зеленого Мыса большая часть вод Канарского течения увлекается северо-восточным пассатом на юго-запад и запад, а часть продолжает двигаться на юг вдоль побережья Африки и, поворачивая в Гвинейский залив, образует Гвинейское течение. Скорость Канарского течения на поверхности на всем его протяжении — около 1,0—1,5 морской мили в час (м. м/ч).

Обладая низкой температурой уже в самом начале своего образования, воды Канарского течения при движении на юг на большом протяжении сохраняют низкую температуру за счет перемешивания с холодными водами из области апвеллинга. В результате этого температура в районе м. Капо-Блан в феврале оказывается на 9° ниже, чем на той же широте у Багамских о-вов, а годовая широтная аномалия в этом районе достигает почти -6° .

Температура вод Канарского течения колеблется от $13-14^\circ$ зимой в крайних северных районах до $23-26^\circ$ летом в крайних южных районах, а соленость изменяется от сезона к сезону от 35,5 до 36,5‰ соответственно.

По приблизительным подсчетам Г. Вюста [178], расход Канарского течения равен 15×10^6 м³/с.

Северное Пассатное течение образуется за счет вод, поступающих из северо-восточной периферии североатлантического антициклона, а также вод Канарского течения. Оно начинается к западу от о-вов Зеленого Мыса и идет сначала прямо на запад, а затем при подходе к Малым и Большим Антильским островам постепенно поворачивает на северо-запад и огибает острова с севера, переходя в Антильское течение. Зимой часть вод Северного Пассатного течения заходит через проливы Антильской гряды в Карибское море, летом же при усилении Южного Пассатного течения воды Северного Пассатного течения отесняются к северу и в Карибское море, по-видимому, не заходят. Скорость течения на всем его пространстве колеблется в пределах 1,0—1,5 м. м/ч и лишь при подходе к Багамским островам возрастает до 2 м. м/ч. Температура Северного Пассатного течения колеблется от 16° зимой до 28° летом, а соленость от 35,5 до 36,5‰.

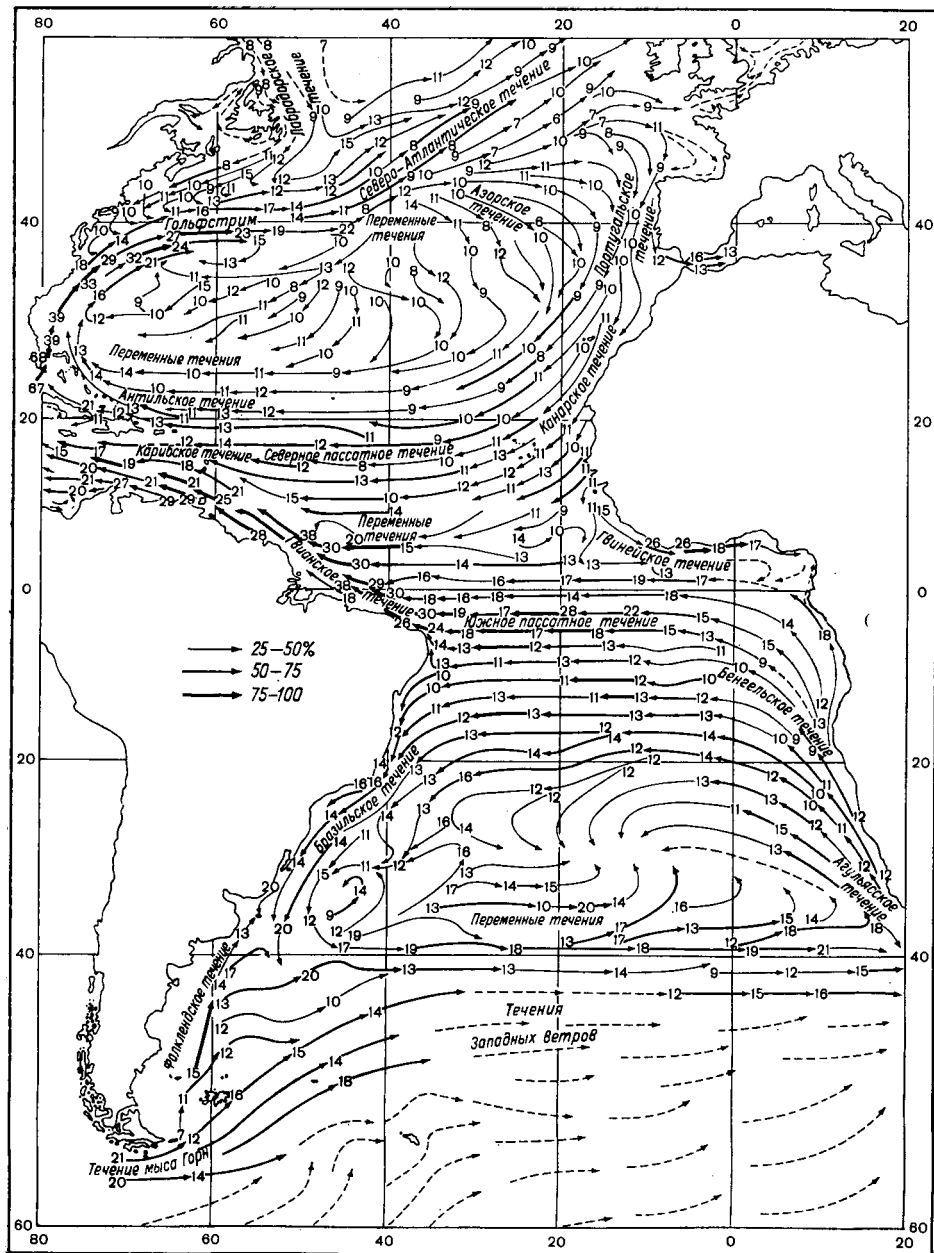


Рис. 4. Схема циркуляции вод в поверхностном слое Атлантического океана зимой [150].

Стрелки — устойчивость направления течения (%).

С запада и севера, далеко за пределами тропической зоны, североатлантический антициклональный круговорот замыкается Гольфстримом и его продолжением — Северо-Атлантическим и Азорским течениями.

Характер циркуляции вод в южной части тропической зоны Атлантического океана является почти зеркальным отображением северной. Почти так же, как и на севере, воды юго-восточной периферии южноатлантического антициклона и идущие с юга субантарктические поверхностные воды, продвигаясь вдоль юго-западного побережья Африки на север, образуют Бенгельское течение. Точно так же, как и на севере в районе Канарского течения, Бенгельское течение пополняется глубинными холодными водами апвеллинга, но здесь (в южном полушарии) уже с правого края.

Температура глубинной воды, поступающей из области апвеллинга на 23° ю. ш., иногда достигает 11° , однако по мере продвижения на север к экватору происходят перемешивание глубинных вод с водами основного течения и прогрев, и уже на 10° ю. ш. летом температура повышается до 25° .

Зимой около $25-20^{\circ}$ ю. ш. часть вод Бенгельского течения поворачивает от африканского побережья на запад, замыкая юго-восточный локальный антициклональный круговорот, часть поворачивает на восток, образуя между 5 и 15° ю. ш. циклонический круговорот, остальные воды продолжают свое движение на север, а затем северо-запад и входят в Южное Пассатное течение. Летом, когда усиливается юго-восточный пассат, почти вся масса вод Бенгельского течения направляется на север и северо-запад, переходя почти целиком в Южное Пассатное течение. Скорости Бенгельского течения $1-2$ м. м/ч и только при переходе в Южное Пассатное течение на $10-8^{\circ}$ ю. ш. достигают 3 м. м/ч. По подсчетам В. Вустера и Д. Рида [174], Бенгельское течение переносит на север $15-16 \times 10^6$ м³/с воды.

В районе 5° ю. ш., при повороте на северо-восток, Бенгельское течение переходит в Южное Пассатное течение, которое несет воды в широтном направлении до $25-30^{\circ}$ з. д., где на подходе к Южной Америке начинается его разделение на Бразильское и Гвианское. Воды северной периферии течения, следуя на западном направлении со скоростью до 3 м. м/ч и более, дают начало Гвианскому течению, а воды южной периферии, круто повернув на юго-запад, образуют Бразильское течение со скоростью около 2 м. м/ч в одном и том же направлении вплоть до 40° ю. ш. Начиная с 10° ю. ш., часть вод Бразильского течения круто поворачивает на юг, снижает скорость переноса до $1-0,5$ м. м/ч и, обогнув с юга группу скал Тринидад и Мартин-Вас, образует южноатлантический круговорот. Температура вод Южного Пассатного течения на поверхности летом (северного полушария) изменяется от $22-23^{\circ}$ на юго-востоке до $26-27^{\circ}$ на западе, а зимой колеблется на всем пространстве в пределах $27-29^{\circ}$. Соленость изменяется в пределах $35-36\%$, за исключением района Гвинейского залива,

где оказывает свое опресняющее влияние сток многочисленных африканских рек.

Южная периферия южноатлантического круговорота замыкается Течением Западных Ветров, идущим почти по параллели, от м. Горн через о-ва Тристан-да-Кунья, на м. Доброй Надежды.

Полным диссонансом в этой согласованной схеме поверхностных течений, идущих в тропической области на запад, выглядит открытое в прошлом веке Межпассатное (экваториальное) противотечение, несущее свои воды на восток и служащее своеобразным разделом между Северным и Южным Пассатными течениями. В зимне-весенний период оно имеет весьма слабое развитие и редко обнаруживается к западу от 20° з. д. Летом и осенью (с мая по январь) оно достигает максимального развития и хорошо заметно в пределах $3-4$ и $10-11^{\circ}$ с. ш. на огромном протяжении — от $50-53^{\circ}$ з. д. до побережья Африки.

Нельзя не упомянуть еще о двух, хотя и сравнительно небольших, но весьма важных элементах циркуляционной системы тропической зоны Атлантического океана — о циклонических круговоротах, расположенных в восточной части океана к северу и к югу от экватора.

Северный циклонический круговорот получает возможности для своего развития летом северного полушария при активизации Межпассатного противотечения на его границе с Северным Пассатным течением между $6-7$ и $15-16^{\circ}$ с. ш. и $18-28^{\circ}$ з. д.

Южный циклонический круговорот, расположенный между южной ветвью экваториального противотечения на севере и юго-западным ответвлением Бенгельского течения, активизируется в поверхностных слоях летом южного полушария между $5-6^{\circ}$ и $16-18^{\circ}$ с. ш. и между 0 и 10° в. д.

Эти циклонические круговороты из-за отсутствия детальных исследований длительное время объединялись с районами прибрежного апвеллинга, так как они способствуют подъему в поверхностные слои холодных и богатых биогенными веществами вод из промежуточных слоев. Но в результате исследований последних лет [137, 4, 42] окончательно выяснилось, что это самостоятельные элементы циркуляционной системы тропической Атлантики.

В западной части Северного антициклонального круговорота, между м. Хаттерас и Бермудскими островами, как показали исследования, проведенные в 1969—1972 гг. на НИС «Академик Курчатов» [50, 13, 29], берет начало Антило-Гвианское противотечение, вклинивающееся в юго-восточном направлении между Антильским и Северным Пассатным течениями. Это течение прослеживается от поверхности и до глубины 1000 м, имеет скорость до $30-50$ см/с и по наблюдениям 1969 г. простиралось на юго-восток почти до 30° з. д., где, по мнению авторов, оно дает начало экваториальному подповерхностному противотечению — течению Ломоносова.

В пределах тропической зоны Атлантического океана важную роль играют пассатные течения. По представлениям, существовав-

шим до открытия подповерхностных экваториальных противотечений, считалось, что западным пассатным переносом охвачен поверхностный слой всей тропической зоны, за исключением небольшой области, в пределах распространения Межпассатного (экваториального) противотечения.

Действительно, «Routing charts Northand South Atlantic» (London, 1963), а также «Quarterly surface current charts of the Atlantic ocean» (1967), составленные на основании огромного фактического материала наблюдений над сносом судов, показывают, что западным переносом охвачен поверхностный слой почти всей тропической зоны, по крайней мере, от 25° с. ш. до 15° ю. ш. Однако исследования последних лет позволяют говорить о более сложной структуре и характере циркуляции вод в верхнем слое океана. Оказывается, что сплошным западным переносом охвачен лишь тонкий поверхностный слой перемешанных вод до 50—60 м, а местами всего лишь до 15—20 м. Под этим тонким слоем ветрового течения обнаруживается другая, динамически активная область, состоящая из зональных потоков западного и восточного направлений. Зональные потоки восточного направления — это ветви подповерхностного экваториального противотечения, а потоки западного направления, казалось бы, должны представлять собой естественное продолжение пассатных течений в глубину. При наибольшем развитии пассатного течения, когда на поверхности океана господствует исключительно западный перенос, эти ветви по структуре течения представляют единое целое с поверхностным слоем. Летом, когда пассатные ветры ослабевают, структура течения несколько видоизменяется, в поверхностном слое скорость пассатного течения уменьшается, а подповерхностные ветви течений западного и восточного направлений продолжают свое существование как установившееся течение.

Из сказанного можно сделать вывод, что поле масс, приспособившееся к полю движения (или полю скорости) при наибольшем развитии пассатного переноса, благодаря огромной потенциальной энергии планетарных вихрей сохраняет количество движения на все лето в подповерхностном слое ниже пикноклина, в то время как в поверхностном слое выше пикноклина под непосредственным влиянием атмосферных процессов, характерных для лета, происходят значительные изменения.

Как показали исследования Л. М. Кривелевича [31], О. А. Гущина и Л. М. Кривелевича [12], скорости дрейфового течения с глубиной убывают чрезвычайно быстро. Ветровой дрейф практически затухает на глубине 100 м, а на глубине 20 м скорость дрейфового течения составляет всего 50% поверхностной скорости. Поэтому, если принять за основу выводы, полученные Кривелевичем, подповерхностные зональные потоки западного направления по их происхождению ни зимой, ни летом нельзя считать естественным продолжением на глубину пассатных течений, тем более что существующий круглогодично пикноклин создает труднопреодолимое препятствие для передачи количества движения на

глубину и практически отсекает поверхностный слой пассатных вод от нижележащего слоя.

Роль, которую играют пассатные течения в общем круговороте вод тропосферы океана и балансе зональных течений, была показана ранее Н. К. Ханайченко [79, 80]. В этих же работах были показаны причины существования экваториальных противотечений как компенсаторов, восполняющих дефицит вод, вызываемый сгоном вод пассатными течениями в восточных районах океана.

Если взять величину суммарного переноса вод на запад между 15° ю. ш. и 25° с. ш. ($\sum Q_{\text{зап}} = (145 \div 150) 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), то окажется, что несмотря на поступление вод из Канарского течения с северо-востока ($Q_{\text{К}} = 15 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) и из Бенгельского течения с юго-востока ($Q_{\text{Б}} = 15 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), а также учесть принос вод с востока во всем слое до глубины 500 м ($\sum Q_{\text{глуб}} = (50 \div 60) 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) при условии, что вертикальный обмен через нижнюю границу слоя равен нулю (т. е. $+Q_{\text{верт}} = -Q_{\text{верт}}$), то и в этом случае в восточной части океана благодаря сгону вод пассатами образуется большой дефицит:

$$\sum Q_{\text{зап}} > \sum (Q_{\text{К}} + Q_{\text{Б}}) + \sum Q_{\text{глуб}},$$

тогда

$$D = \sum Q_{\text{зап}} - \sum (Q_{\text{К}} + Q_{\text{Б}}) - \sum Q_{\text{глуб}},$$

что в количественном выражении дает огромную величину

$$D = (145 + 155) - 30 - (50 + 60) = (55 + 75) 10^6 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Эта величина должна быть компенсирована водами экваториальных противотечений.

По наблюдениям 24-го рейса «М. Ломоносова» на разрезе по $24^\circ 30'$ з. д. [23] общий перенос вод в западном направлении ($\sum Q_{\text{зап}}$) был равен $137,8 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, а перенос вод на восток экваториальными противотечениями (D) — $54,8 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

3. Антициклональные круговороты как природные испарительные системы непрерывного действия и области формирования вод высокой солености

Тропическая зона Мирового океана и, в частности, тропическая зона Атлантики получает огромное количество солнечного тепла — $160 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в год. Часть этого тепла отражается поверхностью океана в виде альбедо, а часть в виде эффективного излучения отдается атмосфере. И все же величина положительной части радиационного баланса для поверхности океана в целом по тропической зоне превышает $100 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в год, а местами, особенно у северо-восточной оконечности Южной Америки, достигает $120 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в год и более (М. И. Будыко, 1963, Морской Атлас, т. II, 1953).

Почти полное отсутствие облачности ($< 10\%$) в течение всего года на юго-западной периферии североатлантического и северной

и северо-западной периферии южноатлантического антициклонов создает исключительно благоприятные условия для интенсивного испарения воды с поверхности океана, которое еще более увеличивается благодаря наличию устойчивых по направлению и почти постоянных по скорости в течение года пассатных ветров, несущих с Африканского континента сухой воздух. В результате величина испарения к югу от 5° ю. ш. превышает 1000 мм в год, а к северу от 10° с. ш. достигает 1500 мм в год и более, в то время как в пределах экваториальной области она менее 1000 мм.

Испарившаяся влага сразу же уносится ветрами к экватору, где в области экваториальной депрессии происходит конвергенция северного и южного пассатов и где за счет приносимого ими большого количества влаги образуется мощный облачный покров. Поэтому в то время как на южной периферии североатлантического и на северной периферии южноатлантического антициклонов, т. е. в районах между 30 и 15° с. ш., а также 8 и 25° ю. ш., наблюдается минимум облачности и выпадает наименьшее количество осадков, не более 200—400 мм в год, в области экваториальной депрессии в результате накопления влаги происходит интенсивное образование облачного покрова и количество осадков дает максимум, превышающий 2000 мм в год¹.

В результате такого зонального распределения величины испарения и количества выпадающих осадков оказывается, что в пределах экваториальной области происходит опреснение поверхностного слоя вод, а на южной периферии североатлантического и северной периферии южноатлантического антициклонов вследствие малого количества осадков и интенсивного испарения, наоборот, — осолонение поверхностных вод океана. Кроме осадков, понижение солености вод на поверхности тропической зоны океана может быть вызвано речным пресноводным стоком. Его влияние может сказаться не только в прибрежных районах вблизи устьев крупных рек; ветры могут способствовать распространению опреснения и в районы открытого океана, но здесь оно ограничено тонким поверхностным слоем.

Итак, соленость вод в центральных областях океана зависит почти исключительно от испарения и осадков. Такого рода зависимость была наглядно продемонстрирована Г. Вюстом [175], который нашел формулы связи для северной и южной половины Мирового океана. Для северной половины Мирового океана между 70° с. ш. и 10° с. ш. формула имеет вид

$$S = 34,47 + 0,0150 (E - P) \pm 0,11\text{‰},$$

а для южной половины между 10° с. ш. и 60° ю. ш.

$$S = 34,92 + 0,0137 (E - P) \pm 0,09\text{‰},$$

где E — годовая величина испарения, см; P — годовое количество осадков, см.

¹ Количество осадков в экваториальной области Тихого океана превышает 3000 мм в год.

Кривая разности ($E-P$), построенная по пятиградусным широтным поясам, довольно близко совпадает с кривой изменения средней широтной солености.

Поступление вод периферийных поверхностных течений в антициклональные круговороты происходит непрерывно в течение круглого года, точно также непрерывно действуют процессы испарения и осолонения вод в их центральных частях, изменяется только интенсивность процессов в зависимости от смены сезонов года.

Анализируя карты (рис. 5) поверхностного распределения солености [46, 100], мы не найдем на них путей выноса высокосоленых вод из антициклональных круговоротов. Распространение высокой солености на поверхности ограничивается локальными замкнутыми областями в пределах центральных частей круговоротов. В зависимости от сезона года изменяются только размеры площади, занятые водами той или иной солености, и конфигурация ограничивающих их изохалин. Если совместить на зимней и летней картах изолинии солености 36,5 и 37,0‰ для поверхности, а также для горизонтов 50 и 100 м [46], то окажется, что они также локализованы и почти полностью совпадают друг с другом. На более глубоких горизонтах величина максимума значительно уменьшается, и подобного совпадения в распределении солености с поверхностными слоями не наблюдается.

Определение путей дальнейшего перемещения вод, трансформировавшихся в круговоротах, возможно только при анализе вертикального распределения солености на разрезах, секущих антициклональные круговороты. Для этого возьмем кривые меридионального распределения солености на поверхности океана ($S_{\text{‰}}$) и разности величин испарения и количества выпавших осадков ($E-P$), построенные Г. Вюстом [176]. Под ними (рис. 6) показано вертикальное распределение солености на срединном меридиональном разрезе в Атлантическом океане, совмещенное с аналогичным разрезом плотности. Рисунок дает наглядное представление о причинах и механизме формирования высокосоленых вод, а также и о путях их дальнейшего перемещения. В центральных частях антициклональных круговоротов, где происходит замедленное перемещение приходящих извне вод периферийных течений, создаются благоприятные условия для их трансформации и формирования из них нового типа вод. Как видно на верхней части рисунка, в результате усиленного испарения и доминирующего преобладания его величины над количеством осадков, выпадающих в этих районах, воды на поверхности океана осолоняются и уплотняются. В результате происходит непрерывное опускание вод на горизонты от 50 до 120 м, а иногда и 150 м, что хорошо видно на разрезе в нижней части рис. 6 (по положению изохалин и изопики).

Плотность высокосоленых вод, вновь сформированных в антициклональных круговоротах, всегда значительно выше плотности натекающих на них со стороны экваториальной области пассатных течений, образующих поверхностный гомотермический и несколько опресненный слой, но ниже плотности более холодных вод

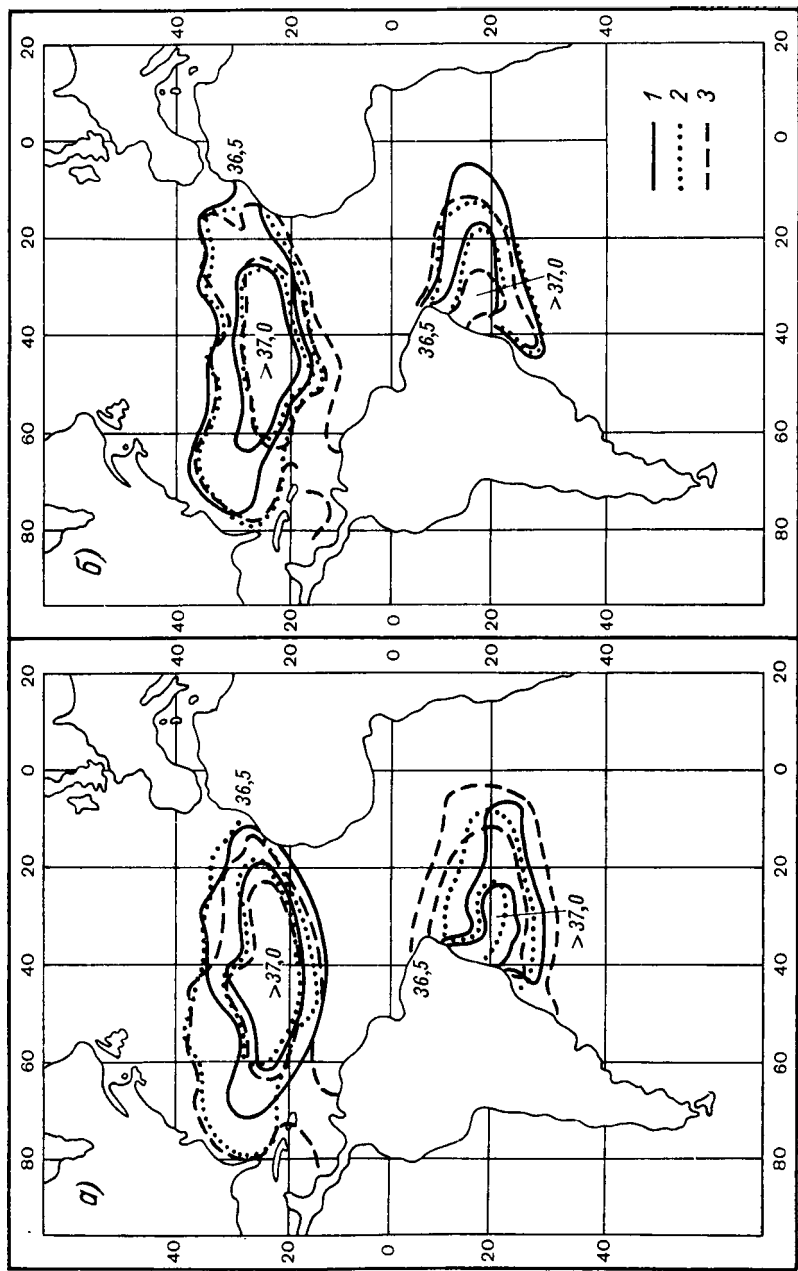


Рис. 5. Положение областей высокой солености в Атлантическом океане, по А. М. Муромцеву [46], летом (а) и зимой (б).

1 — на поверхности, 2 — на глубине 50 м, 3 — на глубине 100 м.

нижележащего слоя. Эти высокосолёные воды, уравновесившись в слое термоклина, под напором вновь и вновь поступающих сверху вод выходят из северной и южной областей антициклональных круговоротов в сторону экватора. Перемещение высокосолёных вод

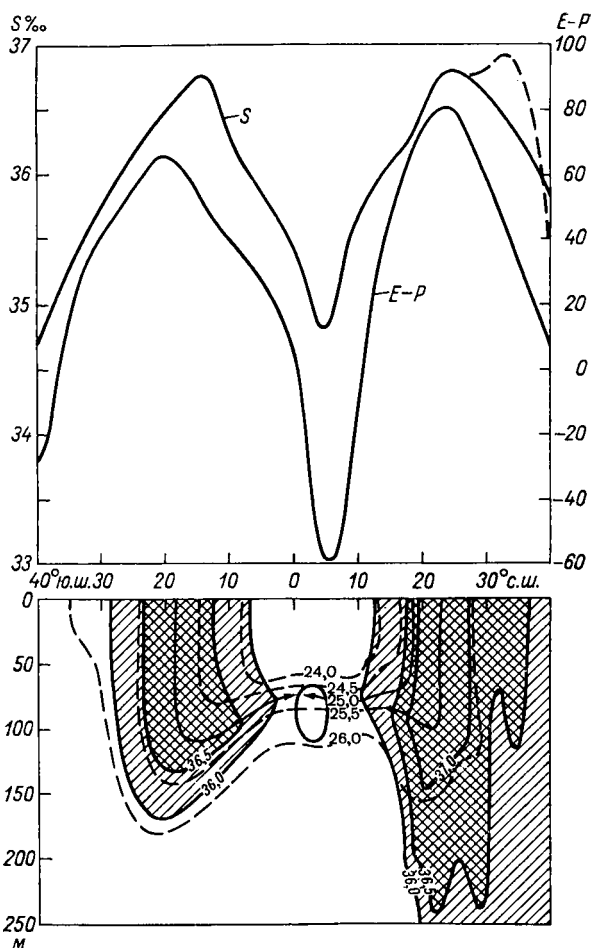


Рис. 6. Зональное распределение солености (S) и разности величин испарения и количества осадков ($E - P$) на поверхности Атлантического океана [176], а также солености и плотности в верхнем слое 250 м.

к экватору происходит вдоль изоповерхности той оптимальной плотности, которую они получили при своем формировании, что хорошо видно по языкам солености, вытянувшимся вдоль изопикн 24,5; 25,0 и 25,5, принявших по выходе из круговоротов горизонтальное положение.

Прикрытый сверху водами пассатных течений с плотностью (σ_t) менее 24,5 и особенно резко стратифицированный в экватори-

альной области, этот подповерхностный (или промежуточный) слой вод высокой солености оказывается изолированным от прямого воздействия процессов атмосферной циркуляции. Опускание вод с поверхности океана в результате их осолонения происходит не только в районах, ограниченных изохалинами 36,5 и 37,0‰, но и на гораздо большей площади, на периферии антициклональных круговоротов, в пределах распространения вод с соленостью, превышающей 36,0‰, хотя может быть и не столь интенсивно, как в центральных районах.

В этом случае невольно возникает вопрос — достаточна ли величина осолонения поверхностных вод в антициклональных круговоротах для того, чтобы увеличить их плотность, необходимую для возникновения соленостной конвекции, или необходимо дополнительное понижение температуры вод зимой, чтобы конвекция приняла температурный характер.

Удалось подобрать зимнюю и летнюю пары единичных станций, расположенных вблизи центральных частей антициклональных круговоротов (табл. 1). Данные этих наблюдений, приведенные в таблице, достаточно убедительно показывают, что процесс опускания вод происходит как в летний, так и в зимний сезоны, т. е. не только в период их прогрева и осолонения, но и в период охлаждения.

Это свидетельствует о том, что процесс конвективного перемешивания, как и процесс испарения, происходит практически непрерывно в течение года. Изменяется только интенсивность процесса.

В. И. Кукса [32] пытался решить такую задачу для центральной области северного антициклонального круговорота в Тихом океане и пришел к заключению, что повышение солености на поверхности океана, происходящее за счет значительного повышения испарения над количеством выпавших осадков, не может оказывать решающего влияния на формирование промежуточного слоя высокой солености. Он полагал, что усиленное испарение только создает условия для образования такого слоя, поскольку участвует в образовании поверхностных вод субтропической и тропической структуры. Кукса использовал для оценки вклада изменений температуры и солености в изменение плотности выражение

$$\epsilon = \sqrt{\left(\frac{\partial \rho}{\partial T}\right)^2 \delta_T^2 + \left(\frac{\partial \rho}{\partial S}\right)^2 \delta_S^2},$$

где ϵ — величина, характеризующая вклад изменений температуры (T) и солености (S) в изменение плотности, δ_T^2 , δ_S^2 — квадраты разности осредненных значений температуры и солености.

Кукса отмечает, что если для пятиградусного «квадрата» (20° с. ш. и 155° з. д.), выбранного для исследований, величина ϵ оказалась равной 1,52, то, например, в районе Гавайских островов эта величина не превышает 1,01, из чего никак нельзя видеть преобладающего значения температуры. Очевидно, в других районах эта величина может оказаться еще ниже.

Распределение температуры (t°), солености ($S_{\text{‰}}$) и условной плотности (σ_t) в центральных районах антициклональных круговоротов

Горизонт, м	t°	$S_{\text{‰}}$	σ_t	Горизонт, м	t°	$S_{\text{‰}}$	σ_t
----------------	-----------	----------------	------------	----------------	-----------	----------------	------------

Южный антициклональный круговорот

Зима южного полушария,
 $\varphi = 15^\circ$ ю. ш., $\lambda = 26^\circ$ з. д.

0	23,38	36,97	25,33
6	23,38	36,96	25,33
16	23,40	36,96	25,33
21	23,35	36,96	25,34
27	23,33	36,96	25,34
55	23,30	36,95	25,35
76	23,25	36,96	25,36
150	20,32	36,32	25,70

Лето южного полушария,
 $\varphi = 15^\circ$ ю. ш., $\lambda = 24^\circ 6'$ з. д.

0	25,91	36,73	24,39
11	25,92	36,74	24,39
21	25,92	36,74	24,39
32	25,94	36,74	24,39
54	25,94	36,74	24,39
81	24,20	36,82	25,01

Северный антициклональный круговорот

$\varphi = 22^\circ$ с. ш., $\lambda = 37^\circ$ з. д.
Зима северного полушария,

0	23,80	37,41	25,54
10	23,74	37,41	25,62
19	23,72	37,73	25,59
29	23,74	37,45	25,60
41	23,75	37,43	25,58
63	23,80	37,41	25,54
86	22,23	37,21	25,86

Лето северного полушария,
 $\varphi = 18^\circ$ с. ш., $\lambda = 29^\circ$ з. д.

0	24,65	36,56	24,64
23	24,60	36,55	24,65
36	24,59	36,55	24,66
45	24,56	36,54	24,66
54	24,48	36,52	24,67
68	23,37	36,57	24,86

Используя несколько видоизмененный метод Н. Н. Зубова (1945) для расчета глубины плотностной конвекции, Кукса рассчитал глубину проникновения поверхностной конвекции как за счет увеличения солености поверхностных вод при средней температуре, так и за счет понижения поверхностной температуры при средней солености. Оказалось, что результаты расчетов весьма близки между собой. Глубина проникновения конвекции, вычисленная по солености и по температуре, различается на небольшую величину.

Рассмотрим другую сторону вопроса. Распределение солености вод в североатлантическом антициклональном круговороте как по атласу Г. Бенеке [100], так и по атласу А. М. Муромцева [47], характеризуется существованием замкнутой локализованной области высокой солености ($>37,0\text{‰}$). Расположенная между 20 и 60° з. д. и 20 и 30° с. ш., эта область простирается от поверхности до глубины 150 — 200 м, почти повторяя свои контуры от горизонта к горизонту. К югу от экватора, у побережья Южной Америки, между 10 и 25° ю. ш., располагается почти локализованная область высо-

кой солености южноатлантического антициклонального круговорота. Она занимает значительно меньшую площадь, несколько ближе к экватору, но однородная высокая соленость распространяется в ней также до 100—120 м.

Постоянное существование областей высокой солености возможно только при условии постоянного нагона вод. Этот нагон осуществляется в поверхностных слоях океана течениями. Поскольку в данном случае первичной причиной служит постоянная система ветров, а система поверхностных течений — производная от ветра, то в центральных областях круговоротов должно наблюдаться также и повышение уровня океана.

А Дефант [110], используя все имеющиеся материалы океанографических наблюдений, провел большую работу по вычислению абсолютной топографии физического уровня поверхности Атлантического океана. Полученный им характер рельефа указывает на значительное поднятие уровня океана в районе южноатлантического антициклонального круговорота, по расположению совпадающее с южной областью высокой солености и равное 30 дин·см.

Для области североатлантического антициклонального круговорота Дефант получил довольно спокойный характер рельефа поверхности океана; здесь изогипсы направлены в общем на юг, и разность уровня между 25° с. ш. и районом экватора не превышает нескольких сантиметров. Значительное поднятие уровня океана (50 дин·см) на его схеме наблюдается в виде узкого и удлиненного холма только на правом крае Гольфстрима, в районе между Бермудскими островами и п-овом Новая Шотландия.

Таким образом, по Дефанту, область высокой солености южного антициклонального круговорота находит полное подтверждение своему образованию в характере рельефа физической поверхности океана, но характер рельефа уровня океана и положение изогипс к северу от экватора не оставляют возможности для образования обширной локализованной области высокой солености.

Обратимся к результатам работ, выполненных расчетными методами.

В. Ганзен [117] рассчитал линии тока и форму свободной поверхности центральной части Атлантического океана между 40° с. ш. и 30° ю. ш. методом сеток, учтя при этом форму бассейна и вертикальную составляющую скорости, а также касательное напряжение сдвига наблюдаемого поля ветра. Хотя в количественном отношении результаты расчетов Ганзена довольно далеки от реальных, полученная им принципиальная схема близка к существующим схемам поверхностных течений, составленных по навигационным данным. На схеме линий тока хорошо выражен пассатный перенос в северном и южном полушарии, а также Межпассатное противотечение между ними. Одновременно на топографической схеме поверхности океана обозначились подъемы уровня в северном и южном антициклональных круговоротах.

Еще более интересные результаты дает метод, предложенный А. С. Саркисяном [61]. Анализ уровенной поверхности северной

половины Атлантического океана, полученный Саркисяном и др. [62] расчетным путем по заданному (реальному) полю плотности и атмосферного давления, а также с учетом рельефа дна, показывает, что максимальное поднятие поверхности океана наблюдается в центре Саргассова моря или несколько ближе к его северной периферии и достигает в июле 125, а в январе 100 см. При этом разность уровней между центральной частью северного антициклонального круговорота и зоной экватора равна 100—125 см (рис. 7).

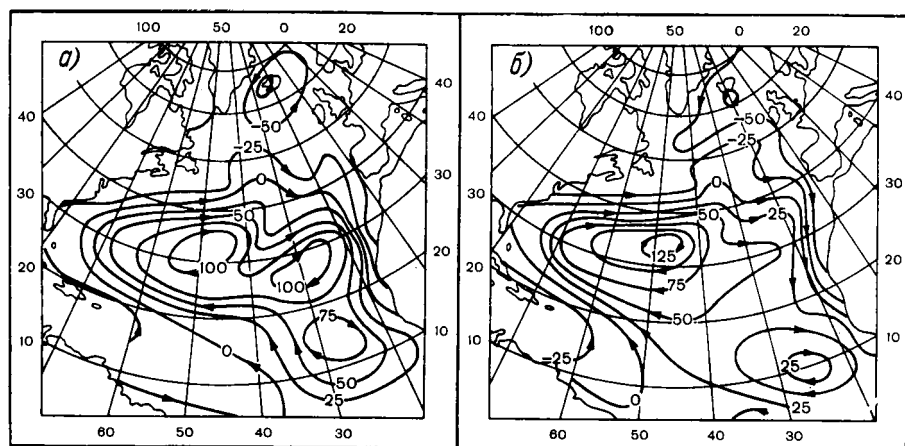


Рис. 7. Топография уровней поверхности северной части Атлантического океана, по А. С. Саркисяну [62], в январе (а) и в июле (б).

Для проверки величин разности уровней, полученной по схеме Саркисяна, мы можем воспользоваться полуэмпирической формулой, предложенной Н. Н. Зубовым (1947), где учитывается динамическое (в отличие от статического) изменение уровня моря в результате суммарного воздействия установившегося ветра и течения, а также силы Кориолиса

$$\Delta h = -10 \Delta p,$$

где Δh в см, а Δp — в мб.

По картам среднего многолетнего давления [67], величина давления в центре азорского антициклона в июле 1025 мб, а давление в области депрессии, располагающейся в это время в районе экватора, 1012 мб. Таким образом, разность давления между центром антициклона и экватором равна 13 мб.

Полагая, что пассатный перенос в атмосфере и океане — процесс установившийся, по приведенной формуле получим, что повышение уровня океана в центре антициклона над уровнем в районе экватора 130 см. Эта величина полностью совпадает с расчетными данными Саркисяна для июля и резко отличается от величины, полученной Дефантом [110].

Следует отметить, что характер уровня поверхности, полученный Саркисяном, более соответствует условиям, необходимым для формирования реально существующей локализованной области высокой солености в северном круговороте.

Таким образом, в области антициклональных круговоротов воды проходят своеобразную переработку на поверхности океана и приобретают новые характеристики, или свойства.

Практически в антициклональных круговоротах происходит формирование новой водной массы, отличающейся от водных масс пассатных течений в первую очередь высокой соленостью. Новая характеристика, или признак вод, является основной, так как высокая соленость служит отличительным индикатором и изменяет физическое состояние вод, в частности плотность. Одновременно воды антициклональных областей обладают и другими, вторичными характеристиками, — повышенным содержанием кислорода и минимальным, доходящим до нуля, содержанием фосфатов.

Насыщение поверхностных вод кислородом происходит на периферии антициклонов, где в результате интенсивного ветрового волнения непрерывно происходит аэрация вод. Насыщенные кислородом воды, входя в центральные области антициклональных круговоротов, не расходуют этот кислород на окислительно-восстановительные процессы, так как содержание органического вещества в них крайне низкое. Прежде чем попасть в центральные области антициклональных круговоротов, воды расходуют на своем пути весь запас фосфатов и других биогенных солей, не получая при этом никакой компенсации.

Поскольку основным «поставщиком» биогенных солей служит слой субантарктических промежуточных вод, начиная с 300—400 м, пополнение дефицита солей в поверхностном слое может происходить только при подъеме этих вод к поверхности. В то же время в антициклональных круговоротах происходит постоянное опускание вод. Поэтому за время нахождения в области круговоротов на поддержание весьма слабых биологических процессов расходуются все остатки биогенных веществ и в том числе фосфатов, в результате чего воды, выходящие из антициклональных круговоротов, почти полностью их лишены.

Полным отсутствием фосфатов отличаются воды северного антициклонального круговорота (Саргассово море), где до 150 м подчас невозможно даже качественно обнаружить следы фосфатов (табл. 2).

Таблица 2

Содержание фосфатов и соленость в центральной области северного антициклонального круговорота («Casko» $\varphi = 24^{\circ} 11'$ с. ш., $\lambda = 35^{\circ} 21'$ з. д.)

Горизонт, м	0	5	25	50	60	75	100	150	200
(PO_4-P) мкг-ат/л	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,19
S‰	37,30	37,30	37,31	37,39	37,30	37,28	37,28	36,94	36,61

Таким образом, воды, сформировавшиеся в антициклональных круговоротах и опустившиеся на глубину, имеют свои характерные

признаки. Первичным генетическим признаком служит высокая соленость и вторичным — высокое содержание растворенного кислорода и полное или почти полное отсутствие фосфатов и других биогенных солей.

4. Структура физических полей, определяющая условия образования экваториальных противотечений

В тропической зоне океана образуется поверхностный гомогенный слой, ограниченный снизу слоем скачка плотности (пикноклином). Скачок плотности препятствует развитию турбулентного перемешивания в глубину. Когда градиент, характеризующий стратификацию вод, достигнет некоторой предельной величины, вертикальная турбулентность практически прекращается и вертикальный обмен количеством движения, теплом и примесями может осуществляться только молекулярным путем.

В качестве критерия вертикальной турбулентности принято число Ричардсона

$$Ri = \frac{g \delta \rho}{\rho \left(\frac{dw}{dz} \right)^2},$$

или

$$Ri = \frac{g \cdot E}{\rho \left(\frac{dw}{dz} \right)^2},$$

где g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность воды, z — глубина, $\frac{dw}{dz}$ — вертикальный градиент скорости, $E = \frac{\delta \rho}{\rho}$ — устойчивость.

При уменьшении E уменьшается и число Ричардсона, а следовательно, происходит усиление вертикальной турбулентности. Увеличение E влечет за собой увеличение Ri и ослабление вертикальной турбулентности.

В. Ф. Шапкина [91] сделала попытку вычисления числа Ричардсона для нескольких точек в экваториальной области Атлантического океана и получила значения, близкие к нулевым в поверхностном гомогенном слое, и резкое увеличение в слое скачка плотности (до 75). Таким образом, пикноклин оказывается слоем, фактически изолирующим воды, расположенные в нем и под ним, от внешних воздействий.

Пикноклин, названный Дефантом тропическо-субтропическим слоем скачка [109], обнаруживается круглогодично почти на всем пространстве тропической зоны Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Его толщина, а также положение верхней и нижней границы, весьма различны для разных районов тропической зоны.

В западных районах тропической Атлантики пикноклин, как правило, расположен на гораздо большей глубине, и толщина его больше, чем в восточных районах. Точно так же существует значительная разница и в его меридиональном распространении. К се-

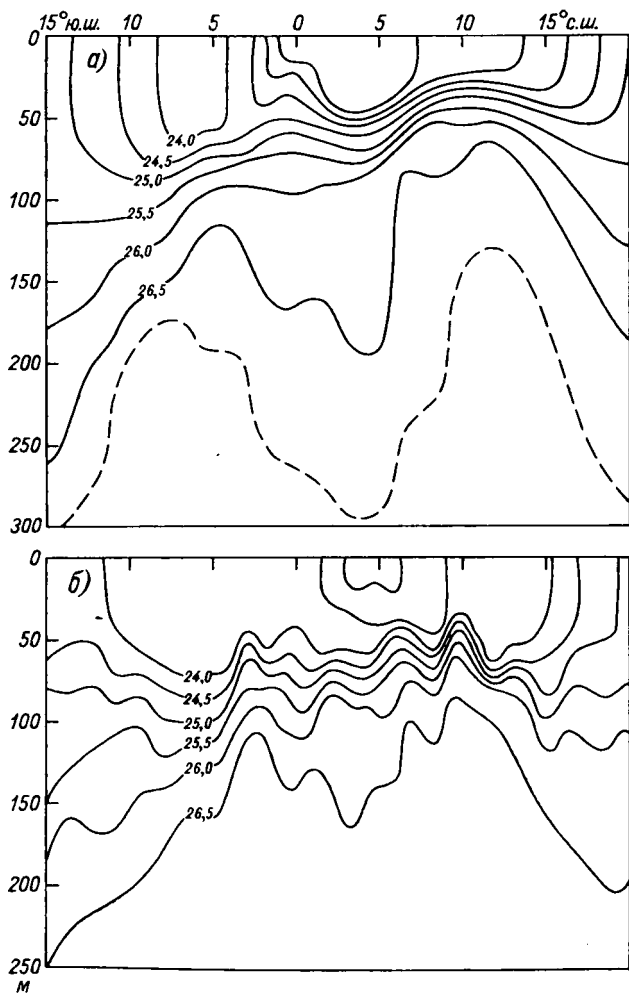


Рис. 8. Распределение плотности воды вдоль 25° з. д. и положение пикноклина летом (а) и зимой (б).

веру от экватора пикноклин расположен гораздо ближе к поверхности, чем к югу от экватора (рис. 8).

Положение пикноклина и его толщина не остаются постоянными в течение года, они изменяются в основном в связи с сезонными колебаниями условий прогрева и перемешивания поверхностного слоя вод.

Пикноклин в экваториальной области фактически состоит из двух слоев. Его нижний слой формируется в области антициклональных круговоротов, в северной и южной частях тропической области в результате соленостно-термической конвекции. Верхний же слой пикноклина образуется в экваториальной области в результате интенсивного прогрева поверхности океана и ветрового перемешивания, а также обостряется за счет выпадения осадков и в некоторых районах — за счет распространения речного стока. В результате толщина и градиент плотности пикноклина в экваториальной зоне резко возрастают.

Чрезвычайно интересно, что повсеместно наблюдается в пикноклине слой повышенной солености. Тщательные исследования тропическо-субтропического слоя скачка и слоя повышенной солености в нем были проведены экспедицией НИС «Meteor» в 1925—1927 гг. Обработывая эти материалы, А. Дефант [109] указывал, что в верхней части термоклина располагается более или менее развитый максимум солености. Этот максимум оказывается наиболее характерным явлением в вертикальном распределении солености в верхней тропосфере. Станция № 256 показывает хорошо развитый максимум в тонком слое: приблизительно от глубины 50 м соленость возрастает от 36,1 до 37,0‰ и затем снова уменьшается до прежней величины; это явление представляет собой внедрение высокосолевых водных масс под поверхностные воды низкой солености в экваториальной полосе и составляет часть верхней тропосферной циркуляции (рис. 9).

По его схеме течений, высокосолевые воды выходят сплошным фронтом из области южного антициклонального круговорота, движутся в слое тропическо-субтропического скачка на северо-запад, и, пересекая экватор, частично поворачивают к северу и входят в область конвергенции, берущей начало у м. Зеленого, а частично, пересекая область приэкваториальной подповерхностной конвергенции, отходящей от м. Сан-Рок, проходят через проливы между Малыми Антильскими островами в Карибское море.

С другой стороны, воды, выходящие из северного антициклонального круговорота, частично входят в область конвергенции, идущей от м. Зеленого, а часть вод образует Межпассатное противотечение.

Работа Дефанта [109] до последнего времени была своего рода классическим примером исследований тропосферы тропической зоны Атлантического океана. Однако при более подробных исследованиях оказалось, что Дефант в некоторых принципиальных вопросах был неправ.

Рассмотрим более подробно распределение и взаимодействие полей плотности и солености на пространстве тропической зоны во всех трех измерениях. На рис. 10 в соответствии с осредненными данными А. М. Муромцева [46] показаны крайние северные и южные положения одной из подстилающих изопикнических поверхностей 25,5 в зимне-весенний и летне-осенний периоды северного полушария в месте невыходов на свободную поверхность океана.

На всем остальном пространстве тропической Атлантики она прогнута в глубину и образует некоторое подобие корытообразного желоба, вытянутого в широтном направлении, с более крутым южным и довольно пологим северным бортом.

Ближе к экватору сплошными линиями показаны крайние северный и южный выходы на поверхность океана верхней, кроющей изопикнической поверхности 24, которая фактически покрывает сверху пикноклин и подповерхностный слой вод высокой солености

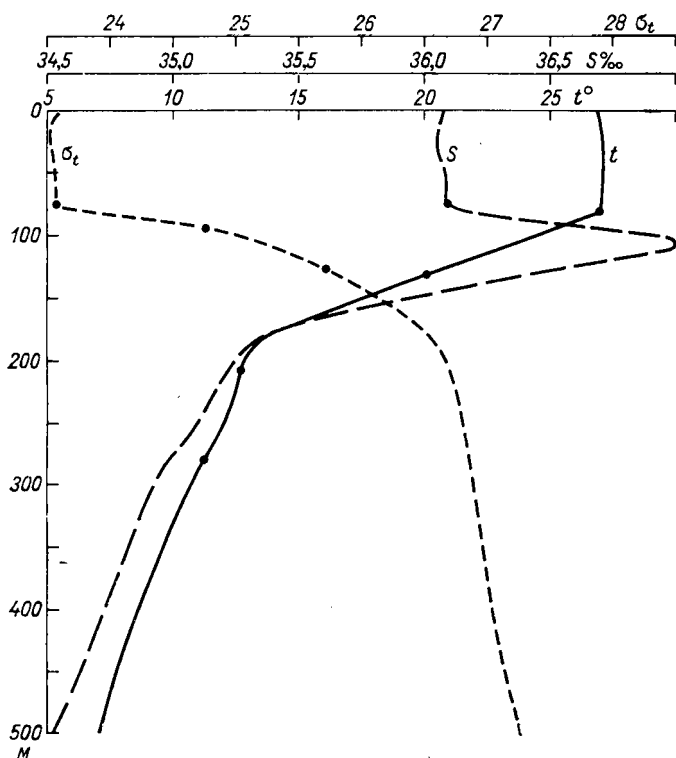


Рис. 9. Вертикальное распределение температуры (t), солёности (S) и плотности (σ_t) на станции 256 НИС „Meteor“ [109].

и защищает его от внешних воздействий. Заштрихованное между ними пространство показывает пределы распространения этого поверхностного изолирующего слоя, а пространство, ограниченное штрихпунктиром и заполненное точками,— область максимальной солёности в центральных районах антициклональных круговоротов.

На рис. 10 а видно, что опускание высокосолёных вод в зимне-весенний период может происходить на севере, в основном вдоль изоповерхностей 25 и 25,5. В летне-осенний период (рис. 10 б), наоборот, на севере опускание вод происходит в основном вдоль изоповерхностей 24 и 24,5 и на юге вдоль изоповерхностей 25,5 и 25.

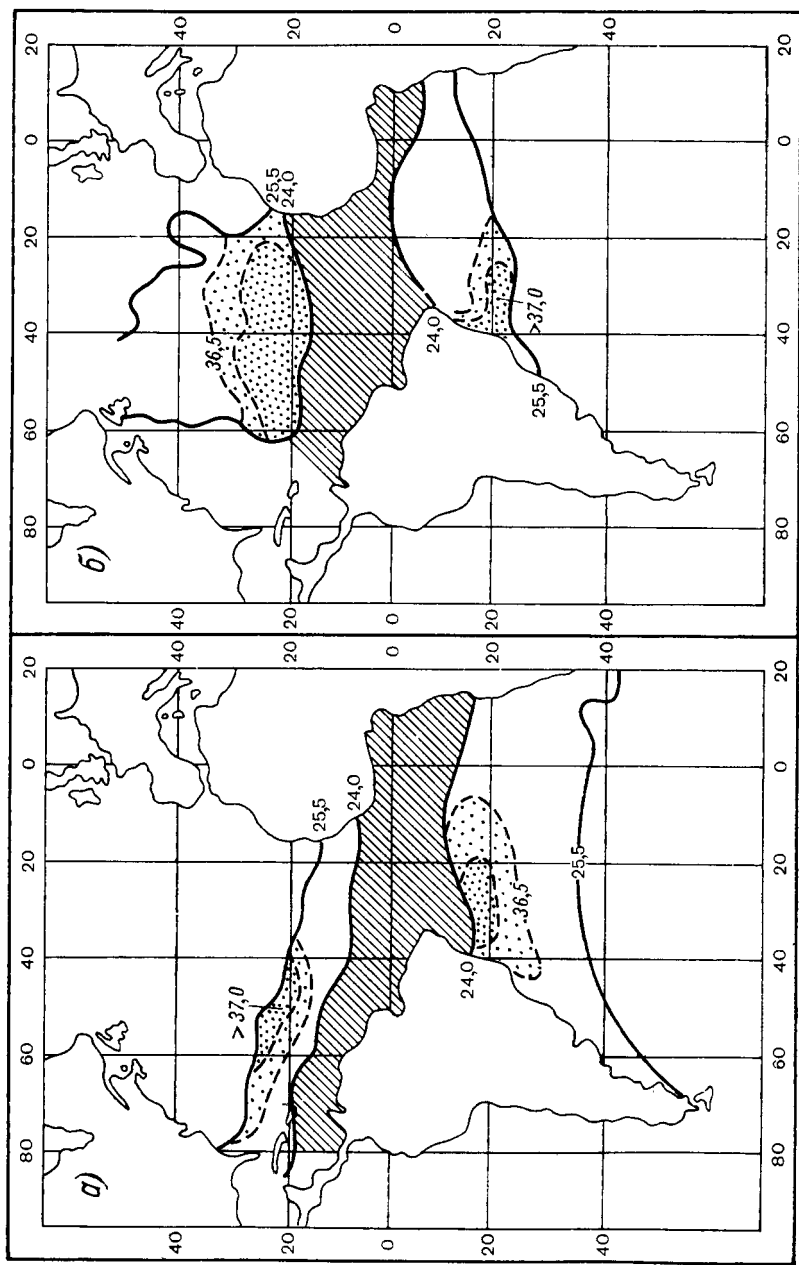


Рис. 10. Выход на поверхность океана изопикнических поверхностей и распределение максимальной солёности в зимний (а) и летний (б) сезоны.

Весьма характерно, что опускание высокосоленых вод вдоль изопикнических поверхностей происходит не вдоль всей линии выхода изопикны на поверхность океана, а только в определенных районах, где эти поверхности пересекают области максимальной солености. Эти области опускания располагаются в западных частях океана.

Таким образом, схематически можно представить, что в плотностном поле тропической зоны океана образуется система, состоящая из двух «резервуаров-накопителей» высокосоленых и сравнительно теплых вод центральных частей антициклональных круговоротов и проходящего через экваториальную область своеобразного подповерхностного соединительного «водовода» в виде пикноклина, средняя плотность вод которого равна плотности высокосоленых вод, формируемых в антициклональных круговоротах.

Постоянный нагон вод в центральные области антициклональных круговоротов создает в них повышение уровня океана. Испарение приводит не только к осолонению вод, но и к большой затрате тепла на парообразование. Поэтому, несмотря на интенсивный прогрев, температура воды не повышается больше 26—28° и не препятствует непрерывному опусканию вод на глубину, достаточную для их устойчивого равновесия по сравнению с окружающими их водами.

Вместе с тем «емкость» этих резервуаров-накопителей, ограниченная «жидкими» стенками в пределах установившейся системы антициклональных круговоротов, а также «жидкое» дно в виде нижнего пикноклина вызывают необходимость постоянного оттока переработанных вод из центральных частей антициклональных круговоротов. Этот отток и происходит между двумя слоями пикноклина,— нижним, образующимся в антициклональных круговоротах (или тропическо-субтропическим пикноклином), и верхним, образующимся в результате прогрева и опреснения вод вследствие выпадения осадков в экваториальной области.

В пределах экваториальной области оба слоя пикноклина сливаются вместе, образуя единый интенсивный слой скачка плотности. Поэтому фактически отток высокосоленых вод происходит в самом слое пикноклина между изоповерхностями 24 и 26.

Но, как упоминалось выше, выход высокосоленых вод из антициклональных круговоротов происходит только в районе пересечения соответствующих изопикнических поверхностей с областями максимальной солености, т. е. в совершенно определенных местах, а не вдоль всей внешней границы антициклональных круговоротов, как это предполагал А. Дефант [109] при построении своей схемы переноса вод в слое максимальной солености.

Из южного антициклонального круговорота на север воды выходят узким единым потоком у западного побережья Южной Америки на 11—10° ю. ш., а из северного — на юг на 14—16° с. ш. несколькими потоками между 30 и 60° з. д. Место выхода вод из южного антициклонального круговорота остается постоянным во все сезоны года, а места выходов вод из северного круговорота,

видимо, меняются с сезонными изменениями их физических характеристик.

Перенос вод, очевидно, может осуществляться только в направлении районов с меньшим давлением или с меньшей средней по глубине плотностью вод (но не обязательно в районы с более низким уровнем поверхности океана), а также для восстановления внутрициркуляционной системы гидростатического равновесия, в том числе солевого баланса, входящего через плотность составной частью в основное уравнение гидростатического равновесия.

Областями наиболее низкого давления и наименьшей средней плотности верхнего слоя вод на востоке оказываются Гвинейский залив, а на западе — Карибское море. Такое распределение давления, когда на севере и на юге существуют области с повышенным давлением, а между ними располагается экваториальная область с низким давлением, еще более понижаящимся к востоку и западу, приводит к образованию деформационного поля.

Таким образом, возникают два потока, направленные из северной и южной областей максимального давления вдоль оси сжатия в сторону экватора, т. е. навстречу друг другу. Но поскольку по мере сближения этих меридиональных потоков давление на их восточной и западной периферии будет уменьшаться, будет происходить и растекание потоков в стороны по гиперболическим кривым. Ось растяжения, вдоль которой асимптотически сближаются расходящиеся части этих кривых, идущих из обеих областей высокого давления, фактически представляет собой фронт, а перенос вод вдоль этой оси растяжения происходит с максимальной скоростью. Поскольку восточный отрезок оси растяжения располагается вдоль экватора, где горизонтальная составляющая силы Кориолиса равна нулю, вдоль этой оси перенос вод оказывается прямолинейным. Нарушения могут возникать только за счет внешних сил волнового характера в виде слабого меандрирования.

Вследствие значительной асимметрии океана относительно меридиональной плоскости деформационное поле в Атлантике имеет асимметричный характер, а его центр (нейтральная точка) оказывается смещенным к западу [78].

Высокосоленые воды, непрерывно поступающие из северного антициклонального круговорота в сторону экватора, частично уносятся на запад в виде Антильского и Карибского течений, а частично поворачивают к востоку, достигают $5-4^{\circ}$ с. ш. и движутся на восток в виде Северной ветви экваториального противотечения и течения Ломоносова.

Высокосоленые воды, образующиеся в южном антициклональном круговороте, вследствие резкого выступа Южноамериканского континента (м. Сан-Рок), вызывающего асимметрию реформационного поля, не находят прямого выхода к западу, и поэтому дробятся на две ветви: одна из них — Бразильское течение — круто поворачивает к юго-западу, а вторая идет на север. Начиная с 8° ю. ш., от ветви, идущей на север, отделяется часть вод, которая на $5-4^{\circ}$ ю. ш. круто поворачивает на восток и образует Юж-

ную ветвь экваториального противотечения. Другая часть вод отделяется от основной ветви, идущей на север уже после ее поворота вокруг м. Сан-Рок и на $38-40^\circ$ з. д. также поворачивает на восток и идет вдоль экватора, образуя вместе с водами северного

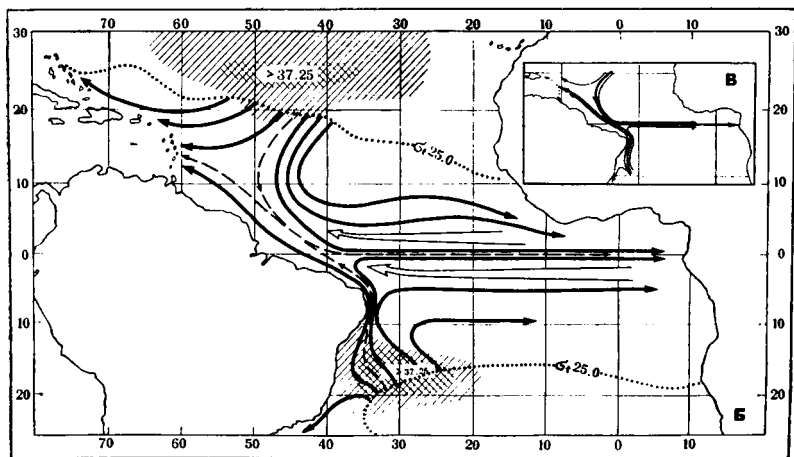
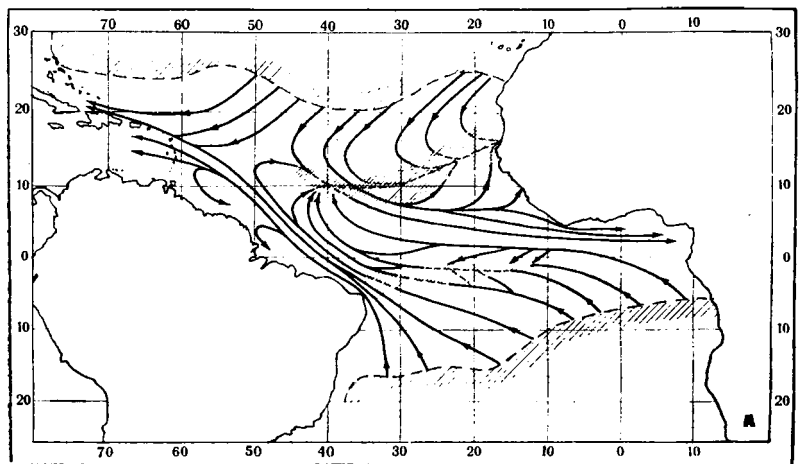


Рис. 11. Схема переноса вод в подповерхностном слое тропической зоны Атлантического океана.

А — построенная Дефантом по распределению солёности [109]; Б — построенная автором по распределению максимальной солёности, вдоль изопокинической поверхности 25; В — схема деформационного поля давления на изопокинической поверхности 25.

антициклонального круговорота течение Ломоносова. Остальные воды продолжают движение на северо-запад вдоль побережья Южной Америки под тонким слоем поверхностных вод Южного Пассатного течения в виде Гвианского подповерхностного течения.

Таким образом, в экваториальной области Атлантического океана под тонким слоем вод Южного Пассатного течения, идущего с большой скоростью на запад, в слое пикноклина существует мощная система течений, несущая высокосоленные воды в восточном направлении. Эта система подповерхностных противотечений состоит из трех ветвей:

Северной ветви экваториального противотечения,

Срединной ветви экваториального противотечения, названной течением Ломоносова, и

Южной ветви экваториального противотечения, почему-то именуемого некоторыми авторами Южным подпассатным противотечением.

Срединная ветвь экваториального противотечения, или течение Ломоносова, расположенная вдоль оси растяжения деформационного поля, фактически оказывается фронтальной зоной, в которой соприкасаются высокосоленные воды северного и южного антициклональных круговоротов.

Поэтому сравнение схемы подповерхностного переноса вод А. Дефант [109] (рис. 11, а) с вновь предложенной схемой (рис. 11, б) показывает, что в экваториальной области Атлантического океана появление подповерхностного слоя вод происходит не за счет сплошной фронтальной адвекции с юга и с севера в сторону экватора, как показал Дефант, а оказывается следствием образования деформационного поля и адвекции этих же вод, но уже с запада на восток вдоль оси растяжения этого поля, в виде отдельных струй, или ветвей Экваториального противотечения. Между ядрами этих течений в ветвях встречных зональных потоков западного направления образуются своеобразные тонкие перемиčky воды повышенной солености за счет интенсивного бокового перемешивания, как мы увидим это в дальнейшем.

ТЕЧЕНИЕ ЛОМОНОСОВА (СРЕДИННАЯ ВЕТВЬ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОТИВОТЕЧЕНИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ)

1. Течение Ломоносова в поле скорости

Впервые экваториальное подповерхностное противотечение в Атлантическом океане было инструментально измерено 20—22 мая 1959 г. с помощью самописцев, установленных на буйковой станции НИС «М. Ломоносов», на пересечении 30° з. д. и экватора. Течение восточного направления было зафиксировано на горизонтах 25, 50 и 100 м со скоростью 44, 77 и 71 см/с.

В 1961 г. «Chain», провел наблюдения с помощью буксируемых питометров и вертушки, а также вертушкой в дрейфе. В последнем случае средняя скорость колебалась от 120 до 140 см/с, при постоянном направлении 95° [171].

В 1961 г. в 10-й экспедиции «М. Ломоносова» с целью проверки результатов, полученных в 1959 г., измерялись течения с помощью самописцев вдоль экватора на многих буйковых станциях. Эти измерения подтвердили результаты, полученные в 1959 г., и дали полное основание для публикации первой в отечественной океанографической литературе статьи о существовании в Атлантическом океане подповерхностного экваториального противотечения [58], подобного течению Кромвелла в Тихом океане.

В дальнейшем, особенно начиная с момента осуществления программы МСИТА, при океанографических съемках «Эквалант», измерения экваториального противотечения проводились многократно с помощью самописцев течений, выставленных на заякоренных буйках и с борта судна в дрейфе, а также с помощью парашютных драг.

Значительная часть результатов этих измерений течения Ломоносова приведена в различных изданиях в виде таблиц, рисунков и схем. Хотя все эти материалы, как уже указывалось, далеко не однородны как по способам измерений, так и по времени (наблюдения проводились в различные сезоны и годы, с учетом и без учета приливов), однако сведенные воедино на одну карту-схему для слоя 50—100 м они представляют значительный интерес, так как вследствие больших величин скорости дают достаточно наглядное представление о течении Ломоносова и резко контрастируют с пассатным переносом западного направления на поверхности (рис. 12).

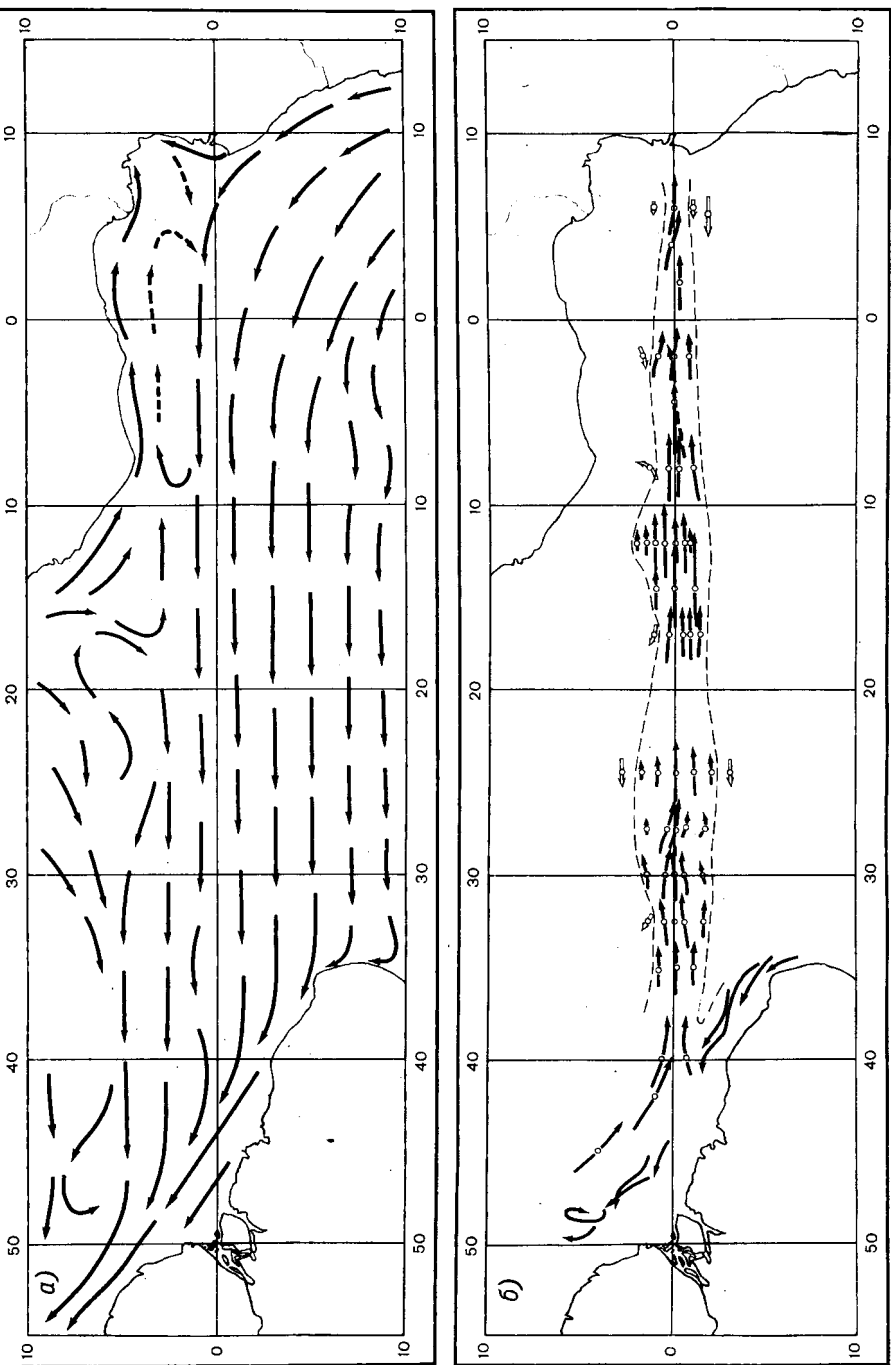


Рис. 12. Течения на поверхности Атлантического океана в экваториальной области (а) и течение Ломоносова в слое 50—100 м (б).

Длина вектора пропорциональна величине скорости.

Векторы течения, наложенные на карту, указывают на наличие потока восточного направления, почти симметрично вытянутого вдоль экватора на протяжении 2500—2600 миль, от 40—38° з. д. до 6—7° в. д. Максимальная скорость течения, превышающая в отдельных случаях 100 см/с, наблюдается в срединной части потока. К периферии скорость довольно быстро убывает и на расстоянии 1—2° от экватора (к северу и югу) векторы течения принимают

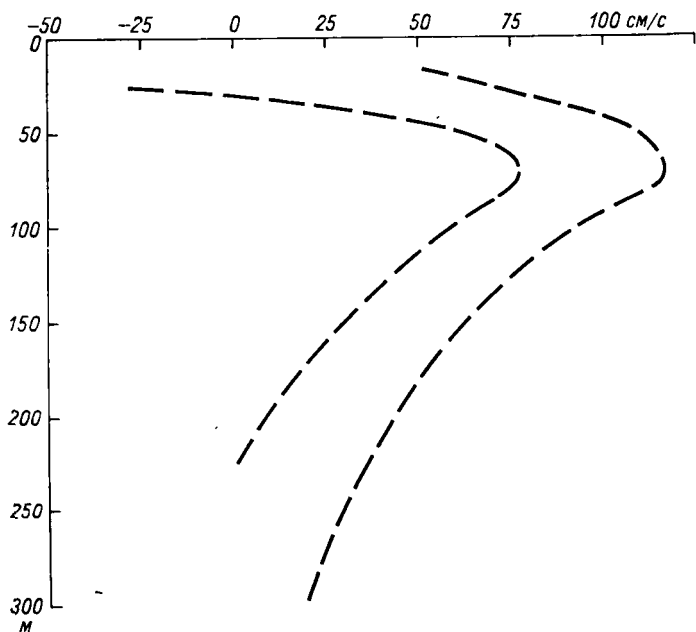


Рис. 13. Сборная эпюра проекций скорости течения Ломоносова на плоскость экватора (между 30 и 20° з. д.).

прямо противоположное (западное) направление. Величины скорости течения более 75 см/с (т. е. свыше 1,5 м. м/ч) могут наблюдаться на всем протяжении потока в пределах указанных выше границ.

Ширина течения Ломоносова (по инструментальным наблюдениям) колеблется от 100—120 миль на крайнем востоке, в Гвинейском заливе, у африканского побережья и до 200, а местами до 240 миль на западе.

Распределение скорости по вертикали в осевой части течения Ломоносова весьма наглядно изображено с помощью сборной эпюры ее проекций на плоскость экватора (рис. 13). Характер эпюры зональных составляющих скорости в области течения Ломоносова представляет значительный интерес, так как отражает влияние двух встречных течений, вызванных различными причинами.

В поверхностном слое под влиянием тангенциального напряжения ветра воды движутся в западном направлении в виде

дрейфового течения, однако, несмотря на устойчивый пассатный перенос, уже на горизонте 15 м наблюдается восточное течение со скоростью до 10—15 см/с. На горизонте 25 м скорость противотечения резко возрастает и достигает местами 50 см/с. До 50 м скорость колеблется между 50 и 85 см/с, а в слое 60—85 м достигает максимума 60—110 см/с. На крайнем востоке, у Гвинейского побережья, в связи с некоторым подъемом ядра течения к поверхности максимум скорости может наблюдаться на 50 м и достигать 85 см/с (6° з. д.). Начиная с 60—85 м скорость довольно быстро уменьшается, однако в большинстве случаев гораздо медленнее, чем нарастает в верхних слоях. Так, в верхнем слое градиент увеличения скорости иногда превышает 5 см/с на 1 м глубины, а градиент ее уменьшения ниже максимума едва достигает 0,5 см/с на 1 м; в большинстве случаев он гораздо меньше. Поворот течения с восточного направления на западное, т. е. переход проекции скорости через нуль, происходит на глубинах от 200 до 350 м.

В общем структура течения Ломоносова, полученная с помощью регистраторов течений, установленных на АБС, в поперечном сечении, т. е. на меридиональном разрезе, представляется в виде потока эллиптического сечения. Малая (вертикальная) ось этого эллипса, или толщина потока, равна 200—300 м, а большая (горизонтальная) ось, или ширина течения, составляет 200—240, а иногда и 300 морских миль. Таким образом, отношение вертикальной оси эллипса к горизонтальной находится в пределах от 1 : 1500 до 1 : 2000. Ядро максимальной скорости расположено в среднем на 60—85 м и окружено концентрически расположенными изотаксами, сжатыми в верхней части течения и довольно интенсивно расходящимися с глубиной, особенно начиная с 120—150 м. По мере продвижения к востоку ширина течения уменьшается и на 6° з. д. не превышает 120 миль.

Разрезы с изотаксами проекций скорости, приведенные на рис. 14, достаточно наглядно иллюстрируют структуру течения, однако только для зимы, так как наблюдения на разрезах с помощью АБС велись в основном с ноября по март в разные годы.

Для всех сечений характерно сжатие струи течения в правой нижней части, т. е. подпор струи с севера, создаваемый, по-видимому, встречным западным течением.

Одним из весьма важных вопросов как с методической стороны, так и с точки зрения режима течения Ломоносова, надо считать вопрос об устойчивости величины его скорости и направления. Некоторое представление об этом дают материалы непосредственных измерений НИС «Chain» на 30 и $27,5^{\circ}$ з. д. в феврале—марте 1963 г. [160].

В течение 6 дней на горизонте 80 м в пределах от $0^{\circ} 30'$ с. ш. до $0^{\circ} 30'$ ю. ш. в 6 точках скорость течения изменялась в пределах 27—110 см/с при средней величине около 60 см/с; направление в пределах 40 — 130° , в среднем 95° .

Среднесуточные величины наблюдений НИС «Chain» показывают, что в ядре течения наиболее устойчивы величины направле-

ния, которые хотя и дают небольшой разброс в пределах 10—15°, но в основном на всех станциях сохраняют генеральное направление переноса в секторе 75—115°.

О большой устойчивости направления и скорости и о слабом влиянии приливных явлений на генеральный перенос вод в стрежне течения Ломоносова можно судить по данным, приведенным в табл. 3, где показаны средние часовые величины направления и

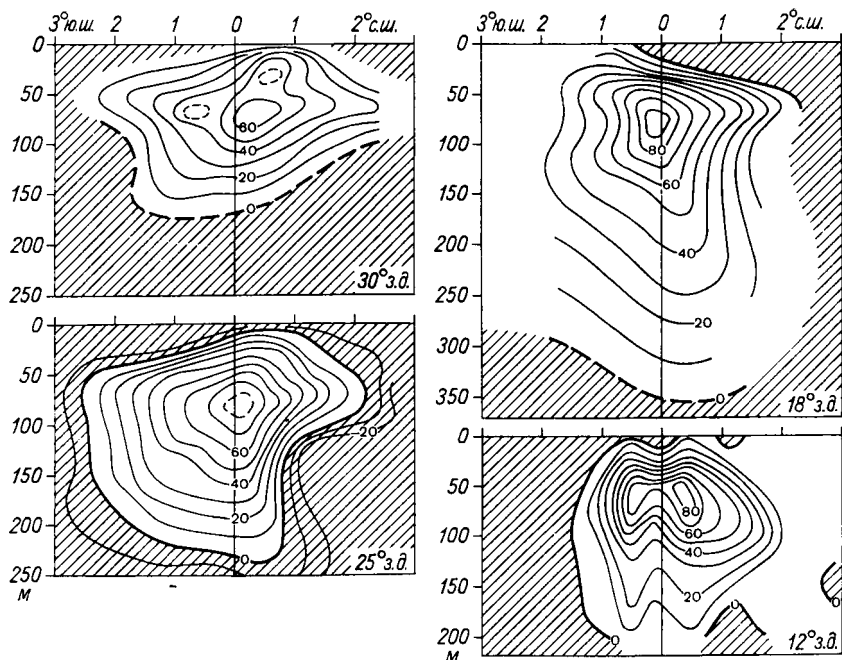


Рис. 14. Распределение скорости течения Ломоносова на меридиональных разрезах.

скорости течения на буйковых станциях в стрежне течения. Средние величины для каждого часа получены осреднением 12 показаний самописцев течений, установленных на АБС и работавших с 5-минутным интервалом. Как видно из таблицы, разброс ежечасных показаний направления за сутки на станции «А» равен 18°, а разброс величин скорости 30 см/с; направление изменялось от 93 до 11°, а скорость — от 68 до 98 см/с. На станции «Б» пределы изменений средних ежечасных величин направления и скорости за сутки составляют еще меньшую величину: направление изменялось в пределах 83—109°, а скорость от 60 до 69 см/с. Пределы суточных изменений, выбранные из всех 300 значений, составляют для направления от 67 до 117° и для скорости 59—85 см/с.

Таким образом, можно утверждать, что скорость и направление переноса вод в ядре течения Ломоносова отличаются большой стабильностью, редко наблюдающейся в условиях океанских течений.

Средние ежечасные величины направления и скорости в ядре течения Ломоносова на 35° з. д.

Станция „А“			Станция „Б“		
время (часы)	среднее часовое направление, град.	средняя часовая скорость, см/с	время (часы)	среднее часовое направление, град.	средняя часовая скорость, см/с
21	105	80	10	90	69
22	107	85	11	90	66
23	102	89	12	93	66
24	100	93	13	109	62
01	98	95	14	90	66
02	93	94	15	91	65
03	96	91	16	93	67
04	98	90	17	94	63
05	95	95	18	94	68
06	100	90	19	98	67
07	107	90	20	90	67
08	102	73	21	90	69
09	98	77	22	92	66
10	108	81	23	83	61
10	103	93	24	94	61
12	104	93	01	87	62
13	102	101	02	94	64
14	94	98	03	91	60
15	106	95	04	92	63
16	97	80	05	90	66
17	101	75	06	86	63
18	102	78	07	91	67
19	103	74	08	96	66
20	105	68	09	99	67
21	111	85	10	92	69
Пределы колебаний средних часовых величин	93—111	68—101		83—109	60—69
Среднее суточное	101,5	86,5		92	65
			Пределы колебаний из 300 отпечатков за сутки с интервалами 5 мин	67—117	69—85
			Среднее суточное из 300 отпечатков	92	65

Несмотря на то что в ядре течения Ломоносова существует большая устойчивость как направления, так и скорости переноса, анализ показывает, что на любом его участке почти в любое время года могут наблюдаться большие величины скорости в пределах 100 см/с и более. При этом нарастание и спад скорости может происходить очень быстро, в виде импульсов.

Максимальная средняя суточная скорость переноса, полученная в ядре течения Ломоносова, за все время наблюдений на одной из буйковых станций достигает 116 см/с, а максимальная скорость, полученная при наблюдениях методом различия, достигает 130 см/с. Однако последняя величина не может характеризовать режим скорости течения Ломоносова, так как наблюдалась в течение короткого отрезка времени и, по-видимому, порождена суммарным действием периодических (приливных) и непериодических течений, направления которых совпали в момент наблюдений. Поскольку максимальные величины среднесуточной скорости больше 100 см/с наблюдались почти на всем протяжении течения в различные месяцы года, то, очевидно, можно считать, что их появление равновероятно на любом участке течения в любое время года (табл. 4).

Таблица 4

Максимальные средние суточные скорости (см/с), измеренные в ядре течения Ломоносова на различных его участках

Месяцы	Долгота, град.									
	35—30 з.	30—25 з.	25—20 з.	25—15 з.	15—10 з.	10—5 з.	5—0 з.	0—5 в.	5—10 в.	10—15 в.
I—III	—	—	78	—	86	—	—	86	79	86
III—VI	—	108	100	111	—	—	—	116	—	116
VII—IX	—	—	—	—	—	114	123 *	—	—	114
X—XII	110	—	—	100	—	133 *	—	—	—	110
Максимальные скорости за весь период наблюдений	110	108	100	111	—	114	—	116	—	—

* Скорость течения, измеренная методом различия.

Течение Ломоносова, обладая большой скоростью, переносит в восточном направлении огромное количество вод. Величины переноса, вычисленные по разрезам в различное время года, колеблются в довольно широких пределах. Как можно судить по табл. 5, они достигают минимума в осенне-зимний период.

Величины расхода уменьшаются также по мере продвижения течения к востоку.

Расходы течения Ломоносова, млн. м³/с

Месяцы	Долгота, град.						
	35 з.	30 з.	25 з.	18 з.	10 з.	5 з.	5в.
I—III	—	19,7	22,0	—	—	—	15,0
IV—VI	—	—	—	—	—	—	—
VII—IX	—	—	—	—	39,8	19,8	—
					20,7	20,1	
X—XII	39,0	—	—	37,0	35,1	17,6	—
					34,5		

Примечание. На 10 и 5° з. д. скорости течения измерялись дважды методом различия, на остальных разрезах вычисление расходов производилось по средним суточным величинам скорости, полученным на АБС.

2. Течение Ломоносова в поле температуры и плотности

Как было указано ранее (гл. II), основной перенос вод экваториальными противотечениями происходит в термоклине, или пикноклине, который в центральной части течения в районе экватора располагается летом на глубинах 20—90 м, а зимой на 40—110 м.

Рассмотрим подробнее распределение температуры и плотности непосредственно в области распространения течения Ломоносова. Кривые вертикального распределения, построенные для различных участков течения в зимне-весенний период, весьма близки между собой. Поверхностные воды оказываются прогретыми до 28°, а в крайних восточных районах поверхностный слой 10—15 м вследствие сильного опреснения прогревается до 30,5°. На 30 м в результате перемешивания температура на всех станциях оказывается равной 27,0—27,5°. На отдельных станциях перемешивание достигает 50—55 м, после чего происходит резкое понижение температуры до 15—14° на 120—140 м, в этом слое термоклина вертикальный градиент температуры достигает весьма значительной величины 0,26 град/м. На крайнем востоке вертикальный градиент температуры может достигать 0,85 град/м.

В летне-осенний период температура воды на поверхности океана на экваторе колеблется в пределах 25,5—26,5°. На крайнем западе интенсивный прогрев и перемешивание охватывает слой вод до 70 м, и термоклин располагается на глубине 70—120 м, на средних участках течения Ломоносова глубина положения термоклина равна 30—100 м, а на крайнем востоке (0°) благодаря опреснению поверхностного слоя прогрев едва достигает 20—25 м и термоклин располагается очень высоко. Вследствие этого и величина плотности, и положение пикноклина также меняются в весьма широких пределах.

Распределение температуры на меридиональных разрезах, секущих по нормали течение Ломоносова, отличается большим своеобразием. В то время как в ветвях пассатного течения, идущего на запад по обе стороны течения Ломоносова, термоклин, расположенный между 40 и 90 м, предельно сжат, и вертикальный градиент в нем достигает 0,4—0,5 и иногда и 1,0 град/м, между 2—1°30' с. и ю. ш. в пределах течения Ломоносова происходит резкое опускание нижних изотерм термоклина и некоторый подъем верхних, т. е.

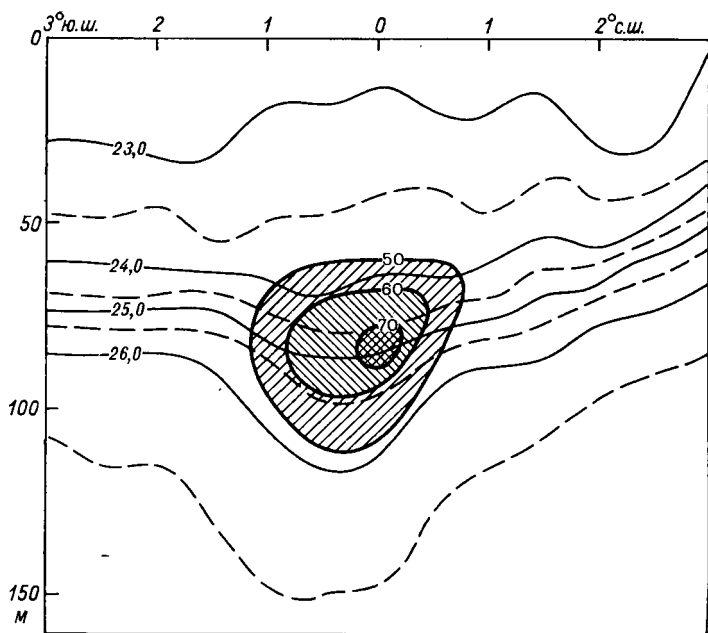


Рис. 15. Положение ядра течения Ломоносова в поле плотности.

Скорость более 50 см/с отмечена штриховкой.

образование своеобразной пучности. При этом вертикальный градиент температуры резко уменьшается — до 0,15—0,10 град/м. Аналогичное явление происходит и в поле плотности.

Если наложить на вертикальный разрез плотности проекции скорости, измеренной на том же разрезе (рис. 15), то окажется, что ядро максимальной скорости течения располагается в центре расширения пикноклина, или термоклина между изоповерхностями 24 и 26, а максимум скорости совпадает с изоповерхностью 25.

Характерно, что положение ядра скорости между изоповерхностями 24 и 26, а также связь между максимальной скоростью течения и изоповерхностью 25 наблюдается при всех случаях измерения скорости течения Ломоносова на его различных участках. Это объясняется тем, что именно вдоль этой поверхности

происходит отток вод из антициклональных круговоротов, составляющих затем основное ядро течения Ломоносова.

К сожалению, исследование связи между глубиной положения максимума скорости течения и величиной плотности выполнить невозможно из-за отсутствия подробных исследований скорости течения по глубине, поскольку измерение скорости течения проводилось с весьма большими интервалами по вертикали.

Весьма характерно для течения Ломоносова сохранение почти на всем протяжении течения температурной стратификации, наблюдающейся в истоках. Изолирующее влияние верхней части термоклина в значительной степени предохраняет воды течения от внешних воздействий через поверхность, а устойчивая стратификация вод внутри течения затрудняет их внутримассовое перемешивание. В результате изменение температуры в ядре скорости, вдоль продольной оси течения Ломоносова, может происходить, по-видимому, в основном за счет бокового перемешивания с более холодными водами встречных пассатных течений и сравнительно невелико.

Для зимне-весеннего периода температура понижается в среднем от $23,5^{\circ}$ на 30° з. д. до $21,7^{\circ}$ на 8° в. д., что дает градиент $\Delta T/\Delta l = 0,00042$ град/км. В летне-осенний период понижение температуры происходит более интенсивно. На этом же расстоянии температура понижается на $3,0^{\circ}$, что дает величину градиента $0,00072$ град/км.

3. Течение Ломоносова в поле солености

К одному из наиболее замечательных и важных свойств течения Ломоносова относится повышенная соленость его вод. Соленость, с одной стороны, играет роль физического фактора, участвующего в формировании вод и образовании экваториального противотечения, с другой стороны, она служит своеобразным трассером, позволяющим проследить почти весь ход процессов, составляющих явление в целом.

Наличие ядра высокой солености в течении Ломоносова было отмечено уже с первых шагов, предпринятых для его изучения.

Так как слой максимума солености занимает не строго горизонтальное положение, а испытывает на всем своем протяжении значительные колебания, то были построены карты распределения солености в слое максимума солености, независимо от глубины его залегания [76].

На этих картах максимальная соленость в среднем соответствует на западе глубине 70—90 м, а на востоке — 60—50 м и срединная ветвь высокой солености, или течение Ломоносова, весьма четко выделяется в виде языка, вытянутого вдоль экватора с запада на восток от 38° з. д. и оконтуренного в зимне-весенний период изохалиной $36,2^{\text{‰}}$; при этом внутри языка соленость местами превышает $36,4^{\text{‰}}$. В летне-осенний период течение Ломоносова оконтуривается

вается изохалиной 35,9‰, хотя на крайнем западе внутри языка появляется соленость выше 36,5‰.

Для более полного представления о пространственном положении ядра солености были построены меридиональные разрезы, секущие течение Ломоносова почти через каждые 300, а иногда и через 150 морских миль по нормали к его продольной оси, на всем его протяжении, начиная от 37° 30' з. д. и до 5° в. д., для времени съемок «Эквалант-I» и «Эквалант-II».

Далеко не на всех судах, участвовавших в съемках «Эквалант», проводились достаточно подробные и надежные наблюдения, поэтому различна и детализация в построении разрезов. Кроме того, в съемке «Эквалант-II» не были повторены наблюдения на разрезах по 30° и 27° 30' з. д., но зато проведены наблюдения на крайнем востоке на 0° и 5° в. д., в то время как работы «Эквалант-I» практически были ограничены 4° з. д. Но несмотря на многие недостатки в проведении океанографических съемок по программе МСИТА, экваториальная область Атлантического океана столь подробно была исследована впервые, тем более что съемки в оба сезона выполнялись в сравнительно короткие сроки, что в какой-то степени позволяет говорить о синхронности наблюдений.

На основании анализа всех разрезов можно сделать общее заключение о распределении солености в области течения Ломоносова на всем его протяжении (рис. 16).

Начиная с 37° 30' з. д. в зимне-весенний период и с 35° з. д. в летне-осенний период, там, где течение Ломоносова стабилизируется на экваторе, постоянным и обязательным признаком его существования служит повышенная соленость. Живое сечение потока восточного направления в своей верхней части, охватывающей максимум скорости, совпадает с контурами области повышенной солености, а стрежень течения, или ядро максимальной скорости течения, в общем совпадает с ядром максимальной солености. Особенно наглядно это видно в тех случаях, когда наблюдения над содержанием солености проводились синхронно с наблюдениями над течениями.

По мере продвижения на восток ядро солености постепенно видоизменяется. Начиная с 35—30° з. д., стрежень течения представлен двумя ядрами высокой солености, располагающимися в основном почти симметрично по обе стороны экватора и практически сохраняющимися на всем протяжении течения. Как правило, величина максимальной солености в южном ядре всегда несколько выше, чем в северном.

Ядра солености на 3° ю. ш. и на 3—4° с. ш., зафиксированные на разрезе вдоль нулевого меридиана и на разрезе вдоль 5° в. д., соединены с течением Ломоносова прослоем высокой солености. Наблюдаемые боковые соленостные ядра представляют собой круговороты, расположенные к северу и к югу от экватора. Они происходят вследствие поворота на 180° двух конечных ветвей течения Ломоносова при встрече с африканским побережьем и образования встречных течений.

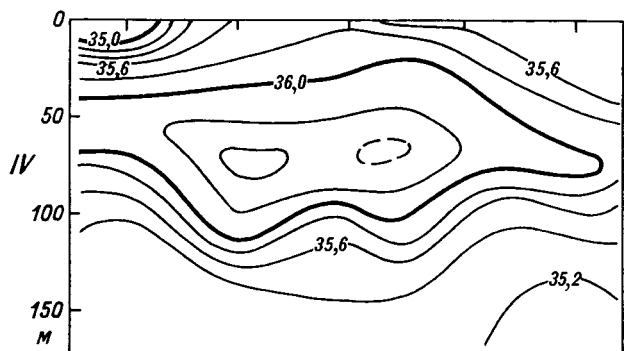
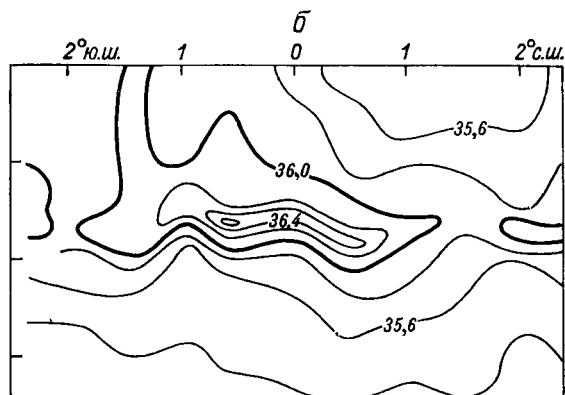
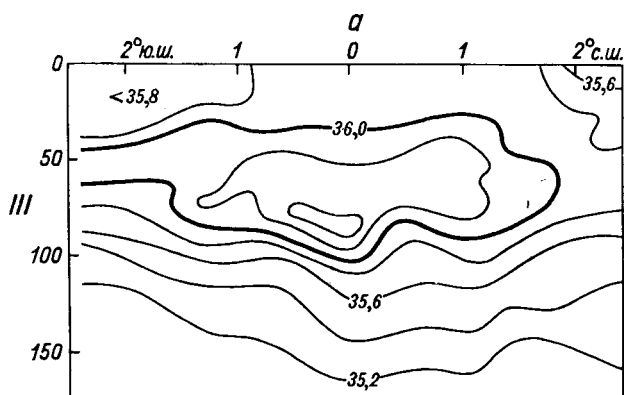
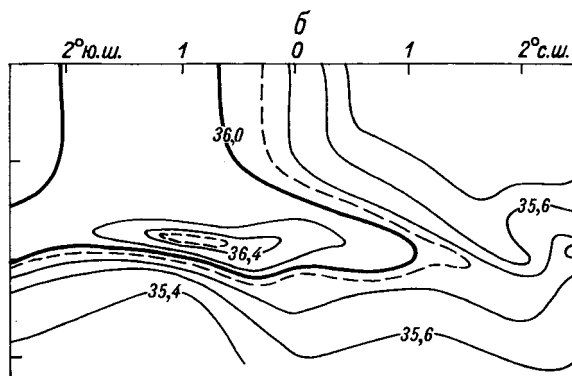
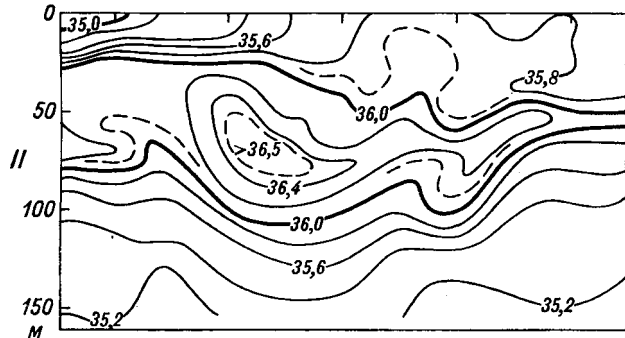
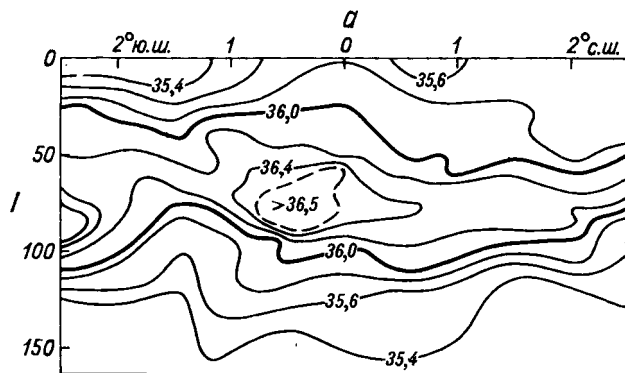


Рис. 16. Распределение солёности на меридиональных разрезах, секущих течение Ломоносова от $34^{\circ}30'$ з. д. до 5° в. д.

a — зимне-весенний период; *б* — летне-осенний период.
I — $37^{\circ}30'$ з. д., *II* — 35° , *III* — $32^{\circ}30'$, *IV* — 30° .

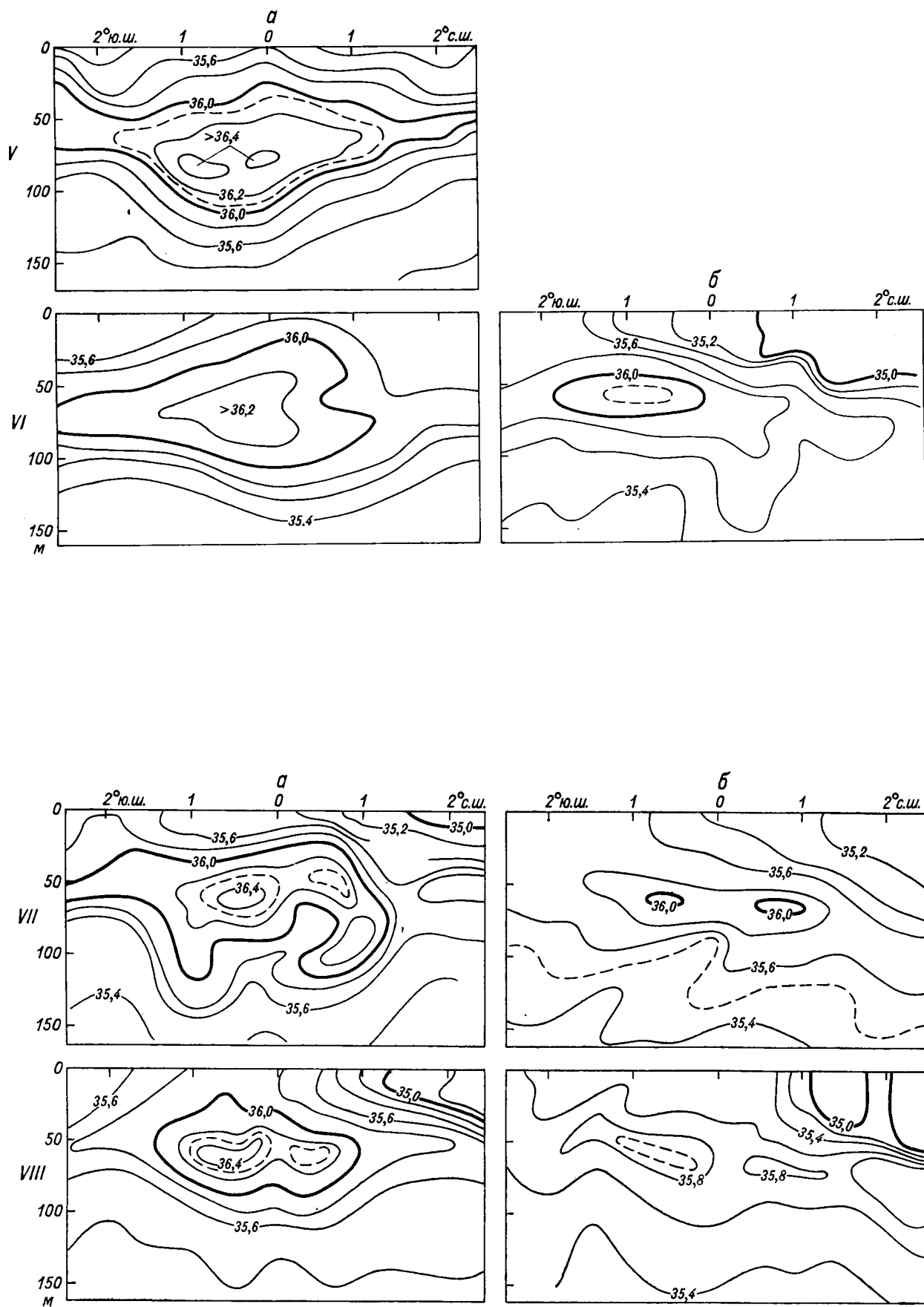


Рис. 16. Распределение солености на меридиональных разрезах, секущих течение Ломоносова от $34^{\circ} 30'$ з. д. до 5° в. д.

а — зимне-весенний период; б — летне-осенний период.

V — $27^{\circ} 30'$, VI — 25° , VII — 20° з. д., VIII — 15° .

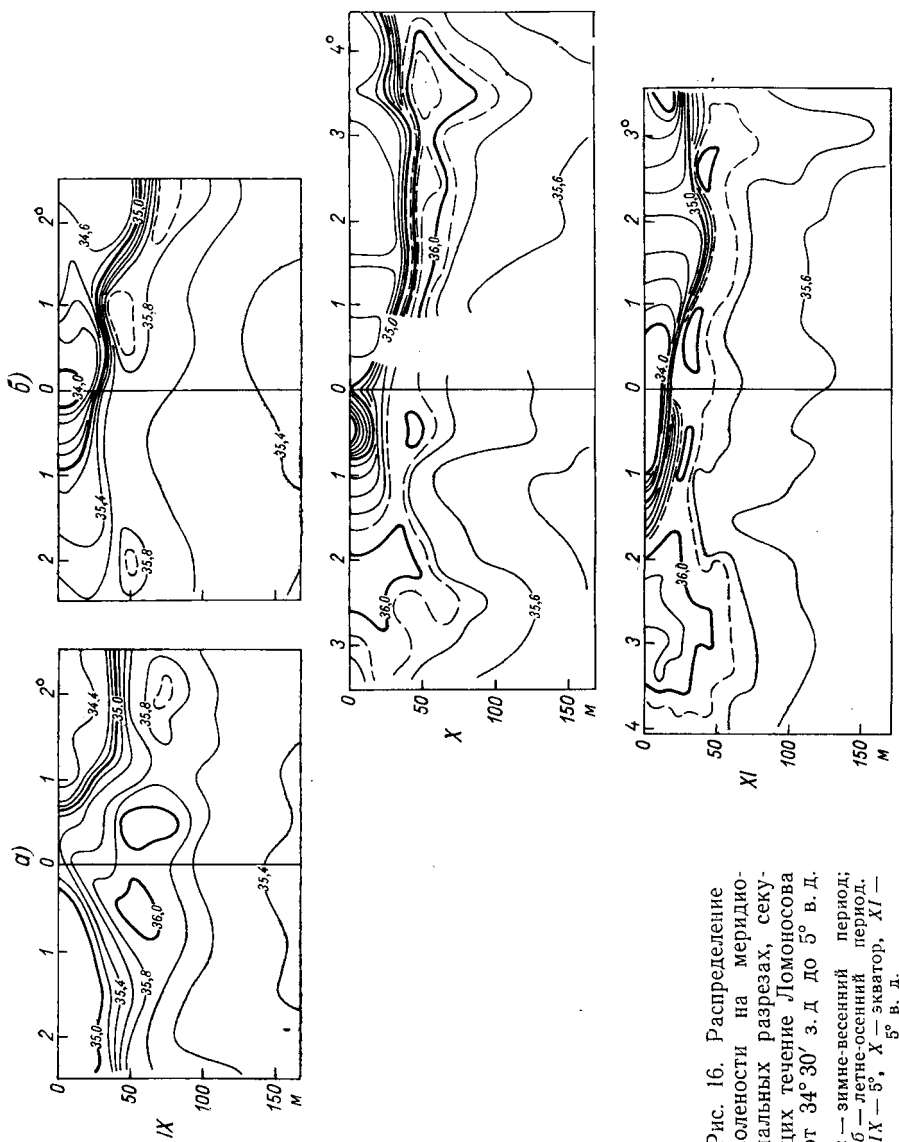


Рис. 16. Распределение солености на меридиональных разрезах, секущих течение Ломоносова от 34°30' з. д. до 5° в. д. а — зимне-весенний период; б — летне-осенний период. IX — 5°, X — экватор, XI — 5° в. д.

Воды, питающие течение Ломоносова, имеют соленость, почти одинаковую в оба сезона. На 35° з. д. в зимне-весенний и летне-осенний периоды соленость вод в ядре немного превышает $36,5\text{‰}$.

В зимне-весенний период по мере продвижения на восток понижение солености происходит очень медленно. Начиная с $32^{\circ} 30'$ з. д., соленость в ядре течения практически остается постоянной и равной $36,4\text{‰}$. В районе 25° з. д. в силу каких-то нарушений, изменяющих и конфигурацию ядра течения, соленость снижается до $36,26\text{‰}$, а затем на 20 и 15° з. д. восстанавливается опять до $36,40\text{‰}$ и только на 5° з. д. опять снижается до $36,18\text{‰}$.

Изменение солености в ядре течения Ломоносова вдоль его продольной оси, или ее трансформация, в среднем на всем пространстве от 35° з. д. до 6° в. д. составляет в целом $0,4\text{‰}$. Изменение солености на отдельных участках течения происходит различно, однако причин, вызывающих эту неравномерность трансформации, пока что выяснить не удалось.

Вместе с тем, значения солености, полученные при батометрических наблюдениях, в большой степени случайные величины, так как пробы для определения солености берутся в случайное время, без всякой привязки к фазе прилива, в «случайной» географической точке, без предварительного выяснения действительного местоположения ядра течения в момент наблюдений и других причин.

Ядро течения и ядро максимальной солености под влиянием приливных течений и долгопериодных изменений скорости остаточного течения испытывают изменения как в своей конфигурации, так и в местоположении.

Как указывает, например, А. И. Каракаш [26], изменения солености на горизонте 30 м на одной из многосуточных станций под влиянием приливных течений достигали $0,18\text{‰}$ и постепенно уменьшались с глубиной.

Характер кратковременных изменений величины максимума солености и положения ядра течения Ломоносова довольно хорошо можно проследить по материалам наблюдений «М. Ломоносова» (март—апрель, 1963 г. на 20° з. д.). Учащенные наблюдения с интервалом 2—4 ч, проведенные в стационарных условиях, позволяют сделать некоторые выводы.

Во-первых, в экваториальной области Атлантического океана преобладают приливные колебания с полусуточным периодом. Это хорошо видно непосредственно на изоплстах и подтверждается спектральным анализом наблюдений над течениями на 60-суточной станции, проведенным Сталкапом и Меткалфом [160], поэтому при проведении наблюдений в точках с постоянными координатами наблюдаются изменения величин характеристик с периодичностью в среднем $12,5$ часа. Так, например, в слое максимума солености, ограниченном на протяжении всего периода наблюдений изохалинами $36,4\text{‰}$, периодически появлялись воды с соленостью, превышающей $36,4\text{‰}$. Такое явление, с одной стороны, можно рассматривать, как пульсацию течения. Но если

внимательно проанализировать распределение солёности на разрезах, то окажется, что точка, в которой «М. Ломоносов» проводил наблюдения, находится на северной периферии южного ядра повышенной солёности, и поэтому, когда под влиянием прилива ядро или стрежень течения совершают колебательные (или орбитальные) движения со всей массой вод относительно неподвижной точки наблюдений, создается впечатление о прохождении внутренних волн или пульсационном характере течения. Аналогичный вопрос подробно рассматривался ранее на примере Баренцева моря [75].

Во-вторых, слой вод повышенной солёности (36,0‰) прослеживается на одних и тех же глубинах, от 15—20 до 80—90 м. Ядро максимальной солёности (36,3‰) на горизонтах от 35 до 70 м, а максимум внутри этого ядра (36,4‰) удерживается на 50—65 м и вдоль изопикны 25. Величины максимальной солёности в ядре течения не выходят за пределы 36,47‰ на протяжении всего времени наблюдений.

Почти аналогичная картина наблюдалась и в период работ «Pillsbury» в апреле 1965 г. [156]. Разница заключалась в абсолютных величинах солёностного максимума, который во втором случае едва достигал 36,2‰.

Поэтому, возвращаясь к вопросу о трансформации солёности и учитывая, что пределы колебаний ее величин в ядре течения под влиянием различных факторов могут достигать, по крайней мере, $\pm 0,1\%$, мы можем с полным основанием построить прямолинейную зависимость величины солёности от пути, пройденного течением.

Несколько иначе происходит трансформация солёности в летне-осенний период. На первом участке пути от 35 до 15° з. д. величина солёности в северном ядре течения Ломоносова изменяется от 36,68 до 35,96‰, т. е. на 0,72‰, и в южном ядре от 36,48 до 35,84‰, т. е. на 0,64‰, от 15° з. д. до 6° в. д. происходит некоторое увеличение солёности на 0,08—0,19‰.

Несмотря на трансформацию солёности в ядре течения Ломоносова, на приливные колебания и случайный характер наблюдений на эпизодических океанографических станциях различных судов в съемках «Эквалант-I» и «Эквалант-II», на всех разрезах в течении Ломоносова сохраняется ядро вод высокой солёности.

Величина солёности в самом ядре постепенно уменьшается по мере продвижения на восток, но ядро — отличительный признак течения Ломоносова по сравнению с окружающими водами — остается и указывает на его адвективный характер.

Анализ показывает, что в верхней части течения характер распределения солёности обычно совпадает с распределением скорости, а в нижней, несколько ниже максимума, скорость более монотонно убывает с глубиной. В то же время солёность после максимума убывает чрезвычайно резко, подчеркивая малую толщину слоя высокосолёных вод. Особенно хорошо это видно на

рис. 17, где приведены кривые вертикального распределения солености в ядре течения и проекций скорости на плоскость экватора (т. е. эпюра скорости). В то время как градиент увеличения солености в верхней части кривой до максимума равен $0,014\text{‰}$ на 1 м глубины, уменьшение солености с глубиной после прохождения точки максимума уже $0,026\text{‰}$ на 1 м глубины. Скорость течения в поверхностном слое нарастает очень быстро и, наоборот, после прохождения максимума убывает очень медленно, особенно начиная с 90—100 м.

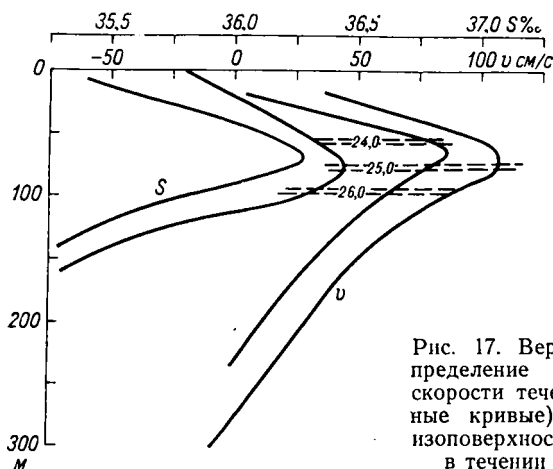


Рис. 17. Вертикальное распределение солености (S), скорости течения (v) (сборные кривые) и положение изоперхностей 24; 25; 26 в течении Ломоносова.

Такое различие в распределении солености и скорости течения ниже их максимальных значений показывает, что течение Ломоносова фактически состоит из вод различного происхождения. Его верхняя часть представлена водами высокой солености, носителями высокой энергии, а нижняя — стабильными водами местного происхождения, которые благодаря фрикционному трению вовлекаются быстродвижущимися водами высокой солености в общий поток восточного направления.

В некоторых работах дискутируется вопрос о взаимном расположении максимумов скорости и солености по глубине. М. Ринкель указывает [156], что во всех случаях проведенных им наблюдений на «Pillsbury» ядро максимальной скорости располагается выше максимума солености в среднем на 9 м.

В то же время М. Штурм и К. Фохт, проводившие работы на НИС «А. Репск» в том же районе, указывают [162], что ядро максимальной солености располагается над ядром максимальной скорости.

Столь противоречивые результаты свидетельствуют, по-видимому, о несовершенстве методики синхронных наблюдений обеих характеристик, а быть может, и о значительной изменчивости процессов.

Не вдаваясь в разбор этого явления, можно с достаточной очевидностью говорить о существовании связи между положением ядра максимальной солености и ядра скорости течения, основываясь на генетической связи между водами высокой солености и скоростью их переноса.

Совместный анализ этих двух величин для зимне-весеннего периода [76] показывает, что они хорошо коррелируют между собой.

Весьма характерно положение слоя вод максимальной солености по отношению к их плотности. Трехмерный анализ с использованием меридиональных и продольного разрезов, а также кривых вертикального распределения обеих характеристик показывает, что в экваториальной области слой высокосолёных вод располагается в слое пикноклина, который в месте прохождения течения Ломоносова значительно расширен, слой максимума высокосолёных вод располагается преимущественно между изопервыми 24 и 26 и в основном вдоль поверхности 25.

Положение максимума солености по отношению к той или иной изопикнической поверхности для станций, расположенных в полосе от 1° с. ш. до 1° ю. ш. и от 6° в. д. до 40° з. д., охватывающих область распространения течения Ломоносова, дает кривая распре-

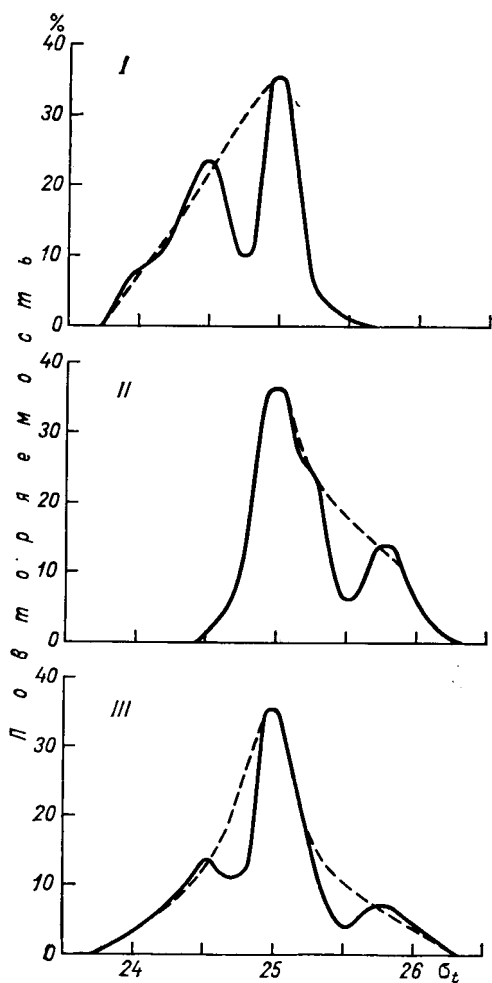


Рис. 18. Повторяемость положения ядра солености на различных изопикнических поверхностях в области течения Ломоносова.

I — «Эквалант-I», II — «Эквалант-II», III — по объединенным данным для обеих съемок «Эквалант».

деления, которая имеет двухвершинный характер и асимметрию в сторону малой плотности. Максимум повторяемости (35% случаев) располагается на изопервом 25. Вторым максимумом повторяемости (23,0%) относится к изопервому 24,5.

Таким образом, результаты выборки, проведенной по кривым вертикального распределения, показывают, что в зимне-весенний период максимум солёности в ядре течения Ломоносова в основном концентрируется вдоль изоповерхностей 25 и 24,5 (рис. 18).

Кривая распределения для летне-осеннего периода тоже оказывается двухвершинной и имеет ярко выраженную асимметрию, но направленную от максимума повторяемости в сторону большей плотности. Максимум повторяемости (36% случаев) также относится к изоповерхности 25. 25% случаев повторяемости относится к соседней изоповерхности 25,25. Вторичный максимум (14% случаев) располагается на изоповерхности 25,75.

Таким образом, оказывается, что ядро максимальной солёности в течении Ломоносова как в летне-осенний, так и в зимне-весенний период в большинстве случаев концентрируется вдоль одной и той же изоповерхности 25.

Обобщение результатов за оба периода дало почти симметричную кривую распределения, имеющую трехвершинный характер.

Такое положение в общем наблюдается вдоль всего течения как зимой, так и летом. Однако по мере продвижения на восток и по мере трансформации вод течения Ломоносова в основном за счет бокового перемешивания одновременно с уменьшением солёности и, казалось бы, уменьшением плотности происходит, как мы уже видели, слабое понижение температуры, которое в общем приводит к небольшому, но заметному увеличению плотности.

4. Термохалинная структура вод течения Ломоносова

Воды, формирующиеся в антициклональных круговоротах Атлантического океана и составляющие затем основное ядро течения Ломоносова и некоторых подповерхностных элементов океанической циркуляции, — это основные первичные образования тропической зоны. Они должны занять данное им природными условиями место в обобщенной системе TS -кривых Атлантического океана.

Но до настоящего времени ни в одной из работ, посвященных характеристикам вод океана, и в том числе тропической зоны [164, 111, 40], в TS -анализ не включались воды поверхностного слоя 150—200 м из-за сезонных колебаний TS -индексов.

Сезонные колебания температуры и солёности поверхностного слоя вод в тропической зоне Атлантического океана достигают значительных величин. Наибольшая величина средней многолетней амплитуды температуры наблюдается в восточных районах океана в Канарском течении (до 8°) и к югу от Гвинейского залива (до 6—7°). На остальном пространстве открытого океана она колеблется от 2 до 4°.

Сезонные изменения солёности в тропической зоне оказываются максимальными: они имеют терригенное происхождение, т. е. связаны со стоком рек, и достигают здесь наибольшей

величины. В приустьевых участках рек, особенно Амазонки и Нигера, распределение (до 9—10‰) распространяется на многие сотни и тысячи миль от побережья. В результате даже на значительном удалении от берегов средние многолетние колебания превышают 0,5 и даже 1‰. В центральных областях антициклональных круговоротов колебания в общем невелики и не превышают 0,5‰ [100].

Обратимся к термохалинным индексам вод, сформированных в антициклональных круговоротах и образующих затем ядра экваториальных противотечений, и, в частности, течение Ломоносова — Срединную ветвь экваториального противотечения в Атлантическом океане. Эти индексы определяют в реальном стратифицированном океане глубину положения ветви течения, характер самого течения и трансформацию его вод, т. е. условия их перемешивания с окружающими водами на всем протяжении течения. Естественно, что условия формирования вод в антициклональных круговоротах, которое происходит на поверхности океана под непосредственным воздействием процессов атмосферной циркуляции, претерпевают значительные сезонные изменения в самом очаге их формирования до того, как воды в подповерхностных слоях поступят в систему экваториальных противотечений. После того как вновь сформированные воды попадут под изолирующее влияние верхнего слоя пассатных вод, дальнейшее изменение их термохалинных индексов зависит в основном только от интенсивности обмена с окружающими водами.

В качестве исходных *TS*-индексов вод течения Ломоносова нами были выбраны из реальных наблюдений экстремальные величины температуры и солености воды в северном и южном антициклональных круговоротах для весны и для осени. Эти величины приведены в табл. 6.

Таблица 6

Весна		Осень		Источник, судно, год
<i>T</i> °	<i>S</i> ‰	<i>T</i> °	<i>S</i> ‰	
Северный антициклональный круговорот				
27,30	36,95	36,24	37,43	А. М. Муромцев (1963) F. Fuglister (1960) «Discovery» (1957)
		26,67	37,54	
		26,29	37,57	
Южный антициклональный круговорот				
23,80	37,18			Эквалант-II
23,44	37,11			
23,76	37,18			«Casko» (1963)
23,85	37,21			
		27,86	37,53	F. Fuglister (1960) «Atlantis» (1959)
		28,08	37,49	
		28,09	37,51	

Экваториальные противотечения подстилаются промежуточными водами, которые именуются у Дефанта [111] и Свердрупа [164] северными и южными центральными водными массами, а у Мамаева [40] — субтропическими тропосферными водами. Эти воды занимают слой от нижней границы пикноклина до 400—500 м. Не вдаваясь в подробности их формирования, следует заметить, что в классификациях, приводимых Дефантом и Мамаевым, верхние пределы характеристик этих вод весьма отличны друг от друга: в то время как Дефант в качестве верхних пределов южной и северной центральной водной массы указывает $T = 16^{\circ}\text{C}$ и $S = 35,6\text{‰}$ и $T = 17^{\circ}\text{C}$ и $S = 36,2\text{‰}$ соответственно, Мамаев в качестве верхнего предела субтропических тропосферных вод Южной Атлантики (СТЮА) приводит $T = 18^{\circ}\text{C}$ и $S = 36,5\text{‰}$. Между тем анализ многочисленных материалов наблюдений последнего времени показал весьма большую стабильность характеристик этих вод (во всяком случае, почти во всей тропической зоне) в следующих пределах:

$$\text{СТЮА} -- T = 16,4^{\circ}\text{C}; \quad S = 35,73\text{‰},$$

$$\text{СТСА}^1 -- T = 17^{\circ}\text{C}; \quad S = 36,36\text{‰}.$$

Выше этих пределов TS -кривые дают значительный разброс, т. е. указывают на возможность смещения вод СТЮА и СТСА как с высокосолеными водами антициклональных круговоротов, так и непосредственно с водами пассатных течений. Ниже указанных пределов TS -кривые почти сливаются в одну линию независимо от района и сезона наблюдений.

Наконец, к третьему типу вод, индексы которого необходимо определить, относятся воды пассатных течений, покрывающие высокосолёные воды с момента выхода их из антициклональных областей.

Пассатными течениями охвачен весь слой вод от поверхности океана до верхней границы пикноклина, причем район к югу от экватора и до $3\text{--}5^{\circ}$ с. ш. занят водами Южного Пассатного течения. К северу от $3\text{--}5^{\circ}$ и до 10° с. ш. чрезвычайно трудно определить происхождение вод пассатных течений, так как в зависимости от сезона и характера атмосферной циркуляции здесь могут наблюдаться воды Южного и Северного Пассатных течений.

Поэтому в качестве исходных величин индексов пассатных течений для экватора, где в основном распространяются воды течения Ломоносова, была принята величина наиболее низкой солености $S = 35,0\text{‰}$, характерная для Южного Пассатного течения, без учета опресняющего влияния речного стока и наиболее высокая температура 30° для зимне-весеннего периода («Эквалант-1») и $28,5^{\circ}\text{C}$ для летне-осеннего.

Полученные индексы вод образуют на TS -диаграммах две пары треугольников смещения, обращенных вершинами к области

¹ Субтропические тропосферные воды Северной Атлантики.

вод высокой солености, т. е. к правой верхней части *TS*-диаграммы:

первая пара треугольников для «Эквалант-I» с общим основанием между индексами вод СТЮА и индексами вод пассатных течений и разными вершинами: одной — с индексами вод, харак-

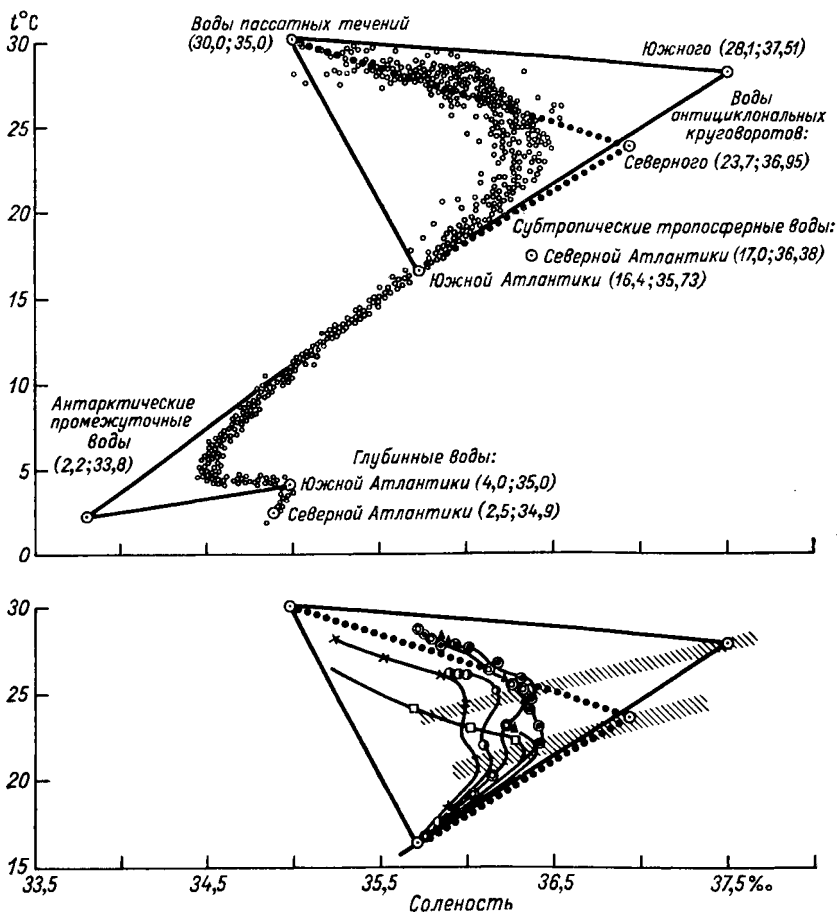


Рис. 19а. Сборные *TS*-диаграммы вод экваториальной зоны Атлантического океана по материалам съемки «Эквалант-I».

На верхней диаграмме — сборное поле *TS*-индексов станций между 1° с. ш. и 1° ю. ш.; на нижней диаграмме выборочные *TS*-кривые вод течения Ломоносова, наиболее характерные для сезона.

терными для зимы северного антициклонального круговорота, и второй — с индексами вод, характерными для лета южного антициклонального круговорота;

вторая пара треугольников для «Эквалант-II» также имеет общее основание в виде прямой, соединяющей точки с исходными индексами вод СТЮА и вод пассатных течений (но для зимы юж-

ного полушария) и с вершинами, образованными индексами вод, характерными для лета северного антициклонального круговорота и для зимы южного антициклонального круговорота.

Если все *TS*-точки станций в пределах двухградусной полосы 1° с. ш. — 1° ю. ш., от 40° в. д. до 6° в. д., т. е. в пределах распространения вод течения Ломоносова, нанести на эту *TS*-диа-

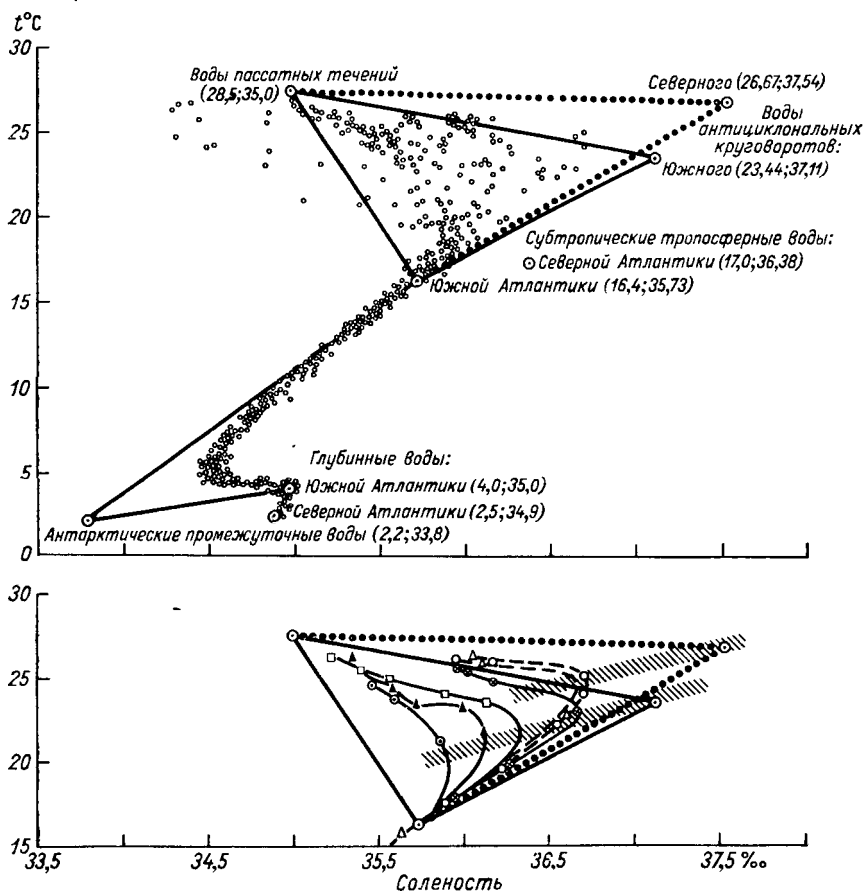


Рис. 196. Сборные *TS*-диаграммы по материалам съемки «Эквалант-II». (См. рис. 19а).

грамму отдельно для «Эквалант-I» и «Эквалант-II» (рис. 19), можно отметить несколько характерных моментов.

Во-первых, почти все точки наблюдений от поверхности и до горизонта около 100 м хорошо укладываются в границы треугольников, образованных выбранными величинами индексов.

Во-вторых, все *TS*-кривые обоих сезонов на глубине более 100 м сходятся в точке с исходными индексами субтропических тропосферных вод Южной Атлантики и далее образуют одну

TS-кривую, характерную для всей южной части Атлантического океана, в соответствии с уже указанными работами Мамаева и др.

В-третьих, внутри треугольников смещения в распределении точек разных сезонов существует резкое различие. В то время как для «Эквалант-I» все точки плотно сконцентрированы в виде узкой дуги, направленной выпуклостью к вершине треугольников, для «Эквалант-II» характерен довольно хаотический разброс точек на всей площади треугольников.

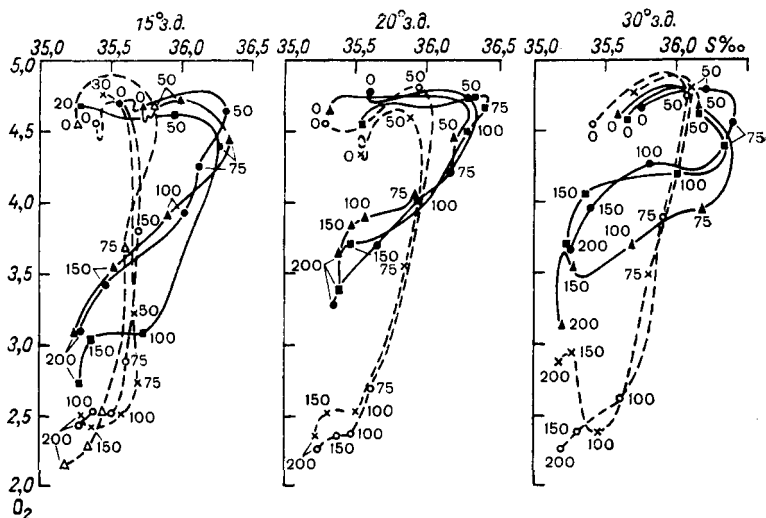


Рис. 20. O_2S -диаграмма вод течения Ломоносова (сплошная линия), диаграмма вод пассатных течений (пунктир).

Поскольку основной интерес представляют здесь воды течения Ломоносова, обратимся к точкам, расположенным непосредственно внутри треугольников смещения. В треугольниках смещения вод поверхностного слоя правые вершины представлены индексами высокосоленых вод, образующихся в южном (сплошные линии) и в северном (пунктир) антициклональных круговоротах, а заштрихованными полосками показана их плотность, характерная и для вод течения Ломоносова.

Анализ отдельных *TS*-кривых показывает, что в зимне-весенний период в ядре течения Ломоносова воды более однородны, соленость устойчива на всем протяжении течения и колеблется в пределах 36,2—36,5‰, а температура — от 26 до 21°. В западных районах кривые имеют преимущественно двухвершинный характер, т. е. наблюдаются два максимума солености — один при температуре 21—22° и второй около 25—26°. Первый максимум располагается вдоль изопикны 25,25 и второй на изопикне 24,50. К востоку происходит постепенное сглаживание кривых, и, начиная с 15—10° з. д., они имеют одновершинный характер, их вершины располагаются вдоль изолинии 25.

Наличие двух вершин на *TS*-кривых свидетельствует о том, что ядро течения Ломоносова должно фактически состоять из вод, поступающих из двух различных источников, расположенных на разных изопикнических поверхностях.

Это хорошо подтверждается изосолями плотности, изображенными на рис. 19 в виде заштрихованных полосок, проходящих через вершины *TS*-кривых, и исходными величинами индексов высокосоленых вод, характеризующих их в очагах формирования, т. е. в северном и южном антициклональных круговоротах.

TS-кривые для осени имеют несколько другой характер. Хотя соленость вод на крайнем западе в ядре течения Ломоносова велика и доходит до 36,7‰, по мере продвижения на восток она очень быстро уменьшается до 35,7‰ на 6—7° в. д. Температура в ядре течения в западных районах достигает почти 23°, в то время как на крайнем востоке она понижается до 17°. Кривые имеют более сложный, но почти всегда одновершинный характер и концентрируются в основном вдоль изоповерхности 25,25 и 25,50.

В гл. II указывалось, что, кроме высокой солености, одним из основных признаков вод антициклональных круговоротов служит повышенное содержание кислорода. По этим характеристикам были построены *O₂S*-кривые для нескольких станций на 30, 20 и 15° з. д. [76].

По *O₂S*-кривым очень хорошо выделяются границы распространения вод течения Ломоносова как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении (рис. 20). Слой насыщенных кислородом высокосоленых вод адвективного происхождения располагается между глубинами 30 и 100—120 м в узкой приэкваториальной области.

5. Анизотропные условия обмена в слое пикноклина

Из всего предыдущего анализа следует, что на всем протяжении течения Ломоносова сохраняется его соленостное ядро. Хотя величина солености и других характеристик вод течения Ломоносова несколько изменяется при движении на восток, при пересечении Атлантического океана вдоль экватора на протяжении более 4000 км структура течения сохраняется.

Это явление было отмечено автором [77] при рассмотрении вопроса о трансформации вод. Несколько подробнее (см. гл. II) этот вопрос был рассмотрен при исследовании условий обмена в пикноклине экваториальной области. И, наконец, некоторые условия обмена непосредственно для течения Ломоносова были выяснены в предыдущем разделе этой главы.

Из *TS*-анализа [88] следует, что трансформация высокосоленых вод течения Ломоносова может происходить только вдоль изоповерхностей той плотности, которая была получена ими при формировании в антициклональной области. Дальнейший перенос

высокосолёных вод в слое пикноклина и переход изотропных вихрей, характерных для центральных частей антициклональных круговоротов, в анизотропные вихри при вхождении в слой пикноклина строго определяет возможность только бокового перемешивания.

А. Парр [146] высказал мысль, что турбулентный обмен в стратифицированной среде в основном должен быть анизотропным и что одновременно с ослаблением вертикального обмена следует ожидать резкое увеличение бокового обмена. Р. В. Озмидов [52], анализируя влияние стратификации вод на турбулентный обмен в океане, указывает: «... вертикальная неоднородность океанических вод будет препятствовать «опрокидыванию» вихрей, так как вихрь с горизонтальной осью вращения должен преодолеть градиент плотности и «работать» против сил Архимеда».

А. Дефант [111], описывая распространение слоя максимальной солёности, считал, что совпадение максимума солёности со слоем термоклина может возникать только благодаря адвекции и наличия весьма слабой турбулентности, так как при резкой стратификации турбулентность сильно уменьшается. В случае переноса вод вне слоя термоклина он сопровождался бы сильным перемешиванием. Но так как максимальная солёность располагается тонким слоем вдоль самого термоклина, распространение вод принимает характер ламинарного потока и коэффициент вертикального обмена должен быть близким к коэффициенту молекулярной диффузии солей в воде (0,011). По расчётам Р. Монгомери [142], для Межпассатного противотечения величина коэффициента¹ вертикального турбулентного обмена $A_z = 0,4 \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \times \text{с}^{-1}$. Вместе с тем перемешивание в горизонтальном направлении должно быть весьма эффективным, о чем свидетельствует величина A_l , достигающая $4 \times 10^7 \text{ г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$.

Численное решение системы уравнений турбулентной диффузии для области течения Ломоносова между 25 и 30° з. д. в слое от 50 до 90 м, непосредственно занятом высокосолёными водами:

$$U \frac{\partial T}{\partial x} + W \frac{\partial T}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + K_l \frac{\partial^2 T}{\partial x^2},$$

$$U \frac{\partial S}{\partial x} + W \frac{\partial S}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + K_l \frac{\partial^2 S}{\partial x^2},$$

$$U \frac{\partial O_2}{\partial x} + W \frac{\partial O_2}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 O_2}{\partial z^2} + K_l \frac{\partial^2 O_2}{\partial x^2},$$

в которые были введены наблюдаемые величины температуры, солёности, содержания растворённого кислорода по материалам съёмки «Эквалант-1» и горизонтальных компонент скорости те-

¹ A_z — коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения, имеющий размерность $\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$; K_z — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, т. е. обмена примесями, имеет размерность $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Численное соотношение между величинами этих двух коэффициентов (A_z/K_z) колеблется примерно от 10 до 50.

чений, измеренной инструментально, позволили получить величины K_z и K_l , представленные в табл. 7.

Таблица 7

Величины коэффициентов турбулентной диффузии K_z и K_l в слое высокосолёных вод течения Ломоносова (от 50 до 90 м)

Широта	K_z см ² /с	K_l см ² , с	Широта	K_z см ² /с	K_l см ² /с
2° с.	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$0,6 \cdot 10^8$	Экватор	1,1	$3,1 \cdot 10^8$
1° с.	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$0,4 \cdot 10^6$	1° ю.	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^8$
			2° ю.	8,0	$2,0 \cdot 10^8$

При совместном решении системы уравнений было принято, что коэффициенты турбулентной диффузии $K_z^T = K_z^S = K_z^O$ и $K_l^T = K_l^S = K_l^O$ (см²/с).

Близкие значения получены и при вычислении K_z методом Якобсена [126] для осени по материалам съёмки «Эквалант-II». Для западного участка течения коэффициент вертикальной турбулентной диффузии K_z оказывается равным 0,9 см²/с, а для восточного 2,0 см²/с.

Весьма показательны в отношении малых величин коэффициентов вертикального обмена в пикноклине в районе экватора результаты массового вычисления коэффициентов температурной теплопроводности, выполненные К. А. Седых и Б. Н. Лутошкиной [64] по материалам наблюдений на двух меридиональных разрезах (по 5 и 10° з. д.) для слоя 20—100 м.

Из 288 случаев максимум повторяемости (77%) величины K_z^T лежит в пределах от 0 до 5 см²/с, 12% от 5 до 10 см²/с и остальные 11% распределяются по убывающей кривой до $K_z^T \geq 200$ см²/с.

Такое распределение коэффициентов теплопроводности в слое пикноклина тем более характерно, что для горизонтов ниже 150 м величины K_z^T более или менее равномерно распределены в пределах от 0 до 200 см²/с и более, не выходя за пределы повторяемости 26%.

Столь большое и устойчивое преобладание величины K_l над величиной K_z , доходящее до десяти порядков, при очень малой абсолютной величине K_z не только полностью и еще раз подтверждает ранее сделанный вывод о преобладании в течении Ломоносова латерального, или бокового, перемешивания, но и позволяет сделать ряд выводов.

Благодаря указанным обстоятельствам на северной и южной перифериях течения Ломоносова, на его границе с ветвями Южного Пассатного течения, идущими на той же глубине на запад, происходит интенсивное перемешивание. В результате по мере продвижения на восток происходит постепенное сужение живого сечения потока высокосолёных вод, при сохранении в основном

высокой солености вод в самом ядре. С другой стороны, ветви Южного Пассатного течения сужаются по мере продвижения их на запад, при одновременном постепенном осолонении их вод.

В качестве достаточно яркой иллюстрации такого обмена может служить характер и величина трансформации, происходящей в ядрах Северной ветви экваториального противотечения, расположенной к северу от $3-4^\circ$ с. ш., и течения Ломоносова, расположенного на экваторе, идущих на восток, а также в ядрах Северной ветви Южного Пассатного течения, расположенной между

ними и направленной на запад (рис. 21).

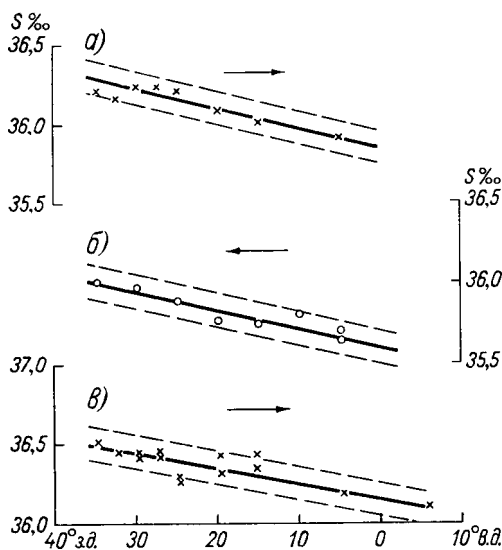


Рис. 21. Трансформация солености в ядрах встречных течений как эффект бокового интенсивного обмена в пикноклине при $K_t = n \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$.

a — в Северной ветви экваториального противотечения; *б* — в Северной ветви Южного Пассатного течения; *в* — в течении Ломоносова (стрелками показаны направления течений).

В ядре Северной ветви экваториального противотечения (рис. 21 *a*) между 30° з. д. и нулевым меридианом соленость вод в ядре понижается в среднем на $0,38\text{‰}$ — с $36,23\text{‰}$ до $35,85\text{‰}$.

В ядре течения Ломоносова (рис. 21 *в*) с 30° з. д. до нулевого меридиана соленость также понижается с $36,45\text{‰}$ до $36,15\text{‰}$, т. е. на $0,30\text{‰}$.

В то же время в стрежне Северной ветви Южного Пассатного течения (рис. 21 *б*) при движении на запад от нулевого меридиана до 30° з. д. соленость вод, наоборот, повышается на $0,35\text{‰}$ с $35,6\text{‰}$ до $35,95\text{‰}$.

Аналогичное явление происходит и между другими встречными течениями.

Таким образом, на всем пространстве экваториальной Атлантики с запада на восток и с севера на юг вдоль изопикнических поверхностей, общих для пассатных течений и экваториальных противотечений, в результате бокового перемешивания между встречными течениями образуется непрерывный промежуточный слой высокой солености с максимумами в ядрах ветвей экваториального противотечения и минимумами в стрежнях ветвей пассатных течений. Эта, по сути, фронтальная трансформация вод чрезвычайно важна, так как в результате воды пассатных течений, частично входящие затем в центральные области антициклональных круговоротов, оказываются уже достаточно осолоненными и в какой-то степени подготовленными к дальнейшей трансформации и преобразованию в высокосоленные воды.

6. Применение метода изопикнического анализа к исследованию течения Ломоносова

Исключительно большое преимущество бокового перемешивания над вертикальным, происходящего в слое высокосоленых вод течения Ломоносова, в основном вдоль изопикнических поверхностей, дает полное основание для проведения изопикнического анализа течения Ломоносова. В данном случае изопикнический анализ с использованием генетических характеристик его вод оказывается не только возможным, но и вполне корректным.

Для этой цели, в первую очередь, необходимо выбрать генетически оправданную и наиболее отличительную характеристику вод. В данном случае таким требованиям больше всего отвечает соленость. С одной стороны, высокая соленость в водах антициклональных круговоротов и экваториальных противотечений определяется самими условиями генезиса нового типа вод и должна считаться их наиболее отличительной чертой. С другой стороны, соленость наиболее консервативна, так как она не вступает в водах океана ни в какие физико-химические реакции и индифферентна к любым процессам биологического характера.

Второе условие успешного анализа — удачный выбор изопикнических поверхностей. Для решения этого вопроса целесообразнее всего обратиться к разделу 3 этой главы, где рассматривается вопрос о положении ядра солености в слое пикноклина. Как видно на рис. 22, наибольшая повторяемость (35%) ядра максимальной солености наблюдается на изоповерхности 25,0 для обеих съемок «Эквалант-I» и «Эквалант-II».

Второй поверхностью для «Эквалант-I» с максимальной повторяемостью 24% случаев служит изоповерхность 24,5. По результатам выборки солености для обеих поверхностей с графиков вертикального распределения солености и плотности были построены карты распределения солености для зимне-весеннего периода.

Вдоль обеих поверхностей, находящихся на весьма близком расстоянии друг от друга в пределах не более 10—12 м, располагаются довольно узкие языки с соленостью более 36,0‰.

В западной части океана, благодаря выступу Южноамериканского материка у основания этих языков распределение солености несколько асимметрично, но начиная с 35—34° з. д. и далее на восток до самого побережья Африки узкий язык высокой солености располагается почти симметрично вдоль экватора. Максимум солености внутри языка превышает 36,4‰. На западе высокосоленные воды внутри языка несколько смещаются к его южной периферии, а начиная с 35—30° наблюдается разделение этого центрального ядра максимальной солености (36,4‰) на два ядра, которые располагаются симметрично относительно экватора. В нескольких местах эти ядра прерываются, либо по причине асинхронности наблюдений, либо в результате пульсационного характера течения. На самом экваторе соленость оказывается на 0,1‰

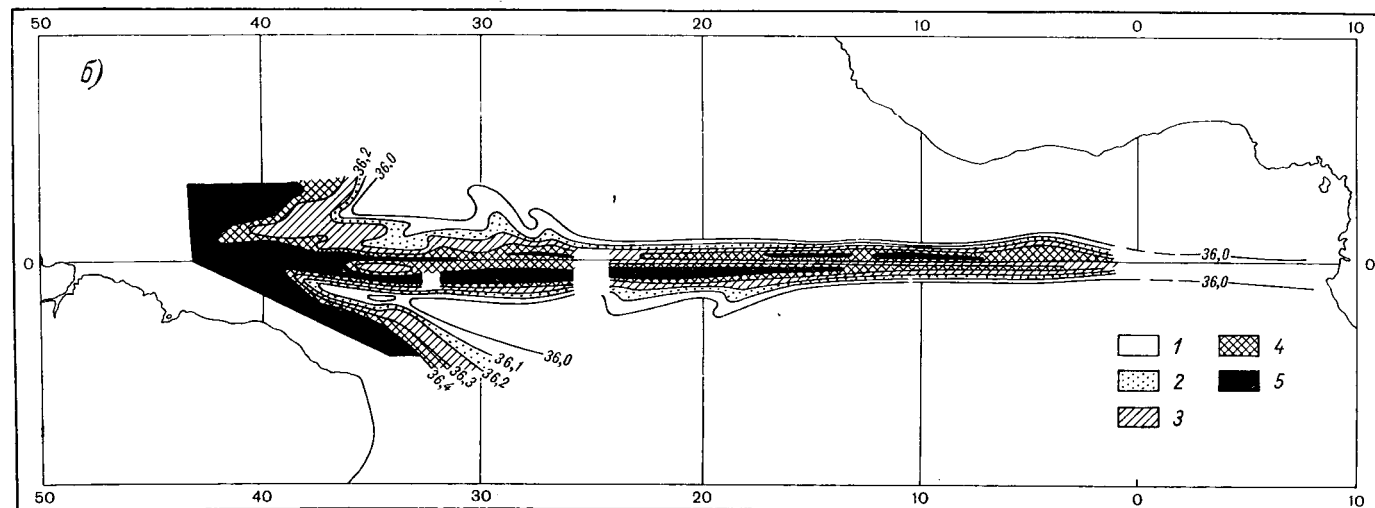
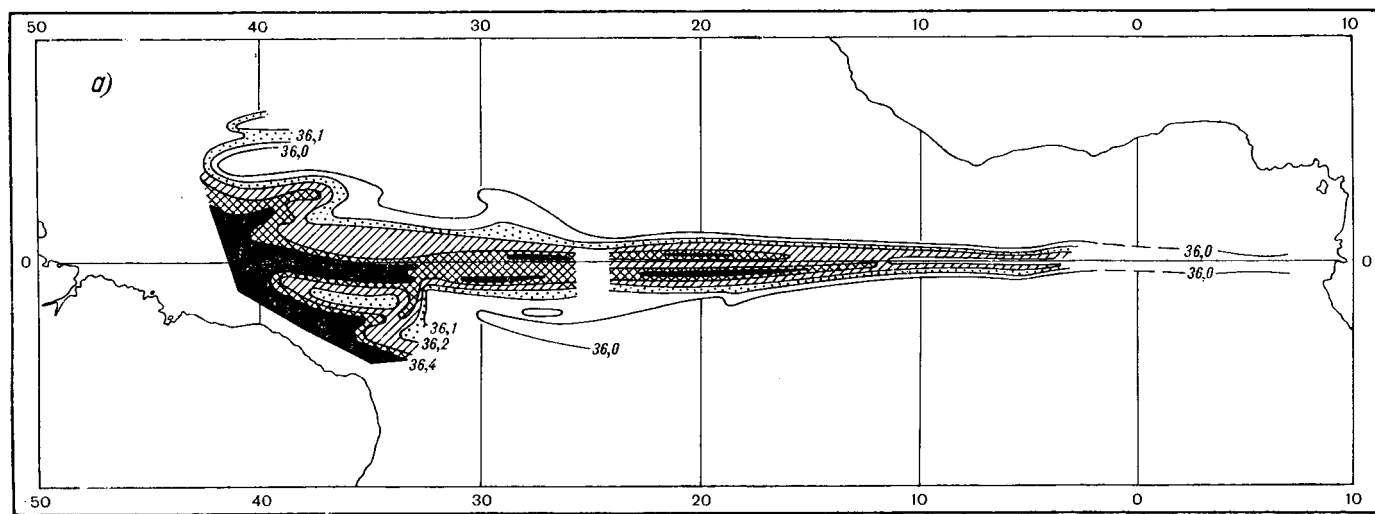


Рис. 22. Распределение солёности (‰) вдоль изопикнических поверхностей в области течения Ломоносова во время съёмки «Эквалант-1».

a — вдоль поверхности 24,5; *b* — вдоль поверхности 25.
 1 — 36,0—36,1, 2 — 36,1—36,2, 3 — 36,2—36,3, 4 — 36,3—36,4, 5 — >36,4.

меньше, чем в ядрах. Обращает на себя внимание появление на северной и южной перифериях течения Ломоносова локальных участков (или затоков) вод с повышенной соленостью, которые могут быть истолкованы как тенденция к образованию вихрей на южной и северной границах с пассатными течениями, идущими на той же глубине на запад.

Сравнивая результаты изопикнического анализа (рис. 22) со сборной схемой течения Ломоносова по инструментальным измерениям в слое 50—100 м (см. рис. 12), можно убедиться в их полной аналогии.

К большому сожалению, океанографическая съемка «Эквалант-I», весьма полная в западных и центральных районах экваториальной области, не получила должного развития на крайнем востоке и поэтому проанализировать распределение солености в Гвинейском заливе восточнее 4° з. д. в зимне-весенний период 1963 г. значительно труднее. Однако этот пробел может быть восполнен анализом материалов съемки «Эквалант-III», проведенной в основном в восточных районах экваториальной области весной 1964 г. Эти данные позволяют в достаточно полной мере проследить дальнейшую судьбу высокосоленых вод в вершине Гвинейского залива.

Известно мнение М. Ринкеля, П. Зунда и Г. Неймана [154] о том, что течение Ломоносова вблизи африканского побережья, при подходе к о. Сан-Томе, поворачивает на юго-восток. Г. Нейман, анализируя карту распределения солености на горизонте 50 м, составленную по данным «Эквалант-III», указывает буквально следующее: «Помимо картины распространения высокой солености на юго-восток, в конечной части противотечения прослеживается веточка высокой солености другого направления — от экватора на северо-восток или север» [145].

Анализ распределения солености вдоль изоповерхности 25 дает основание утверждать, что течение Ломоносова, следуя на восток вдоль экватора и встречая на пути своем непреодолимую преграду в виде Африканского континента, берег которого в этом районе расположен в направлении «север—юг», т. е. перпендикулярно оси течения, раздваивается и круто расходится к северу и к югу. Левое (северное) ответвление, более слабое, следуя изгибам берега, сразу же поворачивает к северо-западу и, судя по отдельным пятнам повышенной солености, образует подобие циклонического круговорота. Правое ответвление, более мощное также в пределах $3—4^{\circ}$ ю. ш. делает поворот на 180° и тоже направляется на запад, образуя такой же круговорот к югу от экватора (рис. 23).

Эти выводы о раздвоении течения Ломоносова полностью подтверждаются подробными исследованиями Ле-Флоша [135]. Ле-Флош проанализировал распределение солености не только вдоль изоповерхности 25, но и вдоль поверхностей 24,75; 25,50 и 25,75 и получил аналогичные результаты. Более того, по материалам «Эквалант-II» на тех же изоповерхностях Ле-Флош получил

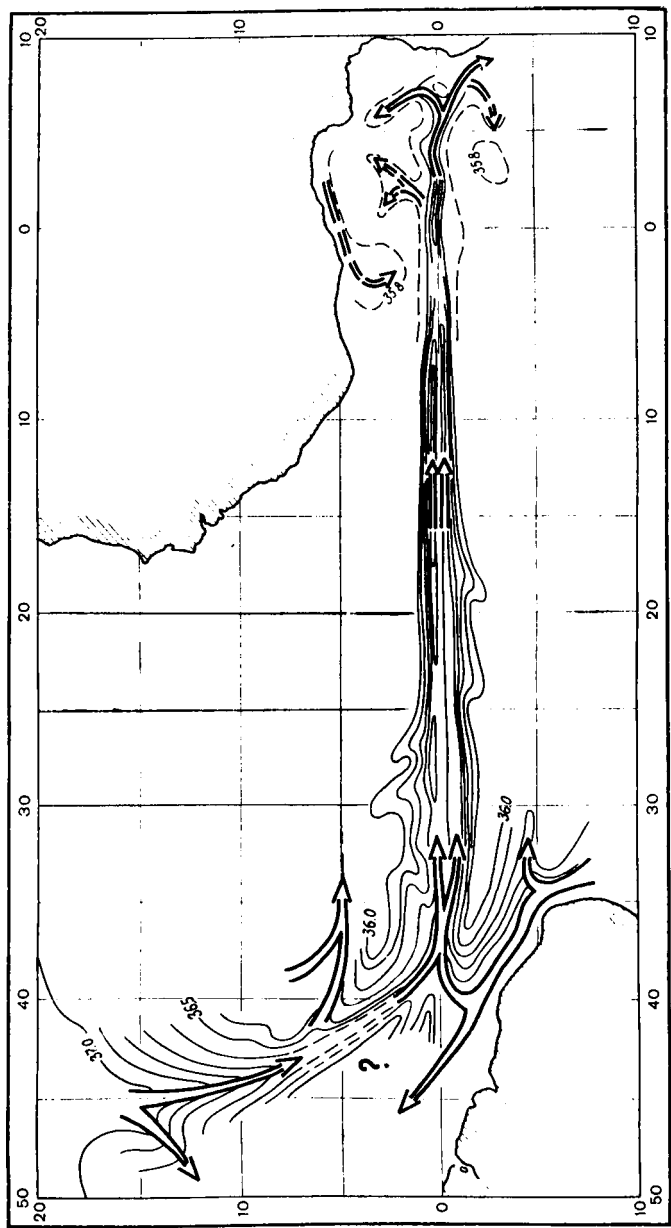


Рис. 23. Течение Ломоносова, его истоки и окончание в слое максимальной солености.

в местах указанных круговоротов, образованных северным и южным ответвлениями течения Ломоносова, локализованные пятна повышенной солености, постепенно рассеивающиеся с глубиной, которые, по-видимому, являются результатом остаточной зимне-весенней циркуляции.

Таким образом, применение метода изопикнического анализа для исследования течения Ломоносова дает возможность проследить распространение его вод на всем протяжении вдоль основных изоповерхностей и одновременно получить законченное представление о конечном этапе пути этого течения, который до последнего времени трактовался весьма разноречиво.

7. Об истоках течения Ломоносова

В заключение рассмотрим вопрос об истоках течения Ломоносова. Здесь был проведен подробный анализ причин и условий, благоприятствующих образованию экваториальных противотечений. По-видимому, в настоящее время не могут возникать как-либо сомнения относительно того, что источником вод экваториальных противотечений служат области высокой солености, расположенные в антициклональных круговоротах к северу и югу от экватора. Но это относится к экваториальным противотечениям в целом, т. е. ко всем трем ветвям противотечения.

Что же касается течения Ломоносова, т. е. Срединной ветви противотечения, то, к сожалению, ни неоднократные съемки «Эквалант», ни экспедиции на отдельных судах разных стран не дали окончательного ответа на этот вопрос, поэтому об источниках его питания существуют самые различные мнения.

В. Меткалф и М. Сталкап [140] высказали мнение, что течение Ломоносова получает питание из южного антициклонального круговорота. В результате дополнительных исследований распределения кислорода, температуры и солености вдоль изаностерических поверхностей¹ и дрейфа парашютных драг, полученных в экспедициях судов «Crawford» в 1965 г. и «Atlantis-II» в 1966 гг., в районе к северу от Бразилии, а также данных инструментальных измерений течения в 1963 г., В. Меткалф и М. Сталкап пришли к выводу, что течение Ломоносова образуется «Северо-Бразильским» течением², основная масса вод которого перед устьем Амазонки поворачивает на восток.

Г. П. Пономаренко [58] твердо придерживался мнения о питании течения Ломоносова из Южного антициклонального круговорота. Однако в работе, выполненной совместно с С. Г. Богуславским (1969), он высказал мысль о предварительном разбавлении вод

¹ Изаностерическая поверхность — поверхность равных величин аномалий удельного объема морской воды, имеет размерность Cl/t . Изаностера (σ) $300 Cl/t$ приблизительно соответствует изопикне (σ_t) 25. Подробно см. [22].

² Под «Северо-Бразильским» Меткалф и Сталкап подразумевают Гвианское течение.

южного круговорота, имеющих соленость 36,9‰, так называемыми «западноатлантическими» водами соленостью 36,0‰ и формировании таким образом вод течения Ломоносова.

Течение Ломоносова (подобно течениям Кромвелла и Индоокеанскому) представляет собой, по-видимому, во многих отношениях удивительное явление для всего Мирового океана и, в первую очередь, в отношении прямолинейности своего движения, т. е. в части переноса вод из области их накопления в область дефицита по кратчайшему пути, вдоль экватора, с минимальной потерей энергии, и во-вторых, в части сохранения скорости переноса вод на всем своем протяжении. Как можно было убедиться, на всем этом огромном протяжении (4000 км) величина максимальной среднесуточной скорости в направлении 90° может сохраниться в пределах 100—110 см/с. С другой стороны, перенос вод «Северо-Бразильским» течением в слое 75—95 м, по данным Меткалфа и Сталкапа, происходит вдоль северного побережья Бразилии со скоростью от 60 до 142 см/с, т. е. в среднем также около 100 см/с¹, но только в направлении 290—300°, т. е. почти прямо противоположном течению Ломоносова. И течение Ломоносова на крайнем западе, и Северо-Бразильское течение имеет ширину не менее 150—200 км, причем перенос вод в каждом течении может осуществляться только вдоль расположенных почти горизонтально изоповерхностей 24—26.

Вывод, что течение, переносящее от 15 до 39 млн. м³/с воды и идущее на ЗСЗ со скоростью 100 см/с, может повернуть вспять (на 150—160°) и переносить то же количество вод с той же скоростью в обратном направлении, вызывает сомнение.

Колоссальные потери энергии, возникающие при такой схеме переноса, исключает возможность дальнейшего существования течения, которое в действительности наблюдается на всем протяжении экватора вплоть до побережья Африки. Даже при повороте течения с меньшей крутизной, по-видимому, необходим дополнительный источник энергии для переноса такого огромного количества вод и со столь большой скоростью через весь океан.

Те же возражения относятся и к схеме, предложенной Г. П. Пономаренко и С. Г. Богуславским. Несостоятельна идея о перемешивании вод южного антициклонального круговорота с «западноатлантическими» водами, которое обязательно должно привести к еще большей потере энергии и к изменению их плотности, в то время как существование течений подобного типа возможно только в пикноклине и вдоль изоповерхностей той плотности, которая была задана водам в очагах их формирования.

В. Г. Корт и др. [50] в экспедиции на НИС «Академик Курчатов» и «Дм. Менделеев» в феврале—мае 1969 г. между Антильским течением, направленным на северо-запад, и внешней стороной Антильской островной дуги и восточнее, между Антильским течением и Гвианским течением, также несущим воды на северо-

¹ По дрейфу парашютных драг.

запад, обнаружили весьма интенсивное встречное течение, идущее на юго-восток, и назвали его Антило-Гвианским противотечением. По мнению этих авторов, упомянутое течение, подходя с запада-северо-запада к экватору на 40° з. д., дает начало течению Ломоносова.

Исследования, проведенные на НИС «Академик Курчатов» в 1970—1971 и особенно в 1972 г. [13, 29], подтвердили существование Антило-Гвианского противотечения. Оно, по-видимому, зарождается в треугольнике между Бермудскими островами, м. Хаттерас и п-овом Новая Шотландия.

Если обратиться к работе Дефанта [110] об абсолютной топографии физического уровня Атлантического океана, то именно в этом месте им было обнаружено наиболее значительное поднятие уровня океана (+50 дин. см). Это обстоятельство наводит на мысль о непосредственной связи между «холмом» Дефанта и природой Антило-Гвианского противотечения, тем более что на схеме Дефанта весь поток вод от упомянутого «холма» устремляется, так же как и Антило-Гвианское противотечение, сначала на юг, а затем на юго-восток.

Однако, по Дефанту, распространение течения на юго-восток ограничивается $65\text{--}60^\circ$ з. д., после чего оно резко поворачивает на запад через проливы между Антильскими островами входит в Карибское море. По исследованиям Корта и др. (1972), Антило-Гвианское противотечение в пределах до 60° з. д. частично образует замкнутую циркуляцию, а частично к востоку от 60° з. д. рассеивается и затухает.

К сожалению, в 1972 г. исследования между 60 и 40° з. д. не проводились, и непосредственная связь с течением Ломоносова установлена не была.

Более того, в своих публикациях авторы не приводят основные характеристики вод Антило-Гвианского противотечения, что исключает возможность сопоставить их с соответствующими характеристиками вод течения Ломоносова и Северной ветви экваториального противотечения.

Д. Кокрейн [104] считает, что течение Ломоносова образуется от слияния двух потоков, идущих к экватору с севера и с юга.

Автором первоначально было высказано мнение, что воды течения Ломоносова в основном поступают из северного антициклонального круговорота [76, 77]. Однако более подробный анализ показал, что питание течения Ломоносова происходит, по-видимому, из обоих источников в районе 38° з. д., причем доленое участие каждого из них должно меняться в зависимости от сезона. Это вытекает из анализа термохалинной структуры вод течения Ломоносова.

Материалы наблюдений судов «Crawford», «Bertioga» и «Comodoro Laserge» за период съемки «Эквалант-I» в районе $7\text{--}6^\circ$ с. ш., а также данные «Crawford» 1957 г. дают возможность установить, что между 38 и 47° з. д. в слое между изопикнами 24 и 26 с севера, из области северного антициклонального кру-

говорота, в юго-восточном направлении проникают воды высокой солености с максимумом 36,47 (а возможно, и большим). По этим материалам была построена схема распределения солености в слое максимума для истоков течения Ломоносова. Она показана на рис. 23, наглядно иллюстрирующем течение Ломоносова на всем протяжении вплоть до его окончания в Гвинейском заливе.

По этой схеме питание течения Ломоносова происходит с севера, из северного антициклонального круговорота, и с юга, из южного круговорота; кроме того, на ней хорошо видны пути поступления вод в Северную и Южную ветви противотечения.

По-видимому, заток вод с севера и служит тем дополнительным течением, которое вынуждает к повороту на восток часть вод, идущих из южного антициклонального круговорота.

Двухстороннее питание течения Ломоносова подтверждается также существованием его двухъядерной структуры, а также различием величин максимума в каждом из ядер. В южном ядре постоянно наблюдается повышенная соленость по сравнению с северным. Остается неясным, постоянно ли питание осуществляется из обоих источников и как меняется долевое участие каждого из них в зависимости от сезона.

Вместе с тем необходимо обратить внимание на то, что имеющиеся в настоящее время материалы океанографических наблюдений по району между 30° з. д. и дугой Малых и Больших Антильских островов (вплоть до 70° з. д.) и к северу от побережья Южной Америки до $15-20^{\circ}$ с. ш., а также исследования, проведенные в последнее время рядом авторов, совершенно недостаточны для того, чтобы ответить на вопрос: поступают ли высокосоленые воды северного антициклонального круговорота в течение Ломоносова непосредственно с севера, как это было только что показано нами, или они приходят с северо-запада с Антило-Гвианским противотечением. Поэтому пока что все попытки решить эту задачу однозначно носят в известной степени гипотетический характер.

СЕВЕРНАЯ ВЕТВЬ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОТИВОТЕЧЕНИЯ И МЕЖПАССАТНОЕ ПРОТИВОТЕЧЕНИЕ

Межпассатное поверхностное противотечение, часто именуемое Экваториальным противотечением, открытое в Тихом океане еще в начале XIX в., а в Атлантическом океане описанное Г. Бергхаузом в 1837 г. [99] как своеобразный природный феномен, занимало мысли многих мореведов до самого последнего времени. Обнаруженное на поверхности океана навигационным способом по сносу кораблей, это течение считалось поверхностным явлением, и для объяснения его природы в качестве основных факторов принимались внешние воздействия, в первую очередь — ветер.

Межпассатное противотечение наиболее интенсивно развивается на поверхности Атлантического океана в летне-осенний период и охватывает довольно широкую область, вытянутую почти от северного побережья Южной Америки до побережья Африки, где, считается, происходит его слияние с Гвинейским течением.

Зимой Межпассатное противотечение постепенно ослабляется набирающим силу северо-восточным пассатом и в феврале—апреле занимает сравнительно небольшую площадь в восточной части океана, к югу от о-вов Зеленого мыса. На всем остальном пространстве преобладает Южное Пассатное течение, идущее на запад.

Открытие подповерхностного течения Кромвелла в Тихом океане, затем течения Ломоносова в Атлантическом, подлинно экваториальных противотечений, а также открытие южных ветвей подповерхностного противотечения в обоих океанах, дает возможность по-иному взглянуть на природу Межпассатного противотечения и в значительной степени раскрыть его сущность в совершенно ином свете, чем это представлялось ранее [76, 77].

Рассматривая термохалинную структуру вод этого течения, легко обнаружить ее сложность. Даже летом, когда течение имеет наибольшее развитие, верхний слой вод до термоклина представлен поверхностными водами пассатных течений с соленостью 35,5—35,8‰ и 34,5‰ (на востоке). Непосредственно в слое термоклина происходит значительное повышение солености до 36,3‰. Вблизи нижней границы слоя термоклина соленость опять резко уменьшается до 35,6‰, а затем монотонно убывает с глубиной.

Зимой, когда Межпассатное противотечение совершенно не обнаруживается на поверхности океана, западнее 20° з. д. кривые вертикального распределения сохраняют довольно близкий характер, сравнительно невысокую соленость выше и ниже термоклина и показывают довольно резкое увеличение солености в самом термоклинe.

Причиной такого устойчивого сохранения явно выраженного подповерхностного максимума солености в слое термоклина в экваториальной области, как можно было убедиться ранее, может быть только адвекция высокосоленных вод. Такого рода потоком и надо считать Северную ветвь экваториального подповерхностного противотечения, несущую высокосоленные воды на восток и существующую постоянно, так же как и две другие ветви противотечения — течение Ломоносова и Южную ветвь экваториального противотечения.

Вертикальное распределение, или эпюры зональных составляющих геострофической скорости течения, показывают полное созпадение по глубине максимума скорости с максимумом солености, что соответствует прежним выводам о существовании связи между максимальными величинами солености и скорости в ядре течения Ломоносова [76]. Поэтому, вполне правомерно судить по характеру распределения солености в ее ядре о характере несущего потока.

На рис. 24 показано меридиональное сечение ядра солености Северной ветви экваториального противотечения на 30 и на 20° з. д. в зимне-весенний и летне-осенний периоды. Как видно на рисунке, на западе ядро высокой солености занимает широкую полосу — от $2^{\circ} 40'$ до $8^{\circ} 00'$ с. ш., пространственное положение ядра сравнительно мало изменяется от сезона к сезону. Изменяется только сама величина солености: в зимне-весенний период она достигает почти $36,2\%$, а в летне-осенний — только $35,8\%$. Ядро солености во всех случаях расположено в термоклинe между изоперхностями условной плотности 24 и 26 , а максимум на 25 (т. е. на той же поверхности, что и ядро течения Ломоносова).

Воспользовавшись той же соленостной характеристикой, можно проследить положение ветви на всем ее протяжении на глубине максимума солености (≈ 75 м). Так же как и на меридиональных разрезах, величина солености уменьшается с запада на восток и от зимне-весеннего к летне-осеннему периоду положение самой ветви изменяется в незначительных пределах.

Сводная TS -диаграмма вод Северной ветви экваториального противотечения, построенная по материалам наблюдений «Эквалант-I» и «Эквалант-II», а также TS -кривые станций для отдельных характерных точек (рис. 25) дают возможность судить как об устойчивом положении ядра в поле плотности, так и о генезисе вод Северной ветви экваториального противотечения. Исходя из этого, было бы вполне целесообразно рассмотреть положение течения на основных изопикнических поверхностях, как это было сделано в отношении течения Ломоносова.

Большой интерес в этом отношении представляет работа Р. Монтгомери [141]. Для исследования циркуляции вод в верхних слоях южной части Северной Атлантики он применил метод изэнтропического анализа, т. е. использование поверхностей потенциальной плотности для анализа распределения свойств. Од-

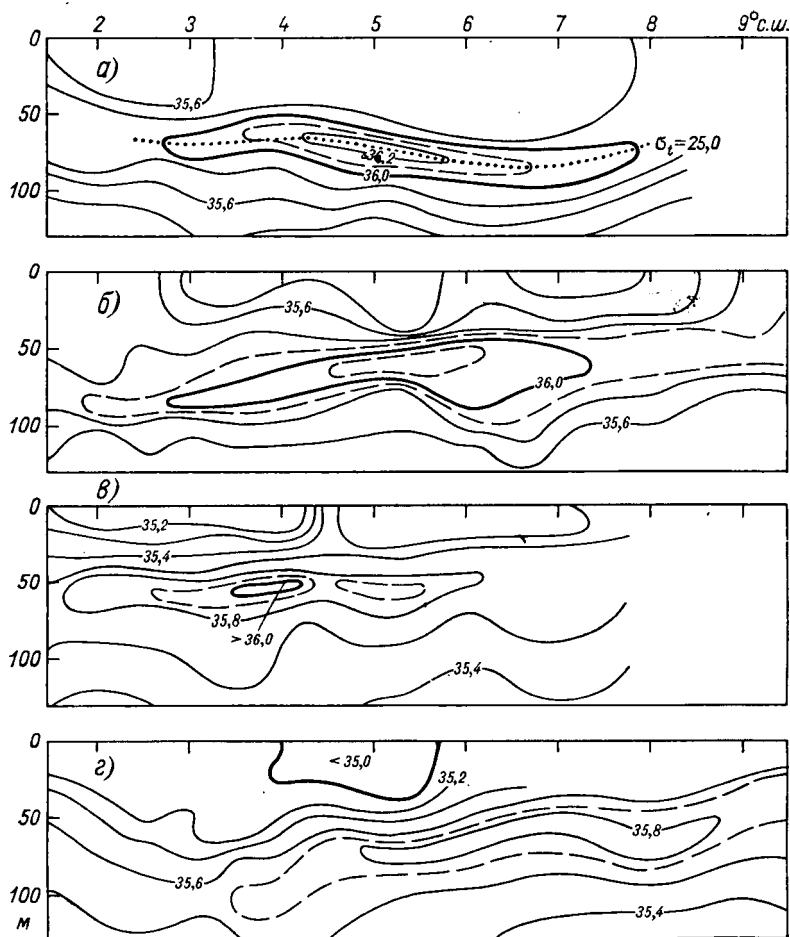


Рис. 24. Распределение солености в Северной ветви экваториального противотечения на меридиональных разрезах: зимой — а — на 30° з. д., в — на 20° з. д.; летом — б — на 30° з. д., г — на 20° з. д.

нако в связи с тем, что потенциальная плотность в верхних слоях океана (при давлении меньше 1000 дцб) почти эквивалентна условной плотности σ_t , метод, примененный Монтгомери, фактически оказывается широко известным методом изопикнического анализа, основы которого были весьма подробно изложены А. Парром [147] и который был применен нами в главе III.

Используя в качестве основных характеристик вод соленость и растворенный кислород, Монтгомери проанализировал их распределение вдоль изоповерхностей 27; 26,5; 26; 25 и 24.

Северная ветвь экваториального противотечения (или, как именует ее Монтгомери, «Экваториальное противотечение») совершенно не обнаруживалась на наиболее глубоких поверхностях

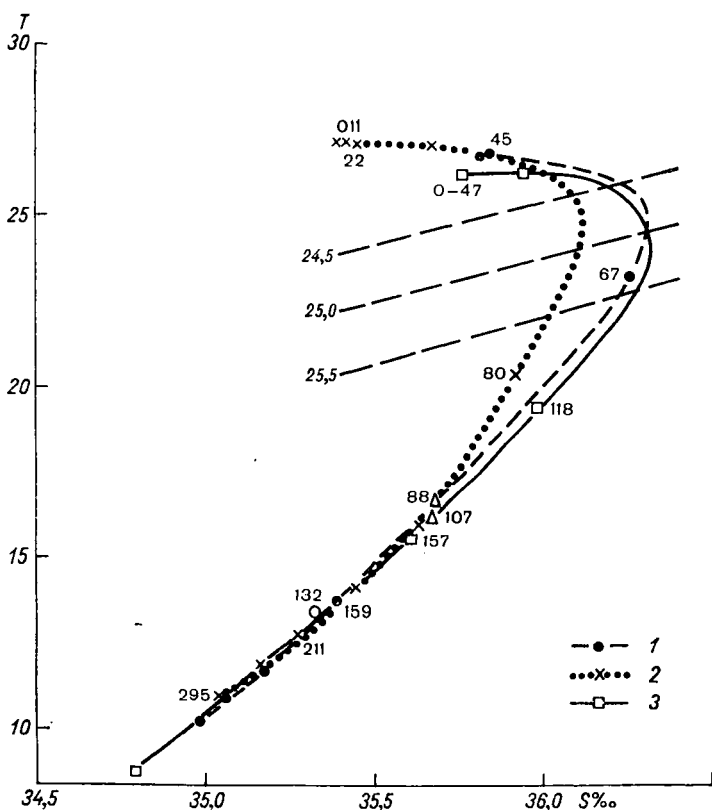


Рис. 25. TS-кривые вод Северной ветви экваториального противотечения.

- | | | |
|-----|---|------------------|
| | зима (сев. полуш.) | |
| 1 — | «М. Ломоносов», ст. 1872 | } январь 1970 г. |
| 2 — | то же, ст. 1876 | |
| | лето (сев. полуш.) | |
| 3 — | „Casko“, ст. 039. «Эквалит-II», 1963 г. | |

27 и 26,5. Достаточно хорошо она выделялась своей соленостью и повышенным содержанием кислорода по сравнению с окружающими ее с обеих сторон водами пассатных течений, начиная с поверхности 26. От 50—45° з. д. эта ветвь шла на восток, в основном между 5 и 8° с. ш., и только при входе в Гвинейский залив на 25—20° з. д. довольно резко поворачивала на юго-восток. На поверхности 24 течение оказалось сдвинутым к северу и

располагалось на $8^{\circ} 30' - 9^{\circ} 30'$ с. ш. Предполагается, что источником этих вод высокой солености с повышенным содержанием кислорода была поверхность океана к северу от $10 - 20^{\circ}$ с. ш., там, где берут свое начало указанные изоповерхности.

Дефант [109] указывал на наличие подповерхностного ядра повышенной солености в «Экваториальном» противотечении, и, как он считал, в его продолжении — Гвинейском течении. В качестве основных источников, питающих это течение, он полагал не только северную, но и южную область повышенной солености.

Несмотря на большой интерес, который вызывало Межпассатное противотечение, до самого последнего времени не проводилось попыток расчетов его геострофической скорости, а тем более прямых измерений этого течения в Атлантическом океане.

Поэтому по материалам «Эквалант-I» и «Эквалант-II» было рассчитано поле зональной геострофической скорости на 25° з. д. для района, занимаемого Северной ветвью экваториального противотечения (от 2 до 10° с. ш.) для зимне-весеннего и летне-осеннего периодов (рис. 26).

В зимне-осенний период на 25° з. д. восточным переносом в поверхностном слое охвачена широкая полоса океана, от 3 до 10° с. ш. Начиная с горизонта 50 м подповерхностным потоком западного направления, выходящим из глубины между 6 и 8° с. ш., Северная ветвь экваториального противотечения дробится на две струи: южную — от 3 до 6° с. ш. и северную — от $7^{\circ} 30'$ до 10° с. ш.

В сечении Южной струи на фоне сравнительно слабого течения, в свою очередь, выделяются два потока: более южный, поверхностный, между 3 и 4° с. ш., со скоростью в ядре, превышающей 30 см/с, и северный, между 4 и $5^{\circ} 30'$ с. ш., охватывающий толщу вод от поверхности до 150 м, с максимумом скорости более 20 см/с на $70 - 100$ м.

Общая толщина вод, охваченная восточным переносом, равна $480 - 500$ м. В Северной струе восточным переносом в основном охвачен верхний слой $150 - 200$ м. Ядро течения располагается вблизи поверхности, и скорость в нем едва достигает 20 см/с. Максимум скорости в Южной и Северной струях располагается в слое термоклина близ поверхности 25 .

К летне-осеннему сезону картина распределения скорости на разрезе резко меняется, особенно в Южной струе. Во-первых, в связи с развитием Южного Пассатного течения южная граница Северной ветви экваториального противотечения сдвигается к северу, с 3° с. ш. на 4° с. ш., и несколько приподнимается ее нижняя граница. В это время в Северную ветвь противотечения приток высокосоленых вод северного антициклонального круговорота увеличивается. Одновременно экваториальная депрессия размещается над Северной ветвью противотечения и создает все условия для вовлечения в восточный перенос значительной части поверхностных вод пассатных течений в виде Межпассатного противотечения.

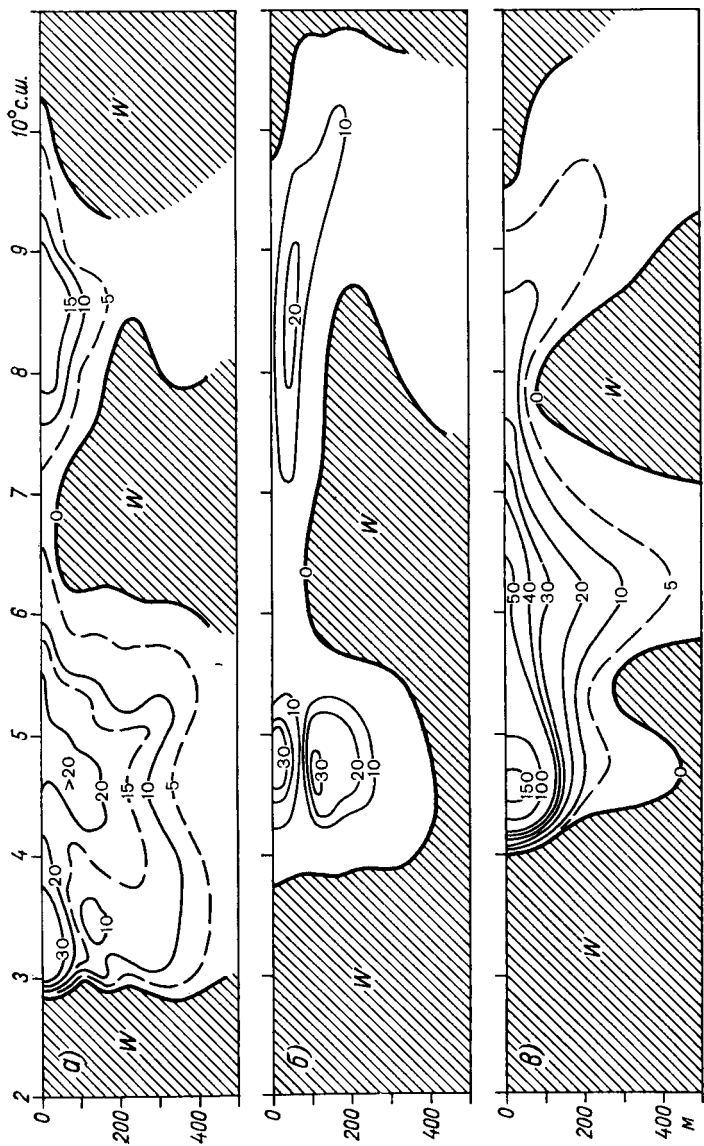


Рис. 26. Распределение скорости в Северной ветви экваториального противотока на 25° з. д.

а — зимне-весенний период } („Stawford“)
 б — летне-осенний период } (С. М. Ломоносов, скорость, измеренная инструментально)
 г — зимний период

Таким образом, резкое увеличение общего количества вод, переносимых в восточном направлении, при одновременном уменьшении площади живого сечения приводит к увеличению скорости течения. В это время существует фактически одно объединенное ядро у южной границы Межпассатного противотечения, скорость в котором достигает 120—150 см/с. Скорость у северной границы снижается до 12—14 см/с.

Зимой 1970 г. на «М. Ломоносове» была предпринята попытка одновременной инструментальной съемки течений при помощи самописцев, установленных на АБС на разрезе по 25° з. д., от 20° с. ш. до 15° ю. ш., т. е. через всю пассатную зону, где, таким образом, впервые измерениями была охвачена и область Северной ветви экваториального противотечения. Результаты этой съемки представлены в виде общего разреза изотак [23].

На этом разрезе Северная ветвь экваториального противотечения занимала широкую полосу океана, от 4 до 9° с. ш., и состояла из двух хорошо выраженных струй. Южная струя занимала пространство от 4 до 6° с. ш., распространялась до 400—450 м в глубину и имела два ядра, расположенных одно над другим. Верхнее ядро этой струи со скоростью более 30 см/с располагалось на 4—5° с. ш., на горизонтах до 60—70 м. Нижнее ядро со скоростью того же порядка располагалось на 80—110 м.

Северная струя Северной ветви экваториального противотечения располагалась между 7 и 10° с. ш. и охватывала толщу вод от 10—15 до 100 м. Струи разделялись подповерхностным потоком западного направления в районе 6—7° с. ш.

Сравнение двух разрезов по 25° з. д., полученных различными методами, первого (рис. 26 а) — по расчету геострофической скорости (съемка «Crawford» в феврале 1963 г.) и второго (рис. 26 б) — по инструментальным среднесуточным величинам скорости, измеренным «М. Ломоносовым» с помощью АБС в январе—марте 1970 г., свидетельствует не только об их принципиальном структурном сходстве и о близости величин скорости в ядрах основных струй течения, но и о пространственно-временной стабильности Северной ветви экваториального противотечения.

Пожалуй, единственным отличием разреза 1970 г. «М. Ломоносова» от разреза «Crawford» можно считать некоторую сжатость южной струи течения, т. е. смещение ее южной границы к 4° с. ш., как это имело место на разрезе геострофической скорости в летне-осенний период. В остальном же в пределах доступной детализации принципиальных различий нет.

В итоге проведенного анализа представляется возможным сделать несколько весьма интересных и важных выводов.

Во-первых, в подповерхностном слое экваториальной области Атлантики между 3—4 и 10° с. ш., независимо от сезонов года, постоянно существует ветвь экваториального противотечения, несущая свои воды на восток со скоростью от 20 до 50—60 см/с. В связи с открытием течения Ломоносова и Южной ветви экваториального противотечения, расположенной между 4—8° с. ш.,

эту ветвь экваториального подповерхностного противотечения следует называть Северной ветвью экваториального противотечения.

Во-вторых, воды этой Северной ветви экваториального противотечения обладают высокой соленостью, повышенным содержанием кислорода и несколько более высокой температурой по сравнению с водами пассатных течений, идущих на той же глубине на запад. Эти свойства (или характеристики) приобретаются на поверхности океана в области их формирования, в районах выхода соответствующих изопикн на поверхность океана.

В-третьих, перенос высокосоленых вод Северной ветви экваториального противотечения происходит в основном в слое термоклина, между изоперхностями 24 и 26, причем этот перенос до подхода течения к африканскому побережью осуществляется по двум струям, из которых Южная — более значительная по толщине, идет вдоль изоперхностей 24,5 и 25 и Северная — вдоль изоперхности 24.

В то же время на поверхности океана область распространения Межпассатного противотечения меняется в широких пределах.

В летне-осенний период эта область распространяется в виде широкой полосы от 3—4 до 10—11° с. ш., почти через весь океан, от 57—55° з. д. до побережья Африки. В зимне-весенний период ее западные пределы редко достигают 20—25° з. д., а северная граница опускается до 9—8° с. ш.

Эта сезонность в изменении границ Межпассатного противотечения происходит потому, что поверхностный слой вод находится под воздействием двух непрерывно меняющихся сил, действующих в противоположных направлениях. На верхней границе он испытывает воздействие северо-восточного пассата в западном направлении, а на нижней — влекущее воздействие Северной ветви подповерхностного экваториального противотечения, идущей на восток.

Во время интенсивного развития северо-восточного пассата (ноябрь—апрель) Межпассатное противотечение на поверхности Атлантического океана полностью отсутствует, и вместо него в течение полугода на всем пространстве экваториальной зоны господствует западный перенос вод в виде пассатных течений. В то же время в подповерхностном слое, на глубине 40—100 м, в пределах Северной ветви экваториального противотечения продолжается непрерывный перенос высокосоленых вод с запада на восток.

В мае—октябре в связи с усилением южноатлантического антициклона происходит углубление и перемещение экваториальной депрессии атмосферного давления в крайнее северное положение, и она располагается над районом Северной подповерхностной ветви экваториального противотечения. Это вызывает ослабление северо-восточного пассата в данном районе, а подчас и установление полного безветрия. В это же время происходит увеличение приноса высокосоленых вод из северного антициклонального круговорота и одновременно создается боковой подпор Северной ветви

экваториального противотечения Северной ветвью Южного пассатного течения, идущей на запад. В результате скорость переноса вод на восток в Северной ветви увеличивается до 120—150 см/с.

Благодаря сочетанию всех факторов создаются условия для относительного и абсолютного возрастания влекущих усилий подповерхностного течения в восточном направлении на поверхностные воды и образования поверхностного Межпассатного противотечения.

Для образования Межпассатного противотечения совершенно не обязательно наступление полного безветрия в районе действия Северной ветви экваториального противотечения, так как фрикционные усилия массы вод подповерхностного течения, движущейся в восточном направлении, во много раз превосходят тангенциальное напряжение, вызываемое ветром на поверхности океана, тем более что для $4-8^\circ$ с. ш. по формуле В. Экмана $a = 0,0127 / \sqrt{\sin \varphi}$, а по эмпирической формуле, полученной А. Полосиным (1967), ветровой коэффициент a колеблется в пределах 0,03—0,06.

Поэтому пассатный ветер со скоростью 4 м/с может вызвать на поверхности океана западное течение со скоростью, не превышающей 12—24 см/с, в то время как скорость подповерхностного течения восточного направления даже зимой не бывает меньше 25 см/с.

Таким образом, к северу от экватора существует фактически два течения: подповерхностное квазистационарное течение в виде Северной ветви экваториального противотечения, представленное высокосолеными водами северного антициклонального круговорота, идущими в слое термоклина на восток в течение круглого года, и поверхностное Межпассатное противотечение, представленное пассатными водами, развивающееся летом под действием двух сил: ослабления воздействия пассатного ветра и в связи с этим относительного возрастания влекущих усилий вод Северной ветви экваториального противотечения, идущего в подповерхностном слое.

В результате летом наблюдается общий поток восточного направления с довольно сложной структурой.

ЮЖНАЯ ВЕТВЬ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОТИВОТЕЧЕНИЯ

Впервые на существование Южной ветви экваториального противотечения было указано еще в 1965 г. при анализе материалов океанографической съемки «Эквалант-1». Анализ этих материалов позволил выяснить, что в тропической части Атлантического океана должна существовать система течений, несущих воды повышенной солености с запада на восток, и что, кроме Межпасатного противотечения и течения Ломоносова, должна существовать еще одна ветвь течения к югу от экватора [76]. Северная граница этой ветви довольно четко выделялась в поле солености и сочетаниях других характеристик, однако южная граница течения была заметна слабо, горизонтальные градиенты характеристик невелики. Ввиду отсутствия прямых инструментальных наблюдений пришлось ограничиться вычислением скорости течений с помощью динамического метода. Для анализа течений в весеннее время (северного полушария) были использованы материалы наблюдений на меридиональных разрезах вдоль 30, 25, 15 и 5° з. д., а в осеннее — только на разрезах вдоль 25 и 15° з. д., сделанных судами «М. Ломоносов», «Crawford» и «Звезда» весной и осенью 1963 г.

В качестве отсчетной поверхности для вычисления скорости геострофического течения был принят горизонт 500 м. На карте Дефанта нулевая поверхность в экваториальной зоне Атлантического океана располагается на глубинах от 400 до 900 м, а в области, непосредственно примыкающей к экватору с юга, между 0 и 5° ю. ш. в основном заключена между 400 и 500 м.

В то же время К. Хидака [119] и Г. Райли [153] указывали, что нулевая поверхность в экваториальной области располагается на горизонтах около 1000 м.

Вычисления по методу, предложенному Дефантом (по материалам непосредственных наблюдений), дали среднее положение нулевой поверхности 543 м, а по методу, предложенному Мамаевым [37], среднее положение нулевой поверхности между 2 и 7° ю. ш. — 546 м. Как видно, расхождение между картой Дефанта и вычислениями по двум способам, невелики. Поэтому для

упрощения вычислений динамических высот в качестве нулевой поверхности использован стандартный горизонт 500 м. Эта глубина к тому же соответствует предельному уменьшению модуля скорости по инструментальным наблюдениям.

Вычисления разности динамических высот и скорости производились через одну станцию методом «скользящей шкалы», что хотя и несколько уменьшает абсолютные величины скорости, но вместе с тем и избавляет от излишней пестроты результатов, часто возникающей в связи с приливной изменчивостью.

Меридиональные сечения геострофического потока, построенные по результатам динамической обработки, позволяют с достаточной наглядностью проиллюстрировать, с одной стороны, сам факт существования Южной ветви противотечения и тем самым подтвердить выводы, сделанные ранее, и, с другой стороны, уточнить границы ветви и ее структуру.

Весной Южная ветвь противотечения в Атлантическом океане прослеживается как совершенно самостоятельное течение восточного направления, начиная с 30 и до 5° з. д. Границы течения вытянуты почти строго по параллели, и их положение незначительно изменяется на всем протяжении течения. В среднем северная граница располагается вдоль 3°, а южная — вдоль 5° 30' ю. ш. Таким образом, ширина течения занимает около 150 миль.

Максимальная скорость течения на всем протяжении от 30 до 15° з. д. доходит до 40—45 см/с, но на 5° з. д. у поверхности резко возрастает до 175 см/с. Весь поток занимает довольно большую площадь живого сечения, однако наибольшая его интенсивность наблюдается на сравнительно малой площади. На всем протяжении потока прослеживаются два ядра скорости: у поверхности, на северной периферии потока, и на 120—180 м, несколько южнее (рис. 27 А) [77].

Осенью (северного полушария) Южная ветвь течения в общем, по-видимому, не претерпевает существенных изменений, сохраняет свое положение, максимум ее скорости возрастает до 50—65 см/с (на 15 и 25° з. д.). Создается впечатление, что в районе 25° з. д. от нее отходит ответвление к югу, прослеживающееся между 7 и 9° ю. ш. на 15° з. д. (рис. 27 Б).

В левой части рис. 27 В пунктиром изображена эпюра проекций на параллель измеренной скорости течения в районе 31° з. д. (т. е. в стрекне течения). Максимальная величина измеренной скорости течения, положение максимума по глубине, а также полное подобие всей формы эпюры распределению геострофической скорости, могут служить наглядным подтверждением достоверности результатов, достигнутых с помощью динамического метода.

Расход Южной ветви экваториального противотечения, вычисленный по распределению геострофической скорости, оказался равным 20×10^6 м³/с.

Поскольку Южная ветвь экваториального противотечения была обнаружена при анализе термохалинных характеристик, а затем

при обработке материалов океанографических съемок динамическим методом, и в качестве подтверждения результатов использованы инструментальные наблюдения всего лишь в одной точке, в районе 31° з. д. и 5° ю. ш., для окончательного подтверждения ее существования инструментальные наблюдения были бы крайне желательны.

Такого рода измерения в Атлантическом океане были выполнены по просьбе автора дважды: в декабре 1967 г. и в мае 1968 г., т. е. почти с полугодовым промежутком, с борта экспедиционного судна «Ф. Беллинсгаузен» в заранее указанных точках. Наблюдения проводились при помощи самописцев течения в дрейфе, методом различия. Их результаты полностью подтвердили выводы, сделанные ранее, о существовании и постоянстве во времени Южной ветви экваториального противотечения [85].

Метод различия, как известно, для определения дрейфа судна предусматривает использование глубинного измерителя течений, погружение его в слой наиболее спокойных, а в идеале — в слой неподвижных вод. Методы, предлагаемые разными авторами для определения глубины положения нулевой поверхности в тропической Атлантике, как было показано, выше, дают различные результаты, но, в общем, близки к 500 и 1000 м. Следовательно, первым условием для измерения течения методом различия было обязательное использование обоих горизонтов в качестве исходных поверхностей. Второе условие заключалось в обязательном повторении наблюдений в противоположные сезоны.

При проведении работ оба этих условия были выполнены. Сравнение результатов измерения течений методом различия с вычисленными ранее величинами геострофической скорости показало, что пространственное положение ядра Южной ветви экваториального противотечения сохраняется в разные годы и разные сезоны и что вычисленные скорости течения чрезвычайно близки к непосредственно измеренным. Максимальные величины геострофической скорости были равны 40—64 см/с, а измеренной инструментально — 49—58 см/с.

Исследования Южной ветви экваториального противотечения в районе $5—10^{\circ}$ з. д. проводились на НИС «Звезда» [16]. Наблюдения над течением выполнялись в дрейфе, методом различия также с использованием в качестве исходной поверхности горизонта 1000 м.

В среднем около $5—10^{\circ}$ з. д. Южная ветвь экваториального противотечения располагалась между $3^{\circ}30'$ и $6^{\circ}30'$ ю. ш., и ее максимальная ширина достигала почти 200 миль. Максимальная скорость в ядре Южной ветви экваториального противотечения достигала в августе 15—30 см/с, в сентябре 38—53 см/с, а в октябре 57—60 см/с, что полностью согласуется с наблюдениями «Ф. Беллинсгаузена» и с вычисленными величинами геострофической скорости, а, с другой стороны, показывает возможность появления однозначных величин скорости на всем протяжении в осенне-зимний сезон.

Месяц	Толщина течения, м	Средняя скорость, см/с	Расход течения, м ³ /с
На разрезе по 10° з. д.			
Август	120—200	10	$5,7 \times 10^6$
Октябрь	170—190	20	$8,4 \times 10^6$
На разрезе по 5° з. д.			
Август	150—200	13	$8,0 \times 10^6$
Октябрь	190—200	15	$5,7 \times 10^6$

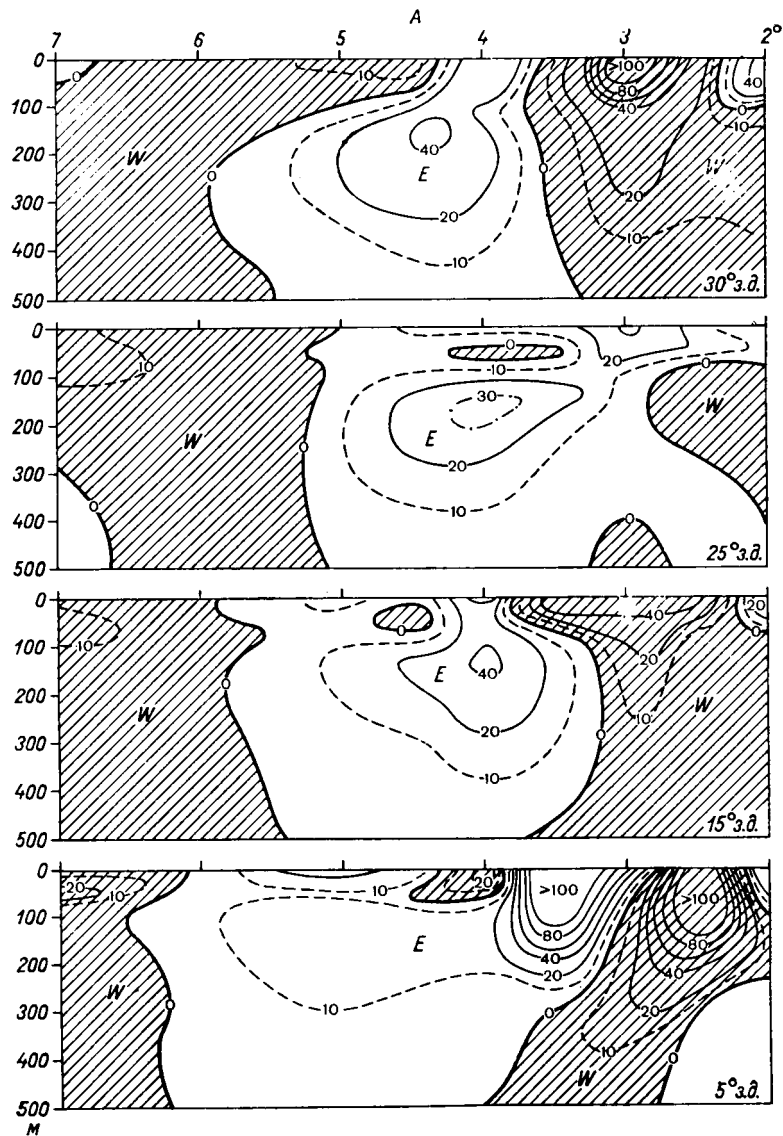
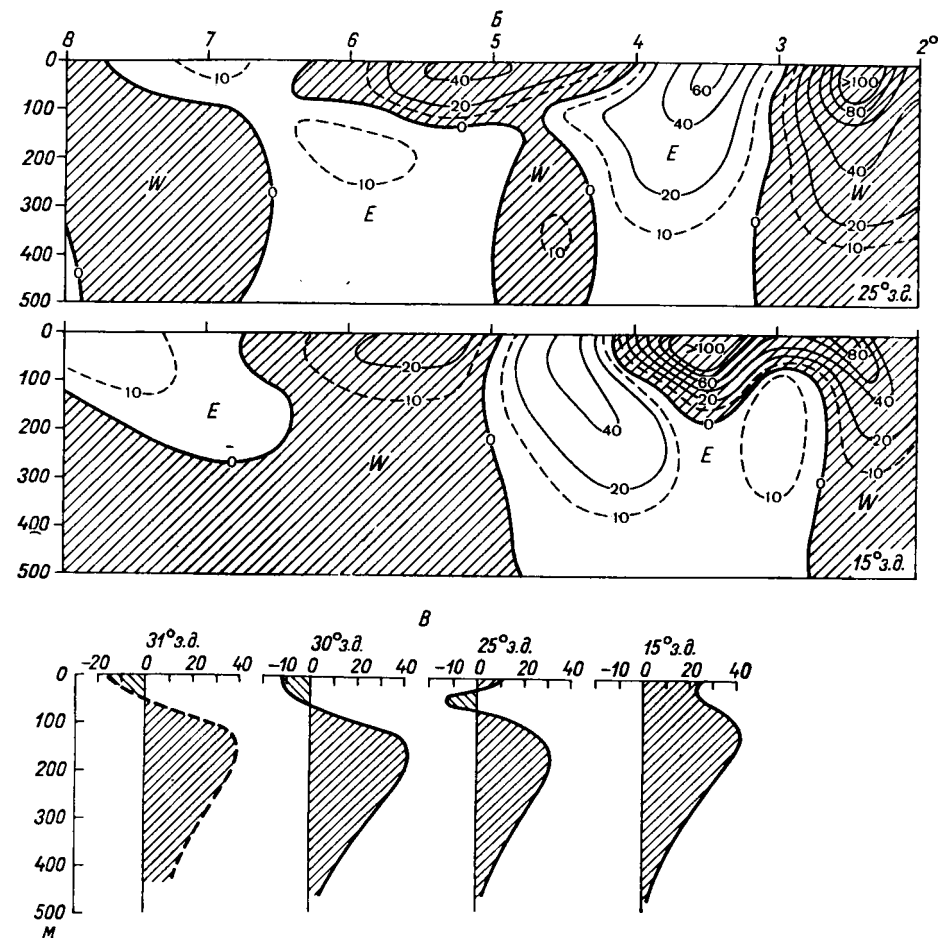
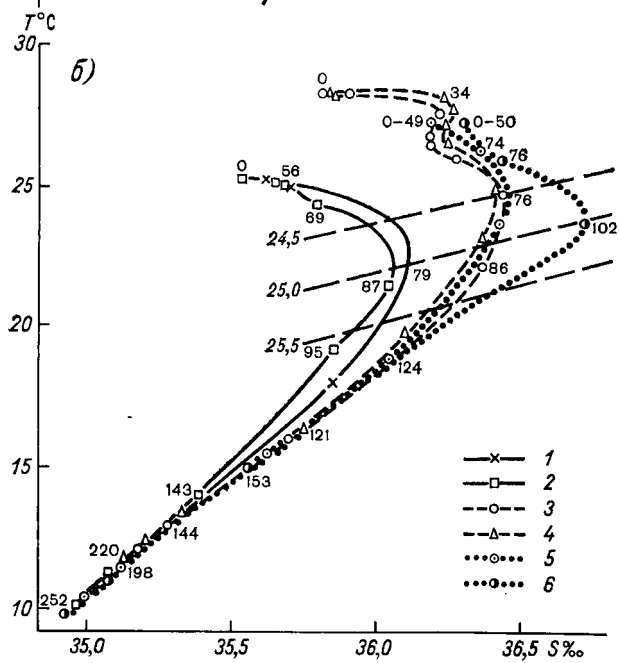
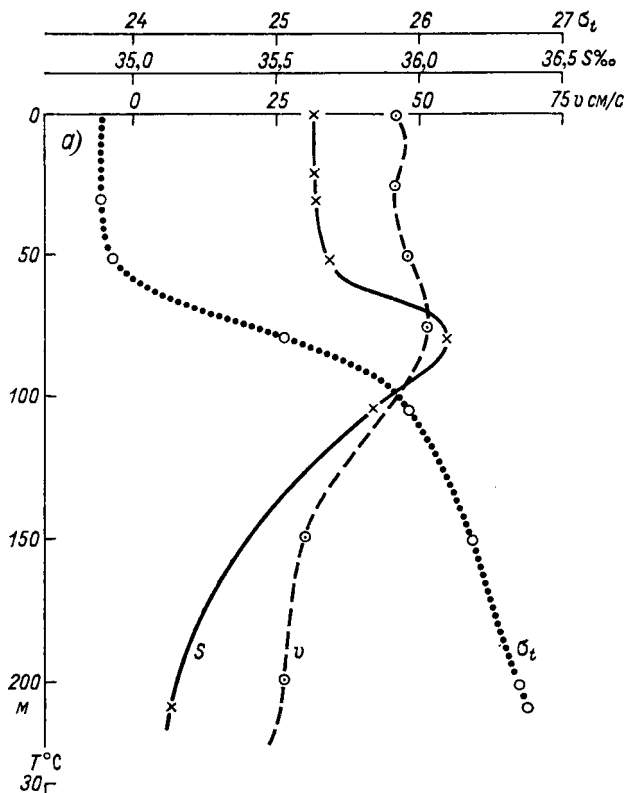


Рис. 27. Характер распределения геострофической скорости в Южной ветви экваториального противотечения в Атлантическом океане на меридиональных разрезах
 А — весной; Б — осенью; В — эпюры проекций измеренной скорости



ной ветви экваториального противотечения в Атлантическом океане на меридиональных разрезах.
 на параллель (31° з. д.) и эпюры геострофической скорости (30, 25 и 15° з. д.).



была недостаточной, чтобы полностью охватить все сечение Южной ветви.

В 1968 г. вышла в свет работа П. А. Мазейки [138], который провел исследования геострофической скорости на разрезах вдоль 15 и 20° з. д. для зимне-весеннего и летне-осеннего периодов на основании тех же материалов съемки «Эквалант-I» и «Эквалант-II». Мазейка пришел к аналогичным выводам; он получил максимальные скорости около 60 см/с и, кроме того, подсчитал по геострофической скорости расходы Южной ветви экваториального противотечения (табл. 9).

Таблица 9

Судно	Дата наблюдений	Разрез	Расход, м/с
«Explorer»	2—4 III 1963 г.	15° з. д.	13×10 ⁶
„	21—24 III	15 30	12×10 ⁶
«Звезда»	11—14 III	15	5×10 ⁶
«Pillsbury»	4—9 IV	20	20×10 ⁶

С апреля по июнь 1968 г. на НИС «Академик Курчатов» проводились океанографические исследования у юго-западного побережья Африки [42]. Обработка материалов этой экспедиции показала наличие Южной ветви экваториального противотечения, которая в поверхностном слое 200 м несла воды с запада на восток, вдоль 5—9° ю. ш., со скоростью в ядре (в районе 5—6° ю. ш.) около 18—20 см/с. На 8—9° в. д. течение резко поворачивало на юго-восток и включалось в круговороты, образующиеся по правому краю Бенгельского течения.

Таким образом, экспедиция на НИС «Академик Курчатов», зафиксировав наличие Южной ветви экваториального противотечения на крайнем востоке Атлантики, непосредственно у африканского побережья, окончательно закрепила представление, что эта ветвь пересекает весь океан, с запада на восток.

Инструментальными измерениями течения с помощью АБС на 24° 30' з. д., выполненными в 1970 г. на «М. Ломоносове», Южная ветвь экваториального противотечения в виде четко выраженного потока восточного направления была обнаружена между 4° 30' и 9° 00' ю. ш. [3].

Рис. 28. Вертикальное распределение солености, плотности и скорости течения (а) и *TS*-кривые вод Южной ветви экваториального противотечения (б).

- | | | |
|--------------------------------|--------------------|------------------------|
| | зима (южн. полуш.) | |
| 1 — «М. Ломоносов», ст. 1163 | } | «Эквалант-II», 1963 г. |
| 2 — „J. E. Pillsbury“, ст. 029 | | |
| | лето (южн. полуш.) | |
| 3 — „Crawford“, ст. 1442 | } | «Эквалант-I», 1963 г. |
| 4 — то же, ст. 1441 | | |
| 5 — «М. Ломоносов», ст. 1895 | } | март, 1970 |
| 6 — то же, ст. 1994 | | |

Воды Южной ветви экваториального противотечения, как и воды течения Ломоносова, отличаются повышенной соленостью, а также более высокой температурой по сравнению с водами пасатных течений. *TS*-кривые вод Южной ветви (рис. 28) для обеих

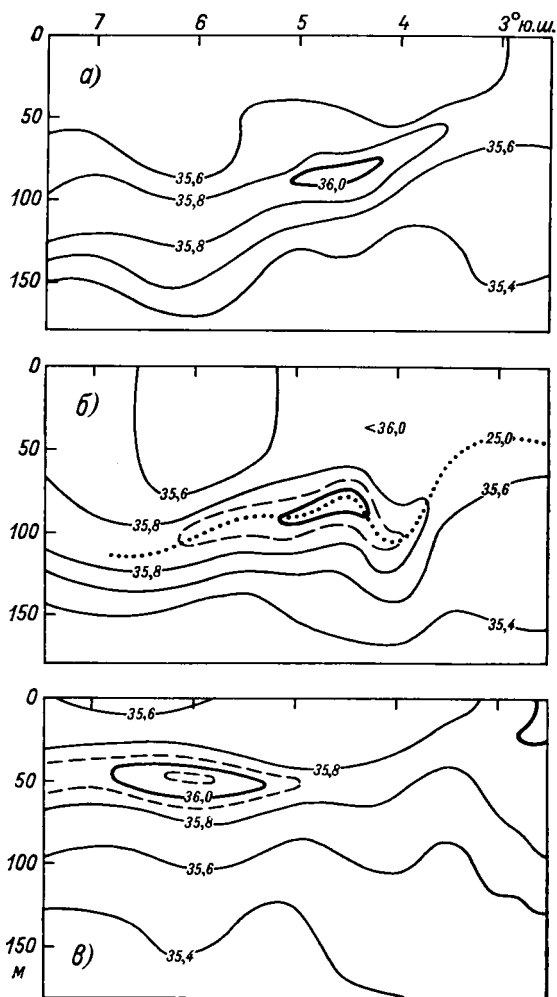


Рис. 29. Распределение солености на разрезах Южной ветви экваториального противотечения.

a — 25° з. д., *б* — 20° з. д., *в* — 15° з. д.

съемок «Эквалант» 1963 г. на 32° 30', а также на 20 и на 15° з. д. указывают на наличие и сохранение ядра течения как в зимне-весенний, так и в летне-осенний период. Весьма характерно и подобие формы *TS*-кривых для обоих сезонов, что говорит о сохранении структуры течения на протяжении всего года.

Сохранение термохалинной структуры течения наблюдается и от года к году, на что указывает *TS*-кривая, построенная по наблюдениям «М. Ломоносова» в марте 1970 г., которая точно повторяет *TS*-кривые наблюдений НИС «Crawford», 1963 г.

Другая *TS*-кривая станции «М. Ломоносова», лежащая на 60 миль южнее, дает резкое увеличение солёности (до 36,7‰) на горизонтах 80—110 м, что указывает на увеличение притока высокосолёных вод в Южную ветвь экваториального противотечения в ее южной части, а следовательно, и на общую интенсификацию течения в 1970 г.

Наблюдения в районе Южной ветви экваториального противотечения позволяют проследить за сезонными изменениями *TS*-характеристик ее вод. В то время как зимой южного полушария («Эквалант-II») солёность ее вод в ядре равна 36,0—36,1‰, а температура 22—23°, летом («Эквалант-I») происходит увеличение солёности до 36,4—36,5‰ и повышение температуры до 24—25°. В связи с сезонными изменениями интенсивности термоклина и его глубины изменяется толщина потока высокосолёных вод и местонахождения ядра течения.

Летом слой термоклина предельно сжат, его толщина в районе течения не превосходит 35—40 м, приблизительно так же сплющено и солёностное ядро течения, занимая слой вод между горизонтами 50 и 85 м.

Зимой термоклин заглублен и расширен, его нижняя граница размыта и он имеет толщину около 50—60 м. Ядро течения в это время занимает слой от 60 до 110 м.

Положение Южной ветви экваториального противотечения по глубине, так же как и течения Ломоносова, тесно связано с изоповерхностью плотности, которая была получена водами ветви во время их формирования в южном антициклональном круговороте. В летне-осенний период максимум солёности совпадает с максимумом геострофической скорости на уровне изоповерхности 25 (рис. 28).

Положение высокосолёного ядра Южной ветви экваториального противотечения хорошо иллюстрируется меридиональными разрезами вдоль 25, 20 и 15° з. д. (рис. 29). На всех этих разрезах также прослеживается неразрывная связь ядра течения с изоповерхностью 25.

**ОБЩНОСТЬ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ
ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ
В ТРЕХ ОКЕАНАХ И АНАЛОГИЯ ИХ СТРУКТУРЫ
И ХАРАКТЕРИСТИК**

Несмотря на асимметрию в распределении суши и океана, существующую на земном шаре, распределение атмосферного давления над пространством океана сохраняет довольно строгую зональность.

Как указывалось ранее, над Тихим океаном, так же как и над Атлантическим, в северной субтропической зоне повышенного давления располагается северо-тихоокеанский антициклон. В южной субтропической зоне в Тихом и Индийском океанах, так же как и в Атлантическом, располагаются антициклоны южно-тихоокеанский и южноиндийский. Летом южного полушария над северной частью Новой Зеландии образуется новозеландский антициклон.

Такое распределение атмосферного давления определяет над Тихим океаном и южной частью Индийского океана постоянно, а над северной частью Индийского океана в отдельные сезоны атмосферную циркуляцию, аналогичную циркуляции, характерной для Атлантического океана.

Поэтому океаническая циркуляция, определяемая внешними атмосферными воздействиями, вне пределов влияния суши имеет общие черты, характерные для всех трех океанов.

Как уже указывалось, значительное отличие характера циркуляции наблюдается в Индийском океане, где вследствие его асимметричного положения относительно экватора континентальное влияние в виде муссонного характера циркуляции распространяется на значительное пространство океана от побережья Азии на юг, по крайней мере, до 10—12° ю. ш. Вследствие этой асимметрии своеобразным оказывается и характер сезонной миграции экваториальной депрессии, крайнее южное положение которой зимой северного полушария определяет развитие поверхностного Межпассатного противотечения в южном полушарии.

Большое влияние на характер циркуляции в каждом из океанов оказывает их протяженность по параллелям. Несмотря на сходство природы и свойств течений, а также характеристик вод, структура зональных течений западного и восточного направлений в каждом из океанов может различаться.

Значительную роль в этом отношении при сравнительном анализе играет также местоположение меридиональных сечений по отношению к истокам течения и его общей протяженности в каждом из океанов.

Весьма большая облачность над Тихим океаном, за исключением приэкваториального района вблизи Маркизских островов и архипелага Туамоту, и значительное количество осадков, особенно в западных районах океана к северу от экватора, понижают эффект испарения воды с поверхности океана, т. е. уменьшают величину осолонения вод. В результате соленость в южном максимуме несколько превышает 36,5‰, а в северном едва достигает 35,5‰ [47].

Вместе с тем воды, осолоненные в результате интенсивного испарения в Северном и Южном антициклональных круговоротах Тихого океана, опускаются до 200—250 м. Опускание происходит постоянно как летом, так и зимой.

Подтверждают это расчеты вертикальных движений вод, сделанные Р. Р. Белевичем [2]. Выход вод из антициклональных круговоротов Тихого океана в сторону экватора происходит точно так же, как и в Атлантике, через их юго-западную и северо-западную периферию в слое термоклина, в основном между изопервыми 24—26.

Большая интенсивность солнечной радиации и максимальные для всего земного шара величины испарения, превышающие 2000 мм в год, создают благоприятные условия для осолонения вод в южной части тропической зоны Индийского океана, а также в районе Красного моря и Персидского залива. В результате на поверхности океана около 30° ю. ш. максимальная соленость достигает 36,0‰ и несколько более, а в вершине Персидского залива и в Красном море 40,0—42,0‰. Эти воды проходят через Аравийское море и выходят в экваториальную область Индийского океана, как указывает К. Д. Сабинин [60], в виде трех слоев: подповерхностного, на горизонтах 50—100 м соленостью более 36,0‰, промежуточного, на 150—300 м соленостью 35,5‰ и нижнего слоя 500—600 м также соленостью 35,5‰ и несколько ниже. Поступление в экваториальную область вод с повышенным содержанием солености из южного максимума также происходит в подповерхностном слое.

Срединные ветви экваториальных противотечений переносят в подповерхностных слоях воды из западных частей океана в восточные с большей скоростью, редко встречающейся даже на поверхности океана. Они были бы, вероятно, гораздо раньше обнаружены, чем это произошло в действительности, как это было с некоторыми другими течениями, если бы в экваториальной области мог применяться динамический метод. Но поскольку в схему расчета геострофической скорости входит сила Кориолиса, обращающаяся в нуль на экваторе, то практически в узкой приэкваториальной области, хотя и не исключается возможность получения скорости течений расчетным методом, но они оказываются весьма

ненадежными. Поэтому изучение течений непосредственно на экваторе оказалось возможным только инструментальным методом после введения в практику автономных самописцев течений.

В силу этого срединные ветви экваториальных течений, течение Ломоносова в Атлантике, течение Кромвелла в Тихом океане и Индоокеанское экваториальное подповерхностное противотечение более изучены с точки зрения инструментально измеренных величин скорости, чем многие другие ранее известные течения.

Однако различная методика инструментальных измерений, результаты которых опубликованы к настоящему времени, в значительной степени затрудняет их сравнительный анализ. В то время как при изучении течения Ломоносова измерения скорости течения проводились в основном с помощью самописцев, установленных на автономных буйковых станциях (АБС) с продолжительностью измерений не менее суток, в Тихом и Индийском океанах измерения течений проводились чаще всего непосредственно с судна методом различия, иногда продолжительностью всего лишь несколько минут на каждом горизонте.

В результате течение Ломоносова характеризуется в основном величинами среднесуточной скорости непериодического течения, т. е. величинами чистого переноса, так как суммирование наблюдений за два полусуточных периода, или один суточный приливной период, полностью исключает приливные составляющие. Течения же Кромвелла и Индоокеанское характеризуются в основном мгновенными величинами фактической скорости, без исключения из них приливных компонент.

Скорости приливных течений в открытом океане сравнительно невелики, как указывает А. Дефант [107]; по наблюдениям на «Метеор», они не превышают 10 см/с.

Однако О. Р. Лундберг [34] приводит величины скорости полусуточного приливного течения на горизонте 100 м, равные 20 см/с. Она указывает, что выше границы термоклина полусуточная волна обуславливает увеличение скорости в 1,5—2 раза, а наличие волн суточного периода может приводить к еще большему увеличению скорости. Поэтому, если принять во внимание наличие суточной составляющей течения, скорость приливного течения может достигать, по крайней мере, 30 см/с.

При определенных условиях величина мгновенной скорости может включать в себя полную величину приливного течения и таким образом будет значительно превышать среднюю суточную величину непериодического течения. Так, например, в экспедиции «Dolphin» в Тихом океане в апреле 1958 г. на экваторе были получены мгновенные скорости 150 см/с [129]; по 12-суточным непрерывным измерениям на АБС, установленной «Воейковым» на 1° с. ш. и 154° з. д., средняя скорость на 100 м была равна 93 см/с, а в отдельные моменты достигала 140 см/с [24].

В Атлантическом океане В. Меткалф и др. [139] зафиксировали мгновенную скорость 135 см/с, а с помощью дрейфующего буя даже 140 см/с, в то время как за все время наблюдений над

течениями с помощью АБС (начиная с 1959 г.) в области распространения течения Ломоносова только однажды была зарегистрирована среднесуточная скорость 116 см/с [58].

Поэтому к экстремальным величинам скорости течения, полученным методом различия, необходимо подходить с большой осторожностью. В то же время величины расходов течения, вычисленные по полю мгновенной скорости, близки к реальным, так как построение поля скорости проводится по большому количеству

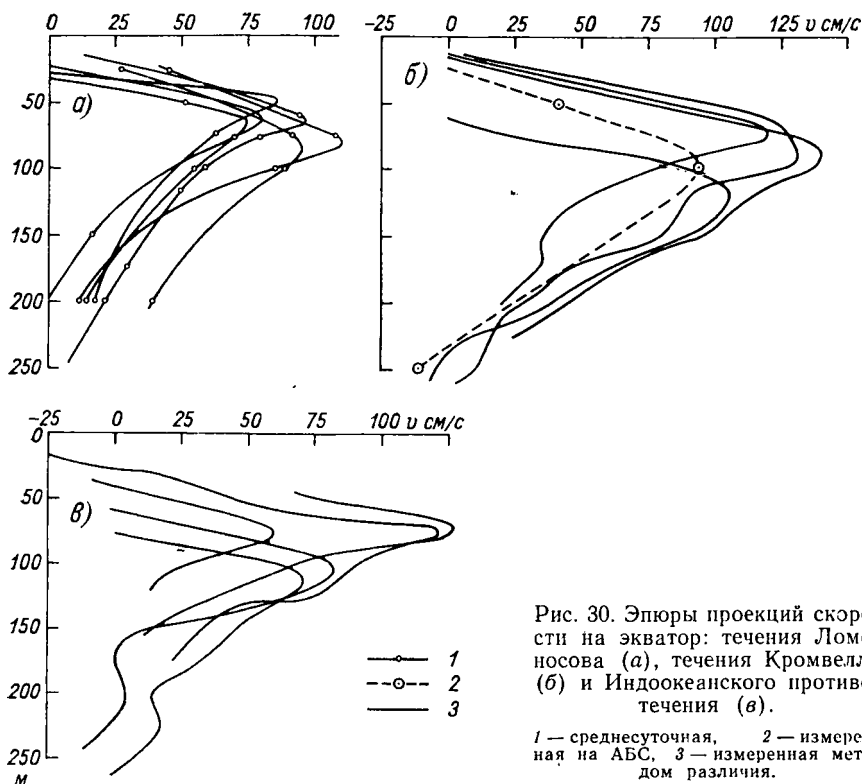


Рис. 30. Эпюры проекций скорости на экватор: течения Ломоносова (а), течения Кромвелла (б) и Индоокеанского противотечения (в).

1 — среднесуточная, 2 — измеренная на АБС, 3 — измеренная методом различия.

наблюдений за довольно длительный промежуток времени, что в общем приводит к осреднению результатов и уменьшает элемент случайности.

Сравнение эпюр зональных компонент скорости Срединной ветви экваториального противотечения во всех трех океанах — Атлантическом, Тихом и Индийском (рис. 30) приводит к выводу о почти полной идентичности вертикального распределения скорости в течении Ломоносова, Кромвелла и Индоокеанском.

Покрывая сверху тонким слоем пассатного течения, движущегося в западном направлении, экваториальные противотечения в области экватора обнаруживаются уже на 10—30 м во всех трех океанах. Начиная с этих горизонтов, происходит быстрое

нарастание восточной составляющей скорости до максимума: на 50—85 м в течении Ломоносова, на 70—130 м в течении Кромвелла и на 70—115 м в Индоокеанском течении.

Спад скорости после максимума во всех трех океанах происходит гораздо медленнее; в центральных районах океанов на 200 м величина восточной составляющей уменьшается до 35—40 см/с, а нижняя граница течения, т. е. обратный переход скорости через нуль, происходит в среднем на 250—270 м.

Отсутствие синхронных инструментальных измерений скорости экваториального противотечения вдоль его продольной оси в каждом из океанов, а также отсутствие круглогодичного цикла наблюдений над его изменчивостью на различных участках течения не дают возможности провести анализ характера распределения скорости на всем протяжении течения. Однако даже эпизодические наблюдения различных экспедиций позволяют определить максимальные величины скорости на различных участках течения. Выборка максимальных величин скорости в Тихом океане, показанная в табл. 10, позволяет установить, что на всем протяжении течения Кромвелла, на каждом из его 20-градусных участков, практически наблюдалась скорость восточного переноса не менее 100 см/с, а в большинстве случаев достигала 125 и даже 150 см/с. Исходя из этого, можно считать, что появление скорости более 100 см/с равновероятно на всем протяжении течения Кромвелла от Новой Гвинеи и, по крайней мере, до Галапагосских островов.

Результаты аналогичной выборки для Атлантического океана были приведены несколько выше, в табл. 4.

Поэтому попытки установить закономерности в распределении скорости вдоль продольной оси течения Кромвелла и, в частности, доказать, что течение Кромвелла достигает максимальной скорости только к востоку от о-вов Гильберта, как это сделали А. Г. Колесников и др. [49], даже при использовании наблюдений на АБС пока что не имеют под собой достаточного обоснования. Неоднократные наблюдения в 1967 г. судна «Coriolis» вдоль 170° в. д. [123] показали, что скорость течения западнее о-вов Гильберта может превышать 90 см/с. Более того, наблюдения «Mansyu» на 155° в. д. в июне 1926 г. указывают, что скорость течения в направлении от 97 до 128° колебалась от 85 до 160 см/с, а по наблюдениям «Такую» в 1958 г. также на 155° в. д. восточная компонента скорости на 0° 02' с. ш. доходила до 145 см/с.

Наиболее показательное распределение скорости на меридиональных разрезах, секущих течение по нормали, но большинство измерений скорости течения Кромвелла проводилось на отдельных станциях, далеко не по всему живому сечению потока. Лишь в специальных экспедициях, таких как «Dolphin» и «Swan Song», в экспедициях на «Витязе» [30] и на «Coriolis» [123] измерения скорости выполнялись с достаточными подробностями на всем пространстве, охваченном восточным переносом. На рис. 31 приведено распределение зональных составляющих скорости на нескольких разрезах через течение Кромвелла, где хорошо заметно

Максимальные (измеренные) величины скорости течения Кромвелла в Тихом океане между 1° с. ш. и 1° ю. ш.

Автор	Судно	Долгота	Дата	Скорость, см/с
R. Montgomery (1962)	„Satuma“	130—150 в.	Февраль 1958 г.	65 105
	„Такуо“	150—170 в.	”	90 145 125
Ph. Hisard et al. (1969)	«Satuma» „Mansyu“		”	120
	„Coriolis“		Июнь 1926 г.	115 100
А. Г. Колесников и др. (1972)	«Академик Вернадский»	170 в.—170 з.	Июль 1967 г.	>90 125
Ю. В. Истошин и Г. Н. Куклин (1962)	«Воейков»	170—150 з.		140— Сред. сут. 93
J. Knauss (1960)	„Horizon“ „Hugh M. Smith“	150—130	Апрель 1958	125 (до 150)
М. Н. Кошляков и В. Г. Нейман (1965)	«Витязь»	170—150 150—130	1961 ”	70 120
J. Knauss (1966)		130—110 110—90	Октябрь—ноябрь 1961 Октябрь—ноябрь 1961	> 100 > 80

постепенное уменьшение размера ядра максимальной скорости по мере продвижения течения с запада на восток, а также его равномерный подъем к поверхности от 180 м на 170° в. д. до 50 м на 93° з. д.

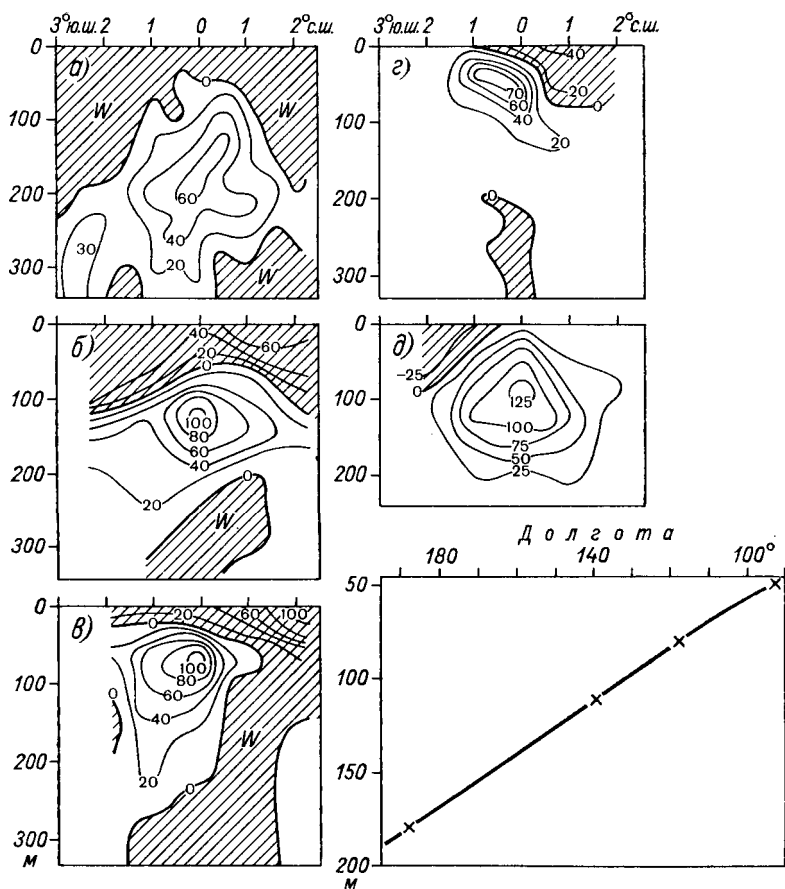


Рис. 31. Распределение скорости течения Кромвелла на меридиональных разрезах.

	летне-осенний период	
а — 170° в. д.	} по Хизарду,	
б — 140° з. д.		
в — 118° з. д.		
г — 93° з. д.		
	весной	
д — 140° з. д.	} по Кнауусу	
и кривая подъема ядра скорости вдоль течения.		

В Индийском океане измерения течений на «Витязе» в 1959—1960 гг. и в 1962 г., а также в 1962—1963 г. на «Argo» и в 1964 г. на «Discovery» выполнялись в большинстве своем на меридиональных разрезах, что позволяет получить достаточно полное представление о распределении скорости по всему сечению потока.

Приведенное на рис. 32 распределение скорости в центральной ветви Индоокеанского экваториального противотечения указывает на значительную сплюснутость ядра скорости по вертикали и растянутость его вдоль меридиана. Ядро максимальной скорости редко выходит за пределы 1° с. и ю. ш., но общий восточный перенос в подповерхностном слое, по-видимому, охватывает область, значительно выходящую за пределы 2° с. и ю. ш.

Большой интерес представляет сравнение величин расхода срединных ветвей экваториальных противотечений во всех трех океанах. В Атлантическом океане, как уже было показано ранее, течение Ломоносова переносит на восток от 15 до 39 млн. $\text{м}^3/\text{с}$ воды, а средняя величина расхода — около 31 млн. $\text{м}^3/\text{с}$.

Расходы течения Кромвелла также значительно изменяются. По измерениям Ф. Хизарда и др. [123], проведенным на одном и том же разрезе (170° в. д.), величина расхода колебалась от 15 до 55 млн. $\text{м}^3/\text{с}$, Д. Кнаусс [129] на 140° з. д. в апреле 1958 г. получил среднюю величину расхода из пяти пересечений течения 40 млн. $\text{м}^3/\text{с}$, а в сентябре 1961 г. на том же разрезе величина расхода оказалась равной всего лишь 22 млн. $\text{м}^3/\text{с}$.

Июшида (1959) дает величину расхода течения Кромвелла для января 71 млн. $\text{м}^3/\text{с}$. Однако эта величина вызывает большое сомнение, тем более что в районе разреза по 150° в. д., для которого вычислялся расход, отсутствуют четкие границы между течением Кромвелла и Северной ветвью экваториального противотечения.

Большие изменения расхода происходят и в Индоокеанском противотечении. Тафт [168] приводит величину расхода в апреле 11 млн. $\text{м}^3/\text{с}$. Однако при использовании измерений Д. Своллоу [166] на «Discovery» была перевычислена величина расхода; она оказалась близкой к 37—40 млн. $\text{м}^3/\text{с}$ [78].

Таким образом, каждая из срединных ветвей экваториальных противотечений во всех трех океанах переносит на восток почти одинаковое количество вод, в среднем близкое к 30 млн. $\text{м}^3/\text{с}$.

Несмотря на значительное время, прошедшее с момента открытия противотечений во всех трех океанах, и огромные усилия, прилагаемые к их изучению, к сожалению, ни в одном из океанов не проведен полный годовой цикл наблюдений над временной изменчивостью экваториальных противотечений. Поэтому о различных сезонных изменениях процессов мы можем говорить, только используя отрывочные данные.

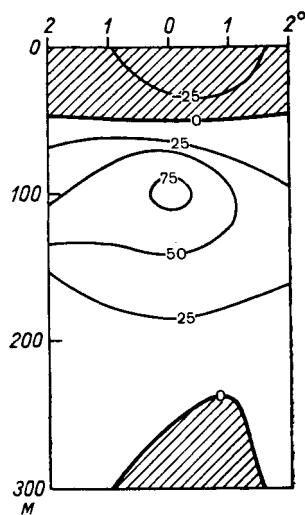


Рис. 32. Распределение скорости (см/с) в Индоокеанском экваториальном противотечении на 92° в. д.

Довольно характерно для всех трех океанов — изменение положения стержня, или максимума скорости экваториального противотечения, по глубине. Зимой северного полушария стрежень течения максимально заглублен, а с наступлением лета происходит его постепенный подъем к поверхности, по-видимому, в августе—сентябре он занимает максимально высокое положение.

Наименьшая величина максимальной скорости течения Ломоносова в Атлантике наблюдается в январе—марте. В это же время наблюдаются и минимальные расходы течения.

Почти аналогичная картина происходит и в Тихом океане. Судя по работам «Coriolis», минимум расхода в течении Кромвелла наблюдался в апреле, а максимум в июле. К. Виртки [180] также считает, что максимум скорости течения Кромвелла наступает между июнем и сентябрем.

В Индийском океане экваториальное противотечение получает наибольшее развитие к концу северо-восточного муссона и в переходный период. С развитием юго-западного муссона экваториальное противотечение ослабевает [168, 166].

Вследствие интенсивного переноса вод срединными ветвями экваториального противотечения, а также незначительной величины вертикального обмена, температурная и плотностная стратификация вод во всех трех океанах в значительной степени сохраняет черты, присущие очагам их формирования, и этим отличается от окружающих вод почти на всем протяжении течений. Это отличие от окружающих их пассатных вод выражается в значительно большей степени однородности вод противотечений, что приводит к значительному расширению сильно сжатого по вертикали в слое скачка ядра характеристик в месте прохождения течений Кромвелла и Индоокеанского противотечения, так же как и в области прохождения течения Ломоносова. Это образование своеобразных пучностей хорошо видно на рис. 33, где сравнивается поперечное сечение поля скорости с полями температуры и солености экваториального противотечения во всех трех океанах.

Впервые на столь характерное расширение термоклина в области противотечения в Тихом океане обратил внимание Д. Кнаусс [129], а в Атлантическом океане весьма тщательные наблюдения с помощью буксируемой цепи термистеров провел В. Меткалф [139].

Расширение изолиний, или образование своеобразных пучностей, характерно не только для температуры, плотности и растворенного кислорода, как указывал Кнаусс [129], но и для большого числа других характеристик — фосфатов, кремния и даже рН. Это следует и из работы Ерлова [125], который при весьма тщательной обработке материалов экспедиции на «Albatross», проведенной в 1947—1948 гг. и посвященной исследованию Межпассатного противотечения, получил на меридиональных разрезах раздвинутые изолинии почти всех характеристик в районе экватора, между 2° с. ш. и 2° ю. ш., на горизонтах от 80 до 300 м. Сам Ерлов в своей работе ни единым словом не упоминает об

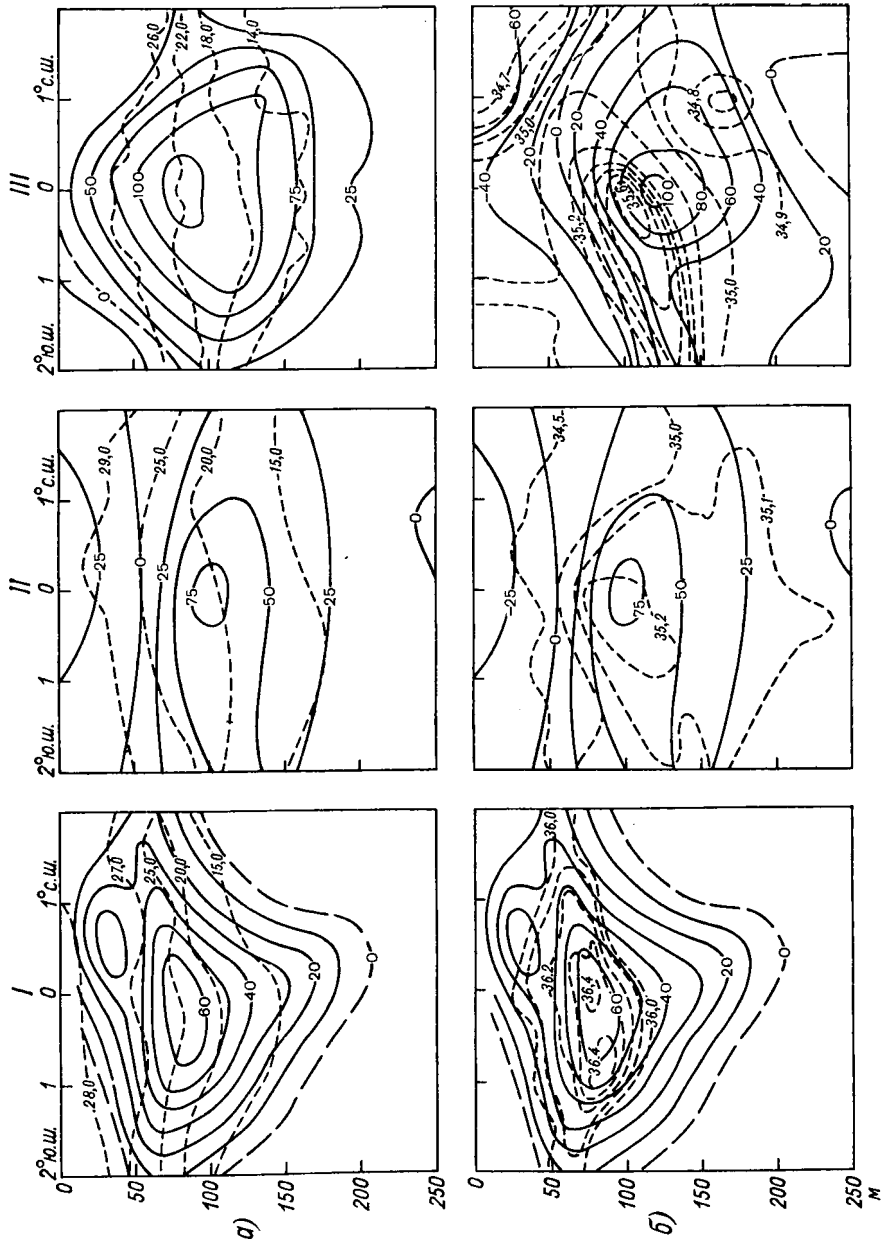


Рис. 33. Распределение температуры (а — °С) и солёности (б — ‰) в поле скорости (см/с).
 I — течение Ломоносова, II — Индоокеанское противотечение, III — течение Кромвелла.

этом факте. В то же время это расширение изолиний в районе экватора очень четко оконтуривает течение Кромвелла, о существовании которого, а тем более о его свойствах, во время экспедиции сам автор и не подозревал.

Что касается солености, то характер ее распределения в Индоокеанском течении такой же, как и в течении Ломоносова,— ядро повышенной солености совпадает с ядром максимальной скорости и приурочено к изоповерхности 25.

В течении Кромвелла ядро повышенной солености размещается в его южной половине. При анализе результатов экспедиции «Dolphin» 1958 г. Д. Кнаусс [129] указывал на отсутствие ядра повышенной солености в водах течения Кромвелла, однако анализируя материалы экспедиции США «Swan Song» 1961 г., Д. Кнаусс уже пишет: «Как предполагал Р. Монтомери [143], глубинное течение имеет изолированное ядро повышенной солености, которое находится с южной стороны экватора. Это ядро полностью входит в воды течения Кромвелла...» [130].

Ф. Хизард и др. [123], анализируя материалы пяти рейсов «Corgiolis» в 1967 г. вдоль 170° в. д., также отмечают наличие повышенной солености в южной половине течения Кромвелла и высказывают предположение, что это явление происходит благодаря раздельному поступлению вод. Воды, поступающие с севера, обладают более низкой соленостью благодаря опресняющему влиянию вод моря Целебес (через которое они проходят), в то время как воды, идущие с юга и обладающие вообще более высокой соленостью, такого опресняющего влияния не испытывают.

К этому следует добавить еще два момента, не отмеченные Хизардом: 1) ядро максимума скорости во всех случаях наблюдений располагается между изаностерами 400 и 200 Cl/t , что почти однозначно изоповерхностям 24 и 26, и 2) распространение языка вод с повышенной соленостью, входящего в течение Кромвелла с юга, строго ограничено изаностерами 400 и 300 Cl/t и линией экватора. Это дает основание предполагать, что между южной половиной течения Кромвелла, идущего на восток, и Южным пассатным течением, идущим на запад, происходит довольно интенсивный боковой обмен вдоль изопикнических поверхностей.

Существование Межпассатного противотечения, расположенного к северу от экватора в Тихом и Атлантическом океанах, уже к концу XIX в. не вызывало никакого сомнения.

Однако оказалось, что несмотря на столь большое внимание, которое уделялось межпассатным противотечениям, несмотря на многочисленные попытки построить их физическую модель и определить истинную природу, уделялось недостаточное внимание их непосредственному изучению.

И в настоящее время в океанографической литературе можно найти очень немного работ, посвященных подробному исследованию Межпассатного противотечения. К такого рода работам можно отнести упомянутую работу Ц. Пульса [149], а также работы [164, 94, 125, 6], вышедшую в 1967 г. работу [181], посвя-

ценную переносу вод Северной ветвью экваториального противотечения в Тихом океане, а также работу [109] по Атлантическому океану.

Первые, наиболее подробные сведения о структуре Северной ветви экваториального противотечения (или о Межпассатном противотечении) в Тихом океане были получены Х. Свердрупом [164].

На основании данных «Carnegie» вдоль 140° з. д. в октябре 1929 г. Х. Свердруп показал структуру вод, распределение геострофической скорости и характер поперечной циркуляции в соответствии с имевшимися в то время представлениями о Межпассатном противотечении.

Свердруп пишет: «На рис. 198 «С» показана скорость, вычисленная при условии отсутствия движения вод на поверхности 700 дб. Эти вычисления ненадежны близ экватора, но конечная картина весьма закономерна. По этим данным, экваториальное противотечение располагается между 3 и 10° с. ш. Монтгомери и Пальмен (1940) показали, что экваториальное (Межпассатное) противотечение в Тихом океане, как и в Атлантическом, образуется благодаря нагону легкой поверхностной воды к западным берегам океана. Сравнение динамических высот морской поверхности относительно поверхности 1000 дб показывает, что на меридиане 135° в. д. эта поверхность лежит на 62,6 дин. см выше, чем на меридиане 99° з. д., но разница уменьшается с увеличением глубины, и поверхность 300 дб параллельна поверхности 1000 дб. Если динамические сантиметры заменить сантиметрами, наклон поверхности моря вдоль экватора будет равен $4,5 \times 10^{-8}$. Этот наклон поверхности и наклоны изобарических поверхностей выше поверхности 300 дб могут создаваться в результате действия восточного ветра скоростью 4 м/с, который слабее наблюдаемой скорости пассатов. Давление ветра, следовательно, больше, чем рассчитано по наблюдаемым условиям. В результате наклона морской поверхности экваториальное противотечение идет спокойной полосой по наклонной поверхности между пассатами, и распределение водных масс само собой приспособляется к образующимся течениям. Максимальная скорость на поверхности по данным «Carnegie» немного выше 50 см/с, или около 1 узла, что хорошо согласуется с данными наблюдений на других судах.

Разрез «Carnegie» дает перенос вод к востоку экваториальным противотечением приблизительно в размере 25 млн. м³/с, объем расхода этого противотечения в Тихом океане сравним с расходом Флоридского течения. . .»

Необходимо отметить, что разрез, представленный Свердрупом, был проведен только однажды, в конце лета и в начале переходного периода и отличается «мелководностью» (т. е. когда основной перенос сосредоточен в поверхностном слое до 150 м), поэтому он создал в какой-то степени превратное представление о структуре течения. Он в значительной степени подтвердил существующее мнение о поверхностном происхождении течения. А так как разрез этот долгое время был единственным в своем

роде, то, очевидно, и послужил отправной точкой многим авторам для дальнейших исследований.

В гл. IV достаточно подробно рассмотрен вопрос о Межпассатном противотечении в Атлантическом океане, которое фактически представляет собой только лишь сезонное поверхностное (внешнее) проявление постоянно действующей под поверхностью океана Северной ветви экваториального противотечения. В Тихом океане Межпассатное противотечение — явление более грандиозное, так как оно пересекает весь океан с большой скоростью на протяжении 15 000 миль и наблюдается в течение почти всего года на поверхности. Так же как и в Атлантике, оно, по-видимому, — внешнее проявление Северной ветви экваториального противотечения, существующей постоянно в подповерхностном слое.

Усиление восточного переноса вод в поверхностных слоях Северной ветви экваториального противотечения, или в данном случае Межпассатным противотечением, может происходить также за счет межпассатного западного ветра, устойчивое существование которого было отмечено В. В. Фронэртом [73].

Рассмотрим более подробно работу Ерлова [126]. Он представил распределение геострофической скорости на трех поперечных разрезах по $127^{\circ} 30'$; $149^{\circ} 45'$ и $172^{\circ} 00'$ з. д., проведенных с 11 сентября по 26 декабря 1947 г., т. е. наблюдения на них были начаты в летне-осенний период и окончены в начале зимы. Поэтому структура течений или распределение скорости на первом разрезе носят летний характер, а на третьем приближается к структуре течения, характерной для зимы.

В первом случае, относящемся к началу октября, наблюдается единое ядро скорости с максимумом, превышающим 100 см/с, находящимся близко к поверхности на правом, южном крае течения. Несмотря на большую ширину (около 400 миль) от $3^{\circ} 00'$ до $9^{\circ} 40'$ с. ш. скорость его постепенно спадает к левому краю и никаких других особенностей в нем не наблюдается.

Почти аналогичную картину в структуре течения мы наблюдали в летне-осенний период и в Северной ветви экваториального противотечения в Атлантическом океане.

Характерно также и полное совпадение величины расхода в это время как по подсчетам Ерлова для Северной ветви экваториального противотечения в Тихом океане, так и по нашим подсчетам для Северной ветви в Атлантике; расход течения в обоих случаях равен 36×10^6 м³/с.

На третьем разрезе Ерлова, относящемся к началу зимы северного полушария (7—29 декабря), структура течения изменяется. Течение оказывается слегка сжатым ($5^{\circ} 00'$ — $10^{\circ} 30'$ с. ш.). Ядро максимальной скорости несколько заглублено (до 100 м), и скорость в нем снижена до 60 см/с. Одновременно появляется и второе ядро (струя) у левого края течения с максимумом скорости, немного превышающим 40 см/с. Структура течения на этом разрезе весьма близка к структуре Северной ветви противотечения в Атлантике для зимы. Однако величина расхода, полученная

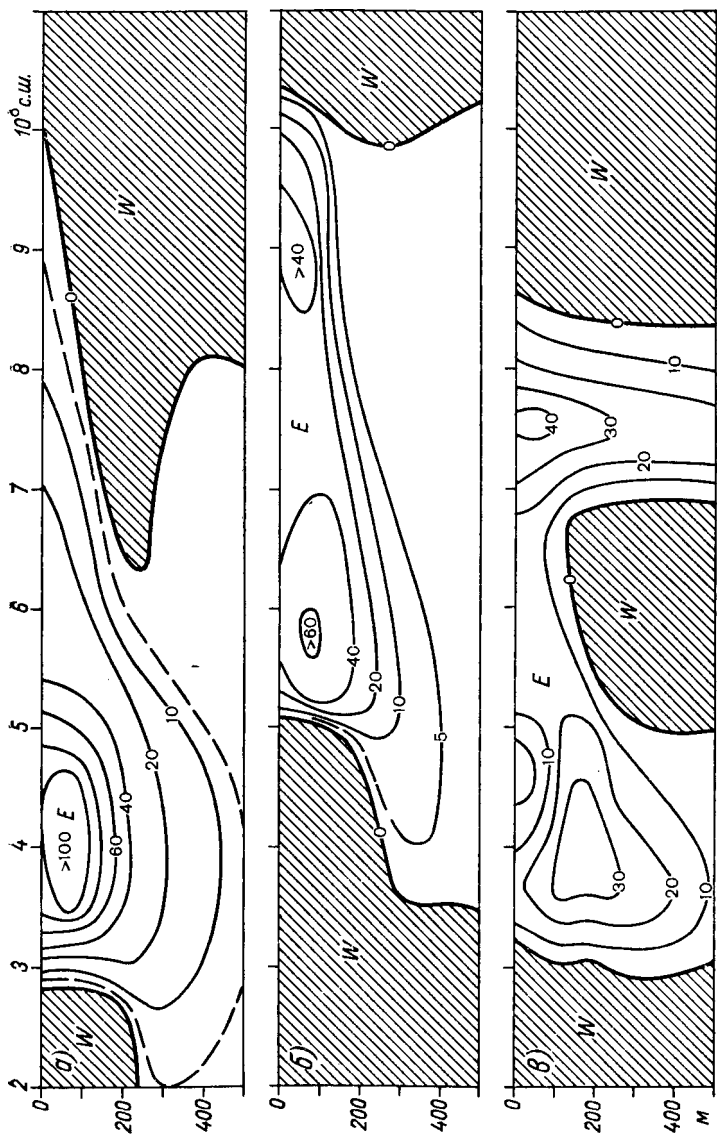


Рис. 34. Распределение геострофической скорости (см/с) в Северной ветви экваториального противотечения в Тихом океане.

а — октябрь (127° 30' з. д.) } по Ерлову, 1956 г.
 б — декабрь (172° 00' з. д.) }
 в — апрель (143° 30' в. д.) } по Буркову, 1960 г.

Ерловым для этого разреза, достигает $43,0 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, что значительно превышает расход аналогичной ветви противотечения в Атлантике (рис. 34).

В. А. Бурков [6] построил осредненный разрез геострофической скорости по трем меридиональным разрезам «Витязя» между 142 и 145° в. д. к северу от Новой Гвинеи в апреле 1958 г. Полученная им картина, в значительной степени свободная от искажений, свойственных мгновенным (фактически «случайным») наблюдениям, по-видимому, наиболее типична для конца зимы северного

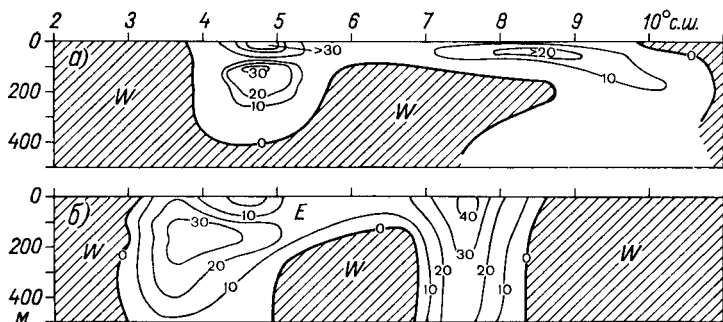


Рис. 35. Распределение геострофической скорости (см/с) в Северной ветви экваториального противотечения зимой.

а — в Атлантическом океане на 25° в. д.; *б* — в Тихом океане на $142\text{--}145^\circ$ в. д., по Буркову, 1960 г.

полушария. Течение охватывает широкую полосу океана от $3^\circ 00'$ до $8^\circ 40'$ с. ш. и в сущности делится подповерхностным потоком западного направления на две струи: северную и южную. Южная струя также прижата к правому краю течения и более заглублена. Ядро располагается между 100 и 250 м, имея максимальную скорость около 40 см/с. Северная струя расположена у левого края течения, ядро находится вблизи поверхности, и максимальная скорость в нем превышает 40 см/с.

Несмотря на большое расстояние между разрезами Ерлова и Буркова (45° долготы), а также несмотря на то что они построены по наблюдениям в разные годы, их сравнение дает достаточно наглядное представление о постепенной сезонной трансформации структуры Северной ветви экваториального противотечения в Тихом океане от лета к зиме.

Одновременно с этим сопоставление зимней структуры Северных ветвей экваториального противотечения в Тихом и Атлантическом океанах позволяет говорить о большой аналогии этих ветвей не только в летний, но и в зимний период (рис. 35).

Таким образом, Северные ветви экваториального противотечения в Атлантическом и Тихом океанах занимают одинаковое широтное положение в основном между 3 и 10° с. ш. Оба течения существуют круглый год, имея летом довольно простую одноструй-

ную, а зимой двухструйную структуру, благодаря поднятию к поверхности встречного зонального глубинного течения. Ядра течения южной струи более заглублены, а северной струи менее значительные, приподняты к поверхности.

В 1967 г. Виртки и Кендал [181] рассчитали геострофический перенос Северной ветвью экваториального противотечения в Тихом океане по материалам всех океанографических разрезов, пересекающих это течение, и получили 79 значений расхода. Кроме того, используя связь между величиной геострофического переноса и функцией переноса в двухслойной модели, они получили с помощью термоклинного метода еще 50 величин по батитермографным разрезам.¹

Распределив эти величины по долготе и по месяцам года, они представили весьма показательную картину пространственно-временной изменчивости величин восточного переноса в Северной ветви экваториального противотечения. Максимальная величина расхода на западе приближается к 80 млн. м³/с, на крайнем востоке, у побережья Центральной Америки, величина расхода уменьшается до 10 млн. м³/с.

В средней части течения, между 160—150° з. д., перенос в среднем за год близок к 30 млн. м³/с.

Кроме того, Т. Кендал [128] опубликовал статью о переносе вод в западной части экваториальной области Тихого океана, где рассматривается восточный перенос вод Северной ветвью экваториального противотечения на фоне западного пассатного дрейфа.

Эти работы, безусловно, интересны, так как они создают наиболее полное представление об изменчивости течения по сезонам и изменении величины переноса вод, как функции долготы. Однако максимальные величины расходов 60 и даже 80×10^6 м³/с весьма сомнительны: они соизмеримы с величиной суммарного восточного переноса вод всеми тремя ветвями экваториальных противотечений.

В этом случае оказываются недостаточно показательными и средние величины переноса. По-видимому, наиболее близкими к действительности будут величины наибольшей повторяемости восточного переноса, которые на основании тех же материалов Виртки и Кендала составляют в крайних западных районах Тихого океана 30—35 млн. м³/с, а в центральной части около 20 млн. м³/с.

В Тихом и Атлантическом океанах еще с середины прошлого столетия было достаточно хорошо известно поверхностное Межпассатное противотечение, располагающееся к северу от экватора и приуроченное главным образом к лету. В Индийском же океане аналогичное явление обнаруживалось также на поверхности океана, но к югу от экватора, между 2—10° ю. ш. [92, 93], причем в основном зимой северного полушария при господстве

¹ Подробно о термоклинном методе см. Journ. Geophys. Res., 1967, v. 72, No 8, pp. 2073—76.

северо-восточного муссона, и было выражено не столь ярко, как в других океанах.

Постоянство существования Южной ветви экваториального противотечения в подповерхностных слоях Индийского океана подтверждено исследованиями И. М. Овчинникова [51], проведенными в период зимнего муссона в октябре 1959 — марте 1960 г. на «Витязе», а также В. Г. Нейманом [48] по материалам наблюдений «Витязя», в период летнего муссона в июле—октябре 1962 г.

По имеющимся сведениям скорость течения в Южной ветви колеблется в пределах 20—40 см/с. По материалам наблюдений на «Eastwind» в марте—апреле 1961 г. в районе расположения Южной ветви экваториального противотечения на глубине 50—80 м располагалось ядро повышенной солености ($>35,4\%$).

О существовании Южной ветви экваториального противотечения в Тихом океане первые сведения были фактически получены от В. А. Буркова и И. М. Овчинникова [7]. Работая по программе МГГ в 26-м рейсе «Витязя» на двух меридиональных разрезах вдоль 172° в. д. и 174° з. д. с ноября 1957 г. по февраль 1958 г., Бурков и Овчинников с помощью инструментальных измерений зафиксировали существование зонального течения восточного направления между 3 и 8° ю. ш.

Вычисления геострофической скорости также показали наличие восточного течения в тех же широтах. Измеренная и вычисленная максимальная скорость течения была более 40 см/с, и ядро максимальной скорости по инструментальным измерениям находилось на горизонте 100 м.

Дж. Рид [151], проанализировав старые материалы экспедиции «Carnegie» и материалы других экспедиций, пришел к выводу о существовании течения восточного направления к югу от экватора в Тихом океане. Это течение иногда прослеживалось и на поверхности океана, по крайней мере, между 170° в. д. и 135° з. д., а возможно, и далее на восток до 95° з. д.

В. Вустер [173], используя материалы экспедиции Калифорнийского Университета «Step-1» по 95° з. д., относящиеся к ноябрю—декабрю 1960 г., получил поток восточного направления на поверхности океана между $5\text{—}8^\circ$ ю. ш., расход которого (по вычислениям геострофической скорости) ориентировочно определялся в 12×10^6 м³/с.

Ф. Джарридж [127] на основании материалов наблюдений экспедиций «Coriolis» по программам «Voga» и «Cyclon» в 1965—1967 гг. также подтвердил существование Южной ветви экваториального противотечения и указал, что величина ее расхода может колебаться в пределах от 2 до 20 млн. м³/с.

Вместе с тем некоторые авторы ставят под сомнение существование Южной ветви экваториального противотечения в восточной половине Тихого океана. Однако исследования, проведенные Скриппсовским институтом и Морской рыбохозяйственной службой США в 1967 г. по программе «Eastropac», подтвердили постоянное существование подповерхностного геострофического потока

восточного направления между 4 и 6° ю. ш. на всем пространстве от 126° з. д. и до побережья Центральной Америки (Eastropas Atlas, 1972).

При анализе материалов «М. Ломоносова», а также океанографических съемок «Эквалант» было обнаружено подповерхностное течение восточного направления к югу от экватора в Атлантическом океане [76, 77]. Последующими нашими работами [79, 85], а также работами других авторов [138, 42, 16, 23] как косвенными методами, так и с помощью прямых измерений существование Южной ветви экваториального противотечения было неоднократно подтверждено. Была определена структура этой ветви, дана характеристика ее вод и не однократно вычислены расходы.

Все результаты этих исследований были подробно изложены в гл. V.

Таким образом, существование Южной ветви экваториального противотечения во всех трех океанах, где она занимает подповерхностное положение, можно считать доказанным фактом.

Во всех трех океанах Южные ветви экваториального противотечения располагаются в пределах между 3—5 и 8—10° ю. ш. и по измерениям в Тихом и Атлантическом океанах переносят на восток от 2 до 20×10^6 м³/с воды.

В Индийском океане зимой северного полушария благодаря особым условиям атмосферной циркуляции экваториальная депрессия опускается далеко на юг (до 10° ю. ш.) и на базе Южной ветви экваториального противотечения создает условия для развития поверхностного Межпассатного противотечения.

В отдельных случаях аналогичная синоптическая ситуация возникает и в Тихом океане, благодаря чему к югу от экватора, иногда на поверхности, обнаруживается слабый перенос вод в восточном направлении.

**СИСТЕМА ЗАПАДНО-ВОСТОЧНОГО
ПЕРЕНОСА ВОД В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ
ОКЕАНОВ, ЕЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЛИЯНИЕ
НА БИОЛОГИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ
ПЕЛАГИАЛИ**

В предыдущих главах был проведен детальный и всесторонний анализ отдельной каждой из трех ветвей экваториального противотечения в Атлантическом океане. И хотя в силу влияния различных факторов их характеристики оказываются несколько отличными друг от друга, можно убедиться, что все три ветви представляют собой гомогенные образования. Формирование вод трех ветвей происходит одинаково, в антициклональных круговоротах. Течения получают энергию в результате действия одних и тех же процессов. Все три ветви выполняют одну и ту же роль компенсации дефицита вод и солей в восточных районах океана.

Поэтому с полным основанием все три ветви противотечения можно рассматривать как единую систему экваториальных противотечений.

Вместе с тем экваториальные противотечения, несущие свои воды в восточном направлении, существуют на фоне пассатных течений, идущих на запад.

Пассатные течения также дробятся ветвями встречных экваториальных противотечений на отдельные ветви, но в общем составляют единую систему западного переноса.

Ветви этих первичных систем течений, направленных навстречу друг другу, находятся в непрерывном взаимодействии между собой и в целом образуют в верхней части тропосферы океана одно из весьма важных звеньев зональной циркуляции — систему западно-восточного переноса.

Если рассматривать эту систему на меридиональном разрезе, то создается впечатление, что общий поток западного направления, вызываемый пассатами, как бы пронизывается ветвями экваториального противотечения, несущими свои воды на восток. Чередование потоков западного и восточного направлений создает картину ячеистой структуры всего подповерхностного слоя вод в экваториальной области.

Для анализа составляющих западно-восточного переноса в экваториальной зоне Атлантического океана целесообразно выбрать западный меридиональный разрез, почти равноудален-

ный от побережья Африканского и Южноамериканского континентов. Этому условию отвечает разрез вдоль 25° з. д., выполненный НИС «Crawford». Вычислив геострофическую скорость течения от исходной поверхности 500 м, можно увидеть, что на этом разрезе не только основные, но и многие сравнительно мелкие структурные элементы восточного переноса выделяются достаточно четко (рис. 36).

W — области западного переноса, или пассатных течений

Северная ветвь Южного Пассатного течения (W_N) располагается между 3° и $1^\circ 10'$ с. ш. и имеет два ядра:

W_N^1 — непосредственно у поверхности до горизонта 100 м со скоростью до 50 см/с;

W_N^2 — на горизонтах 150—350 м со скоростью до 45 см/с.

Южная ветвь Южного Пассатного течения (W_S) наблюдается между 1° и $2^\circ 50'$ ю. ш. и имеет три ядра:

W_S^1 — непосредственно у поверхности до горизонта 100 м со скоростью 90 см/с;

W_S^2 — на горизонтах 150—400 м между 1° и $1^\circ 50'$ ю. ш. со скоростью 20 см/с;

W_S^3 — в подповерхностном слое на горизонтах 100—150 м между 1° и $1^\circ 40'$ ю. ш. со скоростью 20 см/с.

Кроме того, на 4° ю. ш. внутри потока восточного направления на горизонте 50 м выделяется ядро вод (W_S^4), движущихся в западном направлении со скоростью 10 см/с.

Севернее $6^\circ 30'$ с. ш. и южнее $5^\circ 15'$ ю. ш. также располагаются области западного переноса вод со сравнительно небольшими скоростями.

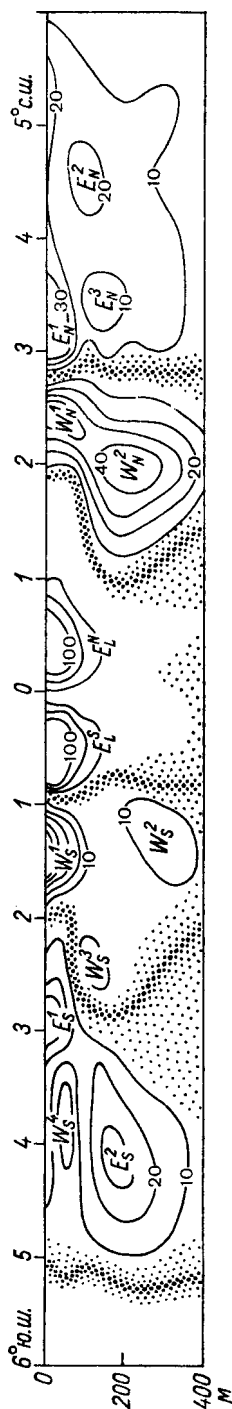


Рис. 36. Распределение геострофической скорости (см/с) и структура зональных течений в экваториальной области на разрезе по 25° з. д.

***E* — области восточного переноса, или система экваториальных противотечений**

Северная ветвь экваториального противотечения (E_N) располагается между 6 и 3° с. ш. На фоне монотонного распределения довольно низких скоростей в сечении ветви располагаются три ядра:

E_N^1 — у поверхности до горизонтов 50—75 м между 3 и 4° с. ш. со скоростью до 40 см/с;

E_N^2 — на горизонтах 50—150 м между 4 и 5° с. ш. со скоростью до 25 см/с;

E_N^3 — у поверхности до горизонта 150 м между 7° и 9° 30' с. ш. со скоростью до 20 см/с.

Срединная ветвь экваториального противотечения, или течение Ломоносова (E_L), располагается между 1° с. ш. и 1° ю. ш., как только что было показано. Течение состоит из двух ядер, расположенных по обе стороны от экватора. Оба ядра располагаются в среднем на горизонте 75 м (E_L^S и E_L^N). Скорость в стрежне течения может превышать 100 см/с.

Южная ветвь экваториального противотечения (E_S) расположена между 2° 50' и 5° 15' ю. ш. с двумя ядрами:

E_S^1 — у поверхности до горизонта 75 м на 3° ю. ш. со скоростью до 40 см/с;

E_S^2 — на горизонтах 100—350 м между 3° 20' и 5° ю. ш. со скоростью более 30 см/с.

Почти аналогичная картина распределения инструментально измеренной скорости была получена на разрезе по 24° 30' з. д. (январь 1970 г.) «М. Ломоносовым» с помощью АБС [23]. Принципиального различия между этими двумя разрезами нет. Наблюдается только некоторое расширение и смещение к югу Южной ветви экваториального противотечения, которая располагается между 4° и 9° 30' ю. ш., а также довольно интенсивный западный перенос на глубинах более 200 м непосредственно на экваторе под течением Ломоносова.

На основании сравнительного анализа различных характеристик была установлена тождественность всех трех ветвей экваториального противотечения в Тихом и Атлантическом океанах. Аналогичный характер наблюдается и в структуре западных течений в экваториальной области Тихого океана. Здесь такое же распределение основных элементов системы западно-восточного переноса. В этом нас убеждает меридиональный разрез, выполненный на НИС «Витязе» в 1958 г. [7] (рис. 37 Iа). Смещенный несколько в западную часть океана (170° з. д.), он сохраняет в своей структуре некоторые первичные черты системы экваториальных противотечений, свойственные крайним западным районам, где все еще проявляется связь течения Кромвелла с Северной ветвью экваториального противотечения [81].

По мере продвижения на восток в системе экваториальных противотечений постепенно исчезают мелкие структурные элементы течения Кромвелла и объединяются элементы западного переноса. В результате структура западно-восточного переноса в восточной части Тихого океана принимает характер, свойственный структуре Атлантики.

Это особенно хорошо видно по результатам весьма подробных океанографических съемок в восточной части Тихого океана

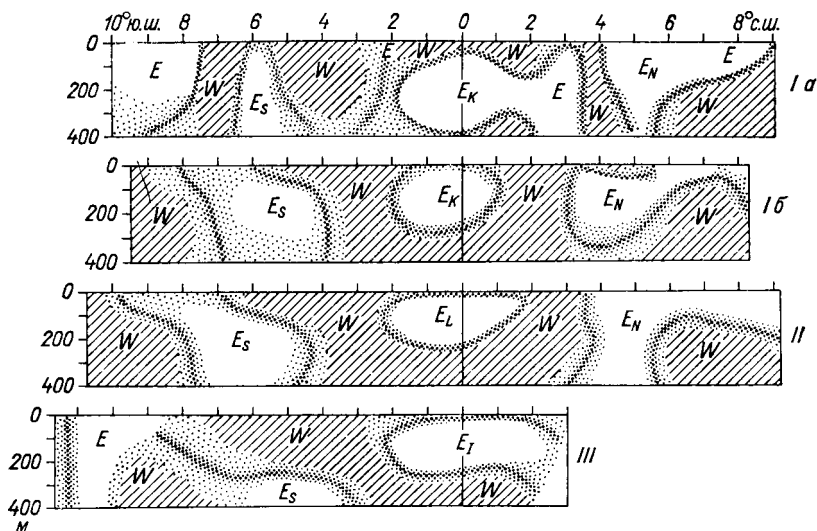


Рис. 37. Структура экваториальной области океанов в меридиональном сечении.

I a — западная часть Тихого океана (170° з. д.); *I б* — восточная часть Тихого океана, к востоку от 126° з. д.; *II* — центральная часть Атлантического океана (25° з. д.); *III* — восточная часть Индийского океана; области зональных течений западного направления заштрихованы и обозначены *W*, области зональных течений восточного направления обозначены *E*.

в 1967 г. по проекту «Eastropac», выполненных Национальной морской рыбохозяйственной службой США и Скриппсовским Океанографическим институтом («Eastropac Atlas», 1972).¹ В поле геострофической скорости, вычисленной по материалам этих съемок, на всем пространстве от 126° до 82° з. д. четко выделяются расположенные симметрично относительно экватора, совершенно обособившиеся ядра Северной ветви экваториального противотечения (E_N) на $4-8^\circ$ с. ш. и Южной ветви противотечения (E_S) на $4-8^\circ$ ю. ш. (рис. 37 *I б*); это опровергает совершенно необоснованное мнение некоторых авторов, что Южная ветвь экваториального противотечения характерна только для его западной части.

Несколько иначе обстоит дело со структурой западно-восточного переноса в Индийском океане, где характер и структура пе-

¹ Eastropac Atlas. U. S. Department Administration. National Marine Fisheries Service. C. 330, V. 1, June 1972.

реноса связаны с сезонной перестройкой циркуляции в связи с муссонным характером атмосферных процессов. По В. Г. Нейману [48] и Б. Тафту [167], в период летнего муссона исключительное развитие в экваториальной зоне получает Муссонное течение, распространяющееся на всю северную часть Индийского океана вплоть до 2° ю. ш. В период зимнего муссона, когда преобладает интенсивный западный перенос, в подповерхностных слоях развивается экваториальное противотечение.

Совершенно естественно, что крупномасштабные элементы западно-восточного реверсивного переноса вод, обнаруженные в подповерхностном слое экваториальной области всех трех океанов, позволяют также рассматривать схему крупномасштабной циркуляции в подповерхностном слое (50—200 м). Это представляет тем больший интерес, что в последнее время появились работы по геострофическим течениям океанов, где приводятся схемы основных звеньев крупномасштабной циркуляции на поверхности океана.

Каждую пару разнонаправленных зональных потоков, вытянувшихся через весь океан, включая Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение на севере и течение Западных ветров на юге, несмотря на различие их природы, можно рассматривать как самостоятельные крупномасштабные звенья циркуляции. Тогда, так же как и на поверхности, огромное пространство к северу от 10 — 12° с. ш. будет занято Северным субтропическим антициклональным круговоротом.

Течения южной периферии Северного субтропического антициклонального круговорота вместе с Северной ветвью экваториального подповерхностного противотечения образуют Северовосточный субтропический циклонический круговорот. Этот круговорот был обнаружен А. Дефантом еще в 1941 г., затем более подробно описан П. А. Мазейкой [137], а также Р. П. Булатовым и В. Н. Степановым [4]. Говоря о поверхностных течениях в Атлантическом океане, мы уже указывали о выходе этого круговорота на поверхность океана летом при развитии Межпассатного противотечения. Вместе с тем в подповерхностных слоях это образование существует постоянно и с глубиной вытягивается далеко к юго-западу.

Северная ветвь экваториального подповерхностного противотечения и нижние воды Северной ветви Южного Пассатного течения, идущей на запад, образуют Северный экваториальный подповерхностный антициклональный круговорот.

Северная подповерхностная ветвь Южного Пассатного течения и течения Ломоносова (Срединной ветви экваториального подповерхностного противотечения) образуют Северный экваториальный циклонический круговорот. Два последних образования имеют очень малую ширину, едва достигая 2° — $2^{\circ} 30'$ широты (т. е. 220—275 км), но очень вытянуты по долготе, до 40° (т. е. 4400 км).

Такая же пара образований в зеркальном отображении существует и к югу от экватора. Между течением Ломоносова и Срединной подповерхностной ветвью Южного Пассатного течения

образуется Южный экваториальный циклонический круговорот, а между последней и Южной ветвью экваториального подповерхностного противотечения — Южный экваториальный антициклонический круговорот. К югу от 10° ю. ш., вблизи побережья Африки, располагается Южный субтропический циклонический круговорот, который образуется Южной ветвью экваториального подповерхностного противотечения и северо-восточной периферией Южного субтропического антициклонического круговорота. Это образование также было описано П. А. Мазейкой [137], К. В. Мошкиным [42].

С юга вся система замыкается Южным субтропическим антициклоническим круговоротом. Поэтому можно считать, что подповерхностная океаническая циркуляция в Атлантическом океане состоит из восьми основных крупномасштабных звеньев, или элементов (исключая субполярные циклонические круговороты), симметрично расположенных относительно экватора.

Аналогичная картина в распределении циркуляционных образований в подповерхностном слое должна наблюдаться в Тихом и в южной половине Индийского океана.

Полученная таким образом схема крупномасштабной циркуляции в подповерхностном слое океана резко отличается от «Схемы основных элементов геострофической циркуляции», приведенной Р. П. Булатовым [5] для поверхности Атлантического океана, на которой существуют только шесть циркуляционных звеньев, по три с каждой стороны от экватора (также без учета субполярных круговоротов).

В. А. Бурков [9] приводит для поверхности северной части Тихого океана, так же как и Р. П. Булатов для Атлантики, три самостоятельных звена циркуляции. В то же время для южной части Тихого океана им приводится только один Южный субтропический антициклонический круговорот.

А. Д. Щербинин [96] указывает на существование в Индийском океане, к югу от экватора, фактически только двух крупномасштабных образований: Южного тропического циклонического круговорота и Южного субтропического антициклонического круговорота, состоящего из ряда мелких локальных образований.

Расхождение между предложенной схемой крупномасштабной циркуляции и схемами других авторов, объясняется, с одной стороны, различной методикой. Вновь предложенная схема была получена в результате подробных исследований подповерхностных течений на меридиональных разрезах, в том числе и инструментальными методами. Схемы, предложенные другими авторами, основываются на вычислениях геострофической циркуляции на поверхности океана по материалам, обобщенным по крупным квадратам; размеры которых нередко превосходят отдельные элементы циркуляции.

С другой стороны, схема, предложенная нами, составлена для подповерхностного (а не поверхностного) слоя, в основном для слоя термоклина в тропической зоне, находящегося вне пределов

прямых внешних воздействий; она дает возможность еще раз убедиться в том, насколько сильно внешние воздействия искажают симметрию, свойственную процессам глобального характера в океане.

Когда мы рассматриваем в целом всю систему западно-восточного переноса вод, как одно из главных звеньев зонального водообмена в циркуляции тропической зоны океана, в качестве основного критерия принимаем только лишь одну доминирующую (в данном случае зональную) компоненту скорости течения. Однако анализ меридиональных и вертикальных составляющих скорости на вертикальных сечениях нормальных к доминирующему направлению потока, показывает, что и эти две компоненты играют весьма существенную роль в общем процессе переноса вод, вызывая поперечную (в данном случае меридиональную) циркуляцию внутри каждой из ветвей течений и определяя характер взаимодействия между встречными течениями.

Впервые меридиональная циркуляция в поверхностных слоях тропической зоны океана была подробно рассмотрена Дефантом [109]. В соответствии с этой схемой (рис. 38 а) Южное пассатное течение в приэкваториальной области состоит из двух структурных элементов: южного ядра, расположенного к югу от экватора и имеющего поперечное вращение против часовой стрелки (если смотреть вниз по течению), и сравнительно узкого северного ядра пассатного течения, расположенного между экватором и $4^{\circ} 30'$ с. ш., меридиональная циркуляция в котором происходит по часовой стрелке. Таким образом, на границе этих двух ядер (струй) течения происходит подъем вод, т. е. на поверхности океана непосредственно на экваторе располагается зона дивергенции. На пространстве между $4^{\circ} 30'$ с. ш. и 10° с. ш. располагается Межпассатное противотечение, несущее воды на восток (из чертежа), в котором происходит движение также по часовой стрелке, если смотреть вниз по течению.

К северу от 10° с. ш. располагается Северное пассатное течение, идущее на запад и охватывающее довольно обширную область с поперечной циркуляцией по часовой стрелке.

На границе между Северной ветвью Южного пассатного течения и Межпассатным противотечением происходит нисходящее движение вод и на поверхности должна располагаться конвергентная зона, а на 10° с. ш., между Межпассатным противотечением, идущим на восток, и Северным пассатным течением,— подъем вод и зона дивергенции на поверхности.

Эта схема была построена Дефантом для Атлантического океана на основании наблюдений НИС «Meteor» и по аналогии со схемой Свердрупа, полученной им в результате анализа материалов «Carnegie» [163], а также меридионального профиля уровня поверхности океана, положения слоя скачка и распределения зональных течений на меридиональном разрезе вдоль 140° з. д. в Тихом океане. Штокман [94] критиковал Дефанта и Свердрупа за ячеистую структуру представленных им схем, в которых воды

пассатных и межпассатных течений не смешиваются друг с другом. Штокман считает, что в разработанной им теории учтена не только реальная, но и главная причина изучаемого явления — перераспределение океанских вод между встречными течениями

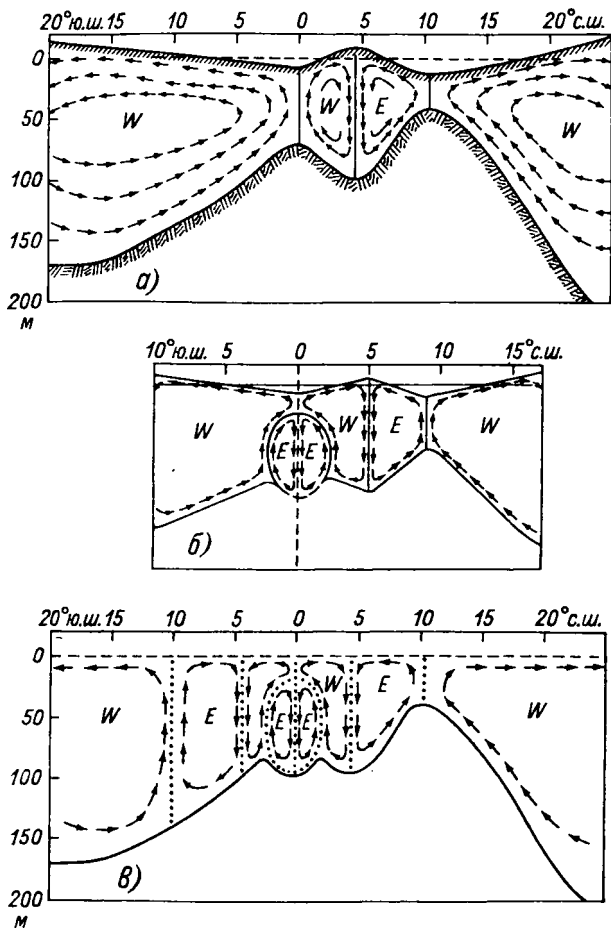


Рис. 38. Поперечная (меридиональная) циркуляция вод в экваториальной области.

а — по Дефанту, *б* — по Мамаеву, *в* — с учетом трех ветвей экваториальных противотечений. Течения западного направления (*W*) направлены в чертж, а течения восточного направления (*E*) — из чертежа.

внутри некоторой замкнутой области, обусловленное поперечной неравномерностью ветра в экваториальных водах Атлантического и Тихого океанов.

Попытку проанализировать характер меридиональной циркуляции зональных течений в Тихом океане делал также Т. Кром-

велл [105]. Получив в результате работ «Hugh M. Smith» в 1950 г. данные с характерным для экваториального подповерхностного противотечения (ныне течения Кромвелла) восточным переносом вод и расширением слоя скачка в экваториальной области, между 4° ю. и 4° с. ш., Кромвелл представил схему подъема и опускания вод в экваториальной области вдоль изопикнических поверхностей при преобладании южного пассатного ветра, т. е. для наиболее часто наблюдающихся условий и при наличии температурного фронта к северу от экватора и при его отсутствии.

Однако, как уже известно, в 1951—1952 гг. тем же Кромвеллом были обнаружены большие скорости восточного переноса, т. е. было открыто течение Кромвелла. В соответствии с вновь полученными результатами по исследованию течения Кромвелла появилась и новая трактовка меридиональной циркуляции в экваториальной области.

О. И. Мамаев [36] предложил схему меридиональной циркуляции течения Кромвелла, полностью вписывающуюся в схемы Свердрупа и Дефанта (рис. 38 б).

Ядро течения Кромвелла врезается одной половиной в Северную ветвь, а другой — в Южную ветвь Южного Пассатного течения, а в остальном схема Свердрупа—Дефанта остается прежней. Однако в самом ядре течения Кромвелла на экваторе, по Мамаеву, происходит опускание вод, а по внешней периферии ядра противотечения — обтекание и подъем пассатных вод к поверхности.

Д. Чарни [103] уже после открытия течения Кромвелла также опубликовал схему меридиональной циркуляции вод в районе экватора в результате разработки нелинейной теории ветрового дрейфа в гомогенном слое. По его схеме течение Кромвелла состоит из двух струй, расположенных в подповерхностном слое по обе стороны от экватора, с вращением в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном — против (если смотреть вниз по течению), т. е. сходящихся в верхней части и расходящихся в нижней. Сверху эти два ядра покрываются водами пассатных течений, которые поднимаются на внешней периферии струй к экватору и расходятся на поверхности, образуя на экваторе дивергенцию.

Таким образом, схема Чарни оказывается полным аналогом схемы Мамаева. Однако обе они оказались незаконченными, так как в 1958—1965 гг. были открыты южные ветви экваториального противотечения в Тихом и Атлантическом океанах — своеобразные аналоги Северной ветви экваториального противотечения. С их открытием была ликвидирована та противоестественная асимметрия, которая многими авторами усиленно навязывалась природным явлениям глобального характера для экваториальной области.

Поэтому, если мы дополним эту схему Свердрупа—Дефанта, откорректированную Мамаевым, и поместим Южную ветвь экваториального противотечения на место, отведенное ей самой приро-

дой, то получим схему меридиональной циркуляции в поверхностном слое вод в экваториальной области, совершенно симметричную относительно экватора (рис. 38 в).

В этой схеме как будто бы сохраняются все природные условия. На экваторе и на 9—10° с. и ю. ш. наблюдается подъем вод, создающий на поверхности океана зоны дивергенции, а на 4—5° с. и ю. ш. происходит их опускание и образование на поверхности зон конвергенции. Однако некоторые явления и процессы, происходящие непосредственно в области экватора, вызывают сомнения в циркуляционном механизме этой схемы. Характер распределения фосфатов и кислорода на меридиональных разрезах поперек течения явно указывает на подъем вод. Изолинии обеих характеристик испытывают поднятие на экваторе или в непосредственной близости от него и имеют большие прогибы на 1° с. и ю. ш. (рис. 39). С другой стороны, почти на всем протяжении Атлантического океана вдоль экватора по обе стороны его также в пределах 1° ю. и 1° с. ш. на горизонтах 50—70 м наблюдается существование двух максимумов солености, особенно четко выделяющихся в восточных районах. Поскольку ранее было установлено соответствие между повышением солености и увеличением скорости течения Ломоносова [76], в местах образования максимумов солености естественно следует ожидать и увеличения скорости течения, т. е. существования двух максимумов скорости, что вполне логично увязывается со схемой образования течения Ломоносова, как подповерхностной фронтальной зоны, вытянутой вдоль оси растяжения подповерхностного деформационного поля, образованного циркуляционными системами северного и южного полушарий (см. гл. II).

Обилие фосфатов и дефицит кислорода в подповерхностном слое на экваторе и, наоборот, более низкое содержание фосфатов и значительная насыщенность кислородом вод на периферии течения, а также наличие ядер высокой солености по обе стороны

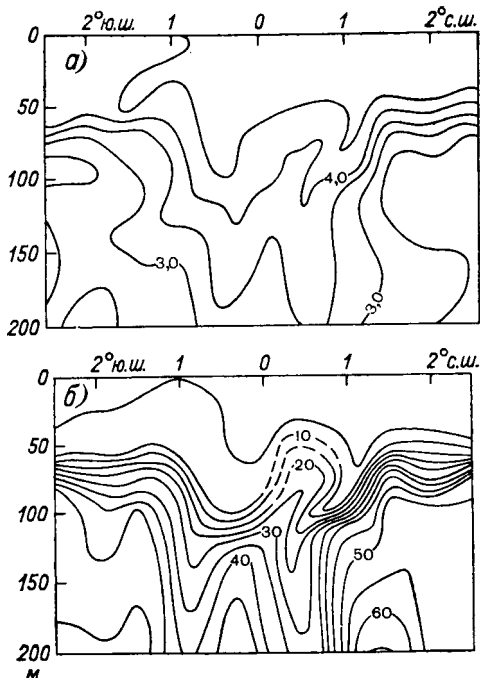


Рис. 39. Распределение кислорода (а — мл/л) и фосфатов (б — мкг-ат/л) в области течения Ломоносова.

от экватора указывают на возможность существования системы, состоящей из двух параллельных потоков восточного направления, в которых, кроме поступательного движения, происходило бы и вращательное движение воды по круговым (вернее, по эллиптическим) орбитам. Только такая система, состоящая из двух параллельных потоков с вращением в противоположные стороны, обуславливает подъем глубинных вод в центральной части течения и опускание поверхностных вод вдоль периферии. Однако инструментальными наблюдениями с помощью АБС подобное явление не было обнаружено.

Отсутствие достаточно подробных инструментальных измерений течения в районе экватора потребовало применения динамического метода. В качестве отсчетной (нулевой) поверхности был принят горизонт 500 дцб.

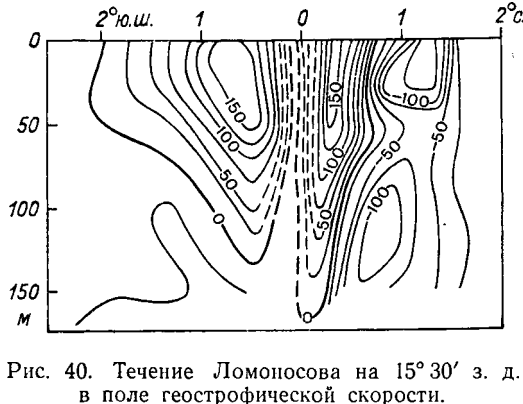


Рис. 40. Течение Ломоносова на $15^{\circ} 30'$ з. д. в поле геострофической скорости.

Отрицательные величины скорости означают западный перенос, положительные — восточный.

мических высот через равные расстояния 15 и 30 миль. По разности этих высот была вычислена скорость и построен разрез изотак.

При построении разреза изотак из-за резкого приближения $\sin \varphi$ к нулю непосредственно в приэкваториальной зоне ($0^{\circ} 20'$ с. ш. и $0^{\circ} 20'$ ю. ш.) учитывалась не абсолютная величина геострофической скорости, а знак разности динамических высот и их относительная величина.

В результате этой обработки поле геострофической скорости течения Ломоносова оказалось состоящим из двух отдельных струй, располагающихся несколько асимметрично по обе стороны от экватора, причем область нулевых или близких к ним величин скорости, разделяющая струи, была несколько сдвинута в сторону южного полушария (рис. 40).

На приведенном разрезе изотак обозначился выход максимальных величин скорости к поверхности, что следует отнести за счет того, что не была учтена дрейфовая составляющая течения, создаваемая на поверхности течения противоположного направле-

В обработку вошли наблюдения «Explorer» по 15° з. д. (Эквалант-1, 1964), причем для исключения влияния приливов был применен способ, несколько отличный от обычного. Были вычислены динамические высоты станций от принятой отсчетной поверхности, затем графически путем общепринятого осреднения исключены приливные колебания, а с осредненных графиков сняты новые значения дина-

ния (западного), которая значительно уменьшает скорость противотечения и несколько заглубляет его стрежень.

Сопоставление характера распределения солености, кислорода и фосфатов с полученным распределением геострофической скорости убеждает в том, что ядра высокой солености совпадают с положением струй, а подъем вод происходит на внутренней периферии обеих струй, т. е. в центральной части течения Ломоносова, и опускание — вдоль их внешних границ.

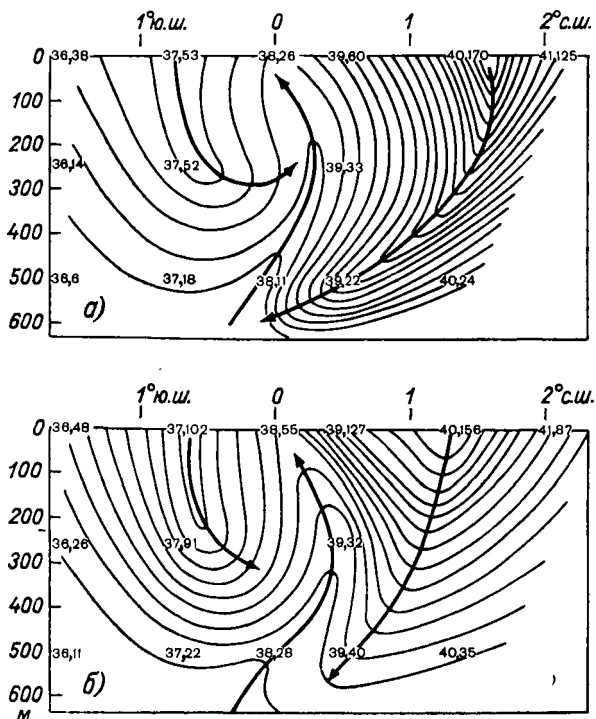


Рис. 41. Характер распределения стронция-90 (а) и цезия-137 (б) в области течения Ломоносова.

Подтверждение двухструйной структуры течения Ломоносова и указанного выше характера поперечной циркуляции дает характер распространения таких индифферентных и устойчивых индикаторов, как стронций-90 и цезий-137 (рис. 41). Их распределение на разрезе вдоль 35° з. д. указывает на интенсивный подъем глубинных вод в области экватора и опускание поверхностных вод на глубину вблизи 1° с. и 1° ю. ш. [83, 86].

В дополнение к приведенным доказательствам были вычислены вертикальные составляющие скорости непосредственно для слоя вод течения Ломоносова (от 40 до 90 м) на меридиональном разрезе между 2° с. и 2° ю. ш. с использованием среднесуточных величин инструментальных измерений скорости.

Результаты вычислений, произведенных по уравнению турбулентной диффузии (см. стр. 72), показаны в табл. 11.

Таблица 11

Величины вертикальной составляющей скорости (W) для слоя 40—90 м в районе 30° з. д.¹

Широта	2° с.	1° с.	Экватор	1° ю.	2° ю.
$W \times 10^{-3}$ см/с	0,64	-0,16	-3,3	-0,24	0,7

¹ Положительные величины W означают опускание, а отрицательные — подъем вод.

Наиболее интенсивный подъем вод происходит в центральной части течения Ломоносова, на экваторе, где вертикальная скорость достигает 0,0033 см/с, а по его северной и южной границам происходит опускание вод со скоростью 0,0006—0,0007 см/с.

Подъем вод на экваторе в районе 20 и 5° з. д. был получен также А. Г. Колесниковым и др. [53]; на 20° з. д. он проявился только в слое от 200 до 60 м, а на 5° з. д.— от 200 до 40 м, в то время как от поверхности до этих горизонтов наблюдалось сравнительно медленное опускание вод. Это обстоятельство свидетельствует о возможности образования на экваторе дивергенции в подповерхностных слоях.

Двухъядерная структура и двухсторонняя циркуляция с подъемом вод на экваторе, по-видимому, свойственны всему течению Ломоносова, так как приведенные доказательства относятся к самым различным участкам течения и основываются на наблюдениях как зимне-весеннего, так и летне-осеннего периодов.

Таким образом, структура течения Ломоносова и характер поперечной циркуляции вод в нем предстают в ином свете. Вместо считавшегося единым ядра противотечения должна существовать система двухсторонней поперечной циркуляции с вращением струи течения в северном полушарии — против хода часовой стрелки, а в южном — по ходу часовой стрелки (если смотреть с запада на восток), которая обеспечивает подъем глубинных вод, богатых биогенными веществами, непосредственно на экваторе и опускание поверхностных вод по периферии противотечения. Особенно замтно это в восточной части течения Ломоносова, где струи полностью разделяются.

Весьма близкая картина наблюдается и в Тихом океане. К. Хидака [118], используя распределение тангенциального напряжения ветра, показал, что в области экватора наблюдается наиболее интенсивный подъем вод в Тихом океане.

В более поздней работе, посвященной экваториальному апвеллингу, используя условия вертикального и горизонтального перемешивания, К. Хидака [120] получил исключительно высокие скорости подъема вод на экваторе, достигающие 0,5 см/с.

К. Йошида (1959), занимаясь вопросом теории течения Кромвелла, также получил подъем вод на экваторе в Тихом океане под действием ветра.

Однако ветер — не единственная причина подъема вод в районе экватора. Особые условия в узкой экваториальной полосе, которые определяются горизонтальной составляющей угловой скорости вращения Земли, создают подъем вод на экваторе в гораздо большей толще, чем это может быть вызвано действием ветра. Суммарный эффект этих сил, действующих в одном направлении, приводит к увеличению скорости подъема вод и вовлечению в восходящее движение и подповерхностных слоев воды.

В. Ф. Козлову [27] удалось построить теоретическую модель меридиональной циркуляции в экваториальной области. Вычисления, произведенные им для экваториальной области Тихого океана с использованием материалов непосредственных наблюдений «Витязя», показали, что по обе стороны от экватора (в пределах 1° — $1^\circ 30'$ широты) функции тока образуют две самостоятельные области меридиональной циркуляции, охватывающие толщу вод до 200—250 м с подъемом вод на экваторе и опусканием их на периферии (рис. 42).

Однако в деталях поперечная циркуляция вод течения Кромвелла оказывается более сложной.

При анализе результатов экспедиций «Coriolis» по программе «Cyclon» с марта по август 1967 г. [123] создается довольно четкое впечатление, что непосредственно на экваторе в ядре течения происходит конвергенция двух потоков, представленных различными типами вод: более соленых ($>35,8\text{‰}$), поступающих с южной периферии между изаностерами 400 и 300 Cl/t, и менее соленых ($<35,0\text{‰}$), приходящих между изаностерами 300—200 Cl/t с северной периферии. В результате в меридиональном сечении потока образуется несколько асимметричное деформационное поле, где в верхней части течения, приблизительно на горизонте 200 м, наблюдается конвергенция с одновременным подъемом части вод вверх и последующей дивергенцией у поверхности и опусканием другой части вод вниз.

Содержание кислорода в водах ядра течения колеблется в пределах 3,2—3,4 мл/л, причем с севера поступают воды более насыщенные кислородом (3,5 мл/л и более), а в более соленых водах, поступающих с юга, содержание кислорода достигает всего 3,0 и даже 2,5 мл/л.

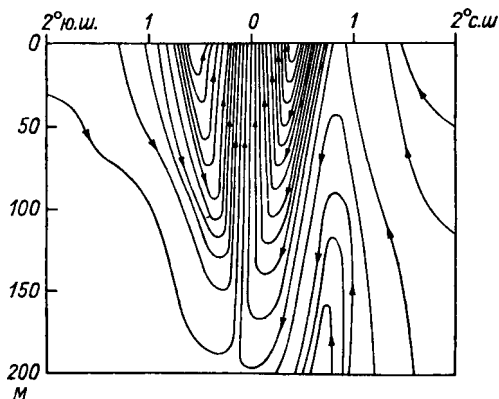


Рис. 42. Функции тока, образующие меридиональную циркуляцию в поверхностном слое вод на экваторе Тихого океана (по В. Ф. Козлову, 1964).

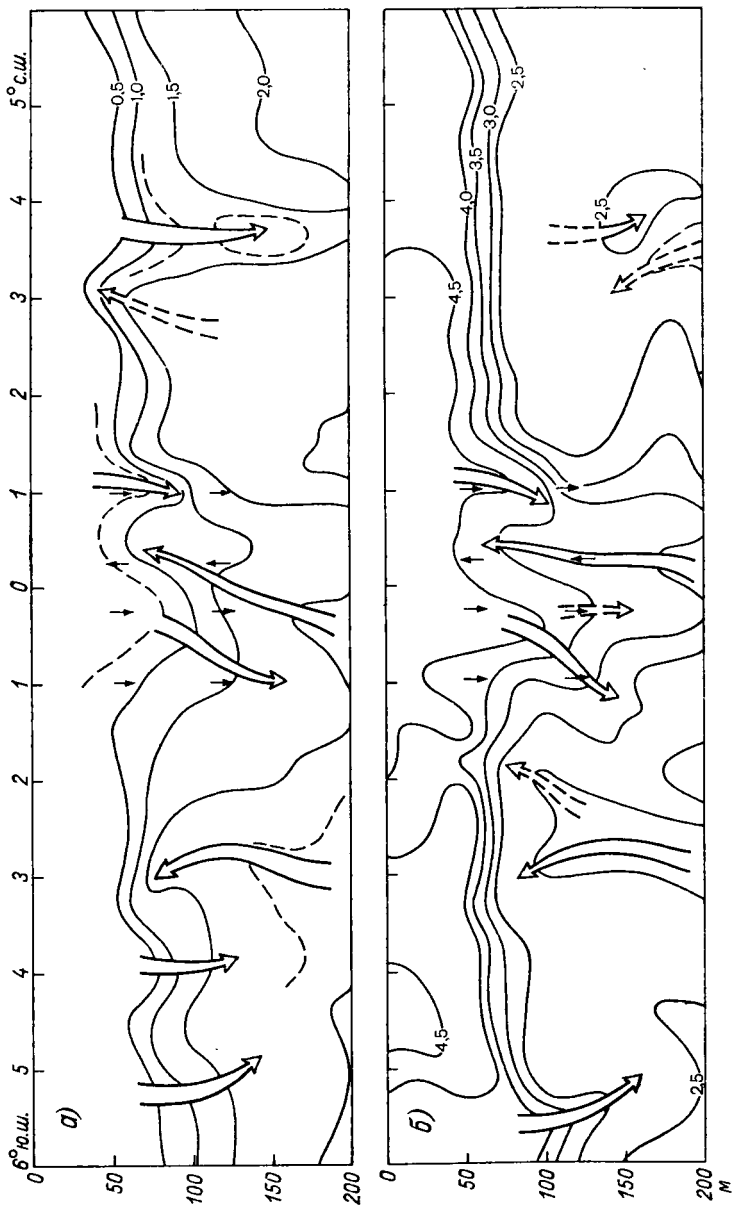


Рис. 43. Распределение кислорода (а — мл/л) и фосфатов (б — мкг-ат/л) в Атлантическом океане на 20° з. д. и характер вертикальных движений вод (показано стрелками).

Рассматривая характер вертикальных движений вод в экваториальной области, следует сравнить распределение содержания фосфатов и кислорода на одном из разрезов в центральных районах Атлантического океана. Следовало бы для этого взять разрез по 25° з. д., но здесь фосфаты не определялись, поэтому используем разрез по 20° з. д. Распределение обоих элементов указывает на значительную однотипность вертикальных движений (за исключением некоторых мелких деталей). Области опускания вод намечаются на 4 и на 1° с. ш., а также на 4—5° ю. ш. В то же время области подъема довольно хорошо выражены на 3° с. ш., на экваторе (или вблизи него) и на 3° ю. ш. (рис. 43).

Если сравнить данные этих разрезов с распределением геострофической скорости, окажется, что области вертикальных движений вод приурочены к границам между зональными потоками разных направлений. Основываясь на приведенном примере подъема вод на экваторе, можно с достаточным основанием говорить о подъемах и опусканиях вод по перифериям ветвей зональных течений, как об эффекте поперечной циркуляции, свойственной каждой из них (рис. 44). Насколько соответствует действительности схема поперечной циркуляции, предложенная Дефантом и дополненная Мамаевым и автором, или построенная автором по распределению различных характеристик и расчетным данным, покажет будущее.

На границе каждой пары зональных течений, несущих свои воды в противоположных направлениях и конвергирующих в нижних слоях, будет наблюдаться подъем вод из глубинных слоев. Вдоль верхней границы течений в этом случае будут дивергировать потоки, обозначится полоса вод с характеристиками, более свойственными для глубинных слоев. Наоборот, при конвергировании пары встречных зональных потоков в верхних слоях и расхождении в нижних, свойства поверхностных вод будут обнаруживаться на глубине вдоль их границы. Иначе говоря, при анализе горизонтального распределения характеристик на картах различных поверхностей обнаруживаются локальные области аномалий этих характеристик, вытянутые вдоль границ течений и повторяющиеся от горизонта к горизонту в пределах распространения вертикальных движений вод. Одни аномалии могут

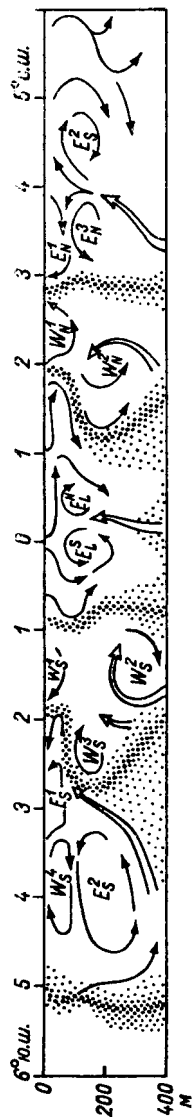


Рис. 44. Структура зональных течений и характер поперечной циркуляции вод в Атлантическом океане.

прослеживаться до самой поверхности океана, а другие не распространяются выше пикноклина и лежат под поверхностью. Такого рода аномалии в виде локальных нарушений поля наблюдаются в распределении солёности. Но при выравнивании температуры и солёности в открытом океане участвуют только физические факторы перемешивания, а в ликвидации избытка фосфатов, которые образуются в поверхностных слоях в результате выноса к поверхности глубинных вод, самое активное участие принимают непрерывно действующие биохимические процессы. Поэтому наиболее надёжным и чувствительным индикатором подъема глубинных вод в экваториальной зоне служит появление положительных аномалий содержания фосфатов.

Таким образом, сами экваториальные противотечения переносят на восток воды, весьма бедные фосфатами и другими биогенными веществами, но благодаря их взаимодействию с встречными пассатными течениями осуществляется вертикальный обмен между поверхностными и глубинными слоями в пелагиали океана. Это и обогащает экваториальную область биогенными веществами.

К весьма важным практическим проблемам изучения циркуляции океана относится выяснение степени ее влияния на биологическую продуктивность вод, что в первую очередь определяется интенсивностью поступления биогенных солей в экваториальный слой океана.

Существует только два источника поступления питательных солей в поверхностные слои океана: суша, откуда биогенные соли поступают со стоком рек, и глубинные слои промежуточных вод в океане (в частности, слой субантарктических промежуточных вод, к которому приурочена их максимальная концентрация), откуда они могут поступать только в результате подъема вод.

Области распространения речного стока в тропической зоне Атлантики занимают сравнительно небольшие площади, к северу от устья Амазонки и в Гвинейском заливе, куда впадают Нигер и Конго. На всем остальном пространстве океана, а также прибрежных бессточных областей, основным источником пополнения запаса биогенных веществ может служить только их поступление из глубинных слоев. Поэтому вне пределов распространения речного стока основным критерием биологической продуктивности океана служат вертикальные движения вод.

Пользуясь этим критерием, можно разделить всю тропическую Атлантику на области с различной биологической продуктивностью (рис. 45 а).

Во-первых, на севере и юге выделяются области антициклональных круговоротов вод, где происходит осолонение и опускание чрезвычайно бедных фосфатами поверхностных вод до глубин 150—200 м. Несмотря на обилие кислорода, довольно высокую температуру вод и максимально благоприятные условия для проникновения света на большие глубины, а следовательно, и для развития фотосинтеза, из-за чрезвычайной бедности этих вод фос-

фатами и другими питательными солями условия для развития и обитания в них фитопланктона неблагоприятны.

Эти же условия в значительной степени сохраняются и непосредственно

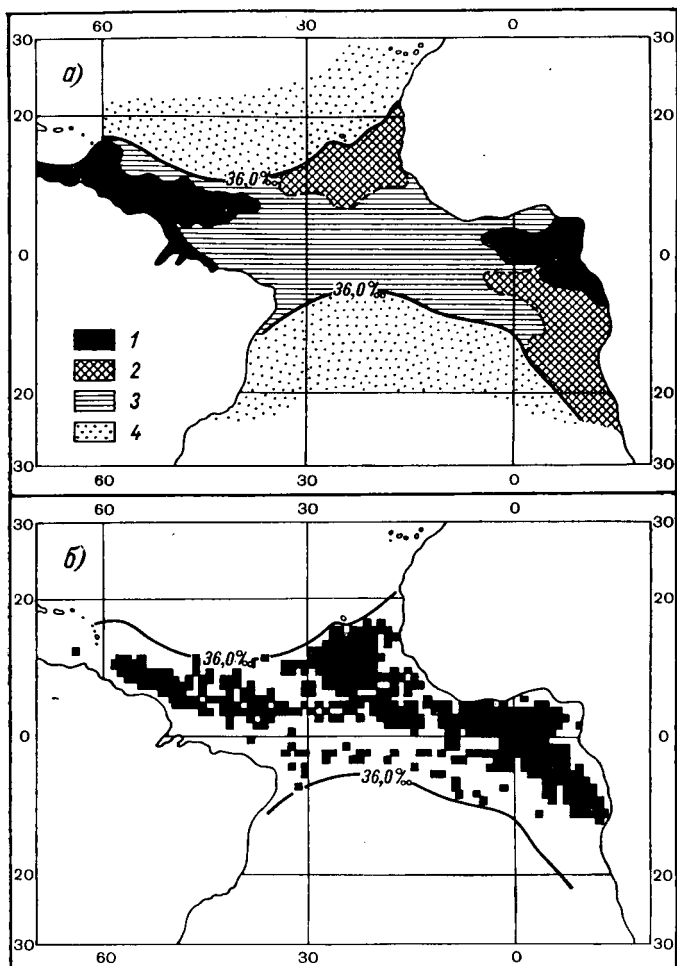


Рис. 45. Области различной биологической продуктивности в тропической зоне Атлантического океана (а) и вылов тунца-альбакора (б).

1 — речной сток с высокой биологической продуктивностью; 2 — прибрежный апвеллинг и циклонические круговороты с высокой биологической продуктивностью; 3 — восточный перенос вод с перемежающимися участками океанического апвеллинга и опускания вод, характеризующийся локализованными зонами высокой и низкой продуктивности; 4 — антициклональные круговороты с характерным опусканием вод и чрезвычайно низкой продуктивностью.

редственно в водах подповерхностных экваториальных противотечений, формирующихся из вод антициклональных круговоротов.

Во-вторых, в пределах экваториальной области в результате

эффекта поперечной циркуляции зональных течений почти постоянно имеет место океанический апвеллинг. На границах зональных потоков встречных направлений, дивергирующих у верхней границы, происходит подъем вод, выносящих значительное количество фосфатов и других питательных солей в поверхностные, а иногда и в подповерхностные слои, но почти во всех случаях в эвфотическую зону. Благодаря наличию других благоприятно развивающихся абиотических процессов здесь постоянно создаются условия, способствующие развитию планктона.

Область экваториального апвеллинга довольно обширна, в среднем она простирается от 6—5° ю. ш. до 7—8° с. ш., но

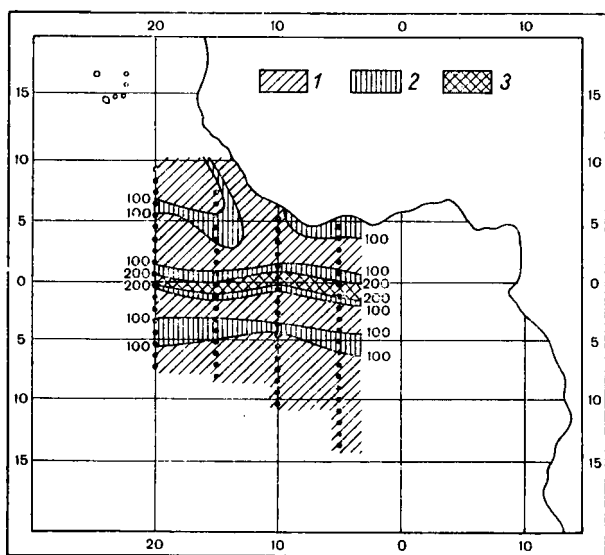


Рис. 46. Распределение биомассы зоопланктона в верхнем 100-метровом слое вод в экваториальной области Атлантического океана весной 1963 г.

1 — меньше 100 мг/м³, 2 — 100—200 мг/м³, 3 — 200—500 мг/м³.

резко очерченных границ не имеет, так как подъем вод происходит в пределах весьма узких локальных полос, всегда вытянутых вдоль границ зональных потоков, чередующихся с полосами погружения поверхностных вод на глубину в местах, где вдоль границ встречных потоков происходит конвергенция.

В-третьих, на северо- и юго-востоке тропической области, у побережья Африки, где как сгонный эффект пассатных ветров постоянно происходит подъем глубинных вод, выделяются области прибрежного апвеллинга и сопряженные с ними области циклонических круговоротов. Несмотря на низкую температуру вод и дефицит кислорода, эти области благодаря выносу из глубин к самой поверхности океана большого количества фосфатов и других

питательных солей оказываются наиболее благоприятными для развития планктона. Значительная часть этих солей, не вовлеченная в биохимические процессы на месте подъема, вместе с водами Канарского и Бенгельского течений уносится в поверхностных слоях на большие расстояния соответственно в юго-западном и северо-западном направлениях в экваториальную область, на всем пути переноса, определенно влияя на развитие планктона. Поэтому границы области апвеллинга значительно расширяются и вытягиваются далеко за пределы непосредственного подъема вода.

Правомерность такого деления тропической зоны на области различной продуктивности может быть подтверждена схемой распределения уловов тунца-альбакора, составленной по японским данным за десятилетие [148].

На рис. 45 б показано распространение этого вида тунца, ограничиваемое изохалиной 36,0‰, принятой ранее за границу антициклональной области. Распределение уловов внутри области с соленостью поверхностных вод меньше 36‰ также хорошо согласуется с областями различной биологической продуктивности.

Некоторое представление о количественном распределении зоопланктона и широтном чередовании зон с различной биологической продуктивностью в области экваториальных противотечений дает рис. 46, заимствованный из работы [11]. На нем особенно хорошо выделяется наиболее богатая зоопланктоном зона подъема глубинных вод непосредственно в области экватора.

ПЛАНЕТАРНАЯ СИСТЕМА ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ

В предыдущих главах были показаны общность природы и условий образования ветвей экваториальных противотечений, а также формирование из этих гомогенных образований системы экваториальных противотечений в каждом из океанов. Несмотря на то что многие детали этого явления все еще остались невыясненными до конца, несмотря на то что исследования противотечений продолжают в настоящее время и, очевидно, будут продолжаться еще долго, как непосредственно в океане, так и в теоретическом плане, уже в настоящее время, по-видимому, с полным основанием можно говорить о существовании не просто экваториальных противотечений или их систем в каждом из океанов, а о единой глобальной системе противотечений, как специфическом образовании экваториальной области Мирового океана.

Несомненно, что не только системы противотечений в каждом из океанов, но и каждая ветвь в отдельности имеет свои специфические черты, вызванные как условиями формирования вод, так и условиями взаимодействия течения с окружающими водами на всем пути переноса.

Но, как показал детальный анализ, экваториальные противотечения во всех трех океанах имеют общие, характерные только для них отличительные черты и особенности.

Во-первых, это относится к географическим и морфометрическим характеристикам:

— Система экваториальных противотечений в Атлантическом и Тихом океанах состоит из трех ветвей, расположенных в экваториальной области почти симметрично относительно экватора, в пределах между 10° с. ш. и 10° ю. ш.

В Индийском океане Северная ветвь экваториального противотечения отсутствует, а Срединная получает развитие при северо-восточном муссоне. Южная ветвь подповерхностного экваториального противотечения, по-видимому, существует постоянно, также не выходя за пределы 10° ю. ш.

— Ширина каждого из течений на отдельных участках и на всем протяжении может изменяться в некоторых пределах, определяемых, вероятно, количеством поступающих вод и скоростью их переноса, а также взаимодействием с встречными ветвями пассатных течений, но в среднем для срединных ветвей во всех трех океанах варьирует от 250 миль на западе до 120 миль на востоке.

Границы каждого из течений (по весьма неполным данным) колеблются в пределах:

Течение Ломоносова	— от 1°—2° 30' с. ш. до 1° 30'—2° 30' ю. ш.
Течение Кромвелла	— от 1° 40'—2° 30' с. ш. до 2—3° ю. ш.
Индоокеанское противотечение	— от 2°—2° 30' с. ш. до 2°—2° 30' ю. ш.

Протяженность экваториальных противотечений (в основном их срединных ветвей) при наибольшем развитии определяется протяженностью океанов вдоль экватора и местоположением очагов образования вод; составляющих ядра течения.

В Атлантическом океане течение Ломоносова начинается на 38° з. д. и заканчивается у африканского побережья на 8° в. д. Началом течения Кромвелла в Тихом океане можно считать море Сулавеси, т. е. 130° в. д., а окончанием, по-видимому, 82° в. д., хотя к востоку от Галапагосских островов (90° в. д.) оно резко снижает интенсивность. Индоокеанское течение становится заметным только на 50° в. д. и, доходя до западного побережья Суматры, поворачивает на юг на 98° в. д.

Таким образом, пределы распространения и общая протяженность течений представлена в табл. 12.

Таблица 12

Течение	Долгота (град.)		Протяженность	
	начальная	конечная	в морских милях	в км
Ломоносова	38 з.	8 в.	2760	5100
Кромвелла	130 в.	82 з.	8850	16 400
Индоокеанское противотечение	50 в.	98 в.	2800	5300

— Вертикальная мощность срединных ветвей противотечения, или толщина течения в его средней части, в общей сложности достигает 200—300 м.

Во-вторых, экваториальные противотечения всех трех океанов имеют весьма близкие характеристики переноса вод в восточном направлении:

— В вертикальном распределении скорости срединных ветвей противотечений во всех трех океанах наблюдается одинаковая асимметрия, максимум скорости смещен в ее верхнюю часть и располагается в среднем на глубинах от 200 до 50 м.

— Максимальная среднесуточная скорость переноса вод в срединных ветвях противотечения (течений Ломоносова, Кромвелла и Индоокеанского противотечения) может достигать 110—

120 см/с и наблюдаться почти на всем протяжении течений. Мгновенные скорости переноса достигают 150 см/с, а, возможно, несколько более.

— Скорости переноса вод в Северной и Южной ветвях противотечения колеблются в пределах 40—60 см/с. В Северной ветви в летне-осенний период, когда получает интенсивное развитие Межпассатное противотечение, скорость в поверхностных слоях может достигать 120 см/с.

— Величины расхода каждой из ветвей противотечений во всех трех океанах весьма близки между собой, что хорошо видно из табл. 13.

Таблица 13

Перенос вод в средней части экваториальных противотечений в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах (млн. м³/с)

Южная ветвь	Срединная ветвь	Северная ветвь
Атлантический океан		
5—20 Среднее 12	От 15 до 39—50 Среднее 32	23—36 Среднее 30
Тихий океан		
2—20 Среднее 11	От 15 до 40—55 Среднее 35	25—43 Среднее 34
Индийский океан		
От 11 до 37—40 Среднее 26		

В-третьих, перенос вод экваториальных противотечений во всех трех океанах происходит в адекватных условиях:

— Перенос происходит в подповерхностном слое пикноклина, вдоль изоповерхности той плотности, которая оказывается для них оптимальной, т. е. которая была получена в результате формирования вод в антициклональных круговоротах. Основной перенос вод в ядре течений Ломоносова, Кромвелла и Индоокеанского противотечения происходит вдоль поверхности 24—26. Стречень течения в основном удерживается на изоповерхности 25. В положении Северной и Южной ветвей экваториального противотечения могут наблюдаться некоторые отклонения от указанных изоповерхностей в пределах $\Delta\sigma = \pm 0,5$.

— В ядрах экваториальных противотечений, особенно их центральных ветвей всех трех океанов, наблюдается чрезвычайно слабая попутная трансформация вод, а также сохранение большой

величины скорости на всем огромном протяжении течений. Сохранение количества движения и слабой трансформации вод объясняется, с одной стороны, постоянством энергетического источника течений, а с другой, — оптимальными условиями их существования, обеспечивающими экономичный расход энергии.

— Перенос вод на восток происходит в слое скачка плотности, вдоль изопикнических поверхностей. Хотя эти воды покрыты сверху слоем пассатных вод, движущихся в противоположном направлении, на запад, градиент между последними и водами противотечения настолько велик, что обмен движением между слоями практически отсутствует. Об отсутствии возможности подобного обмена, в частности, в течении Ломоносова свидетельствуют величины числа Ричардсона, достигающие в слое скачка 75, в то время как турбулентный обмен возможен при условиях, когда $Ri < 0,4$. Коэффициент вертикального обмена K_z в водах противотечений зимой почти всегда $< 1,0$, а в отдельных случаях достигает $n \times 10^{-2}$ см/с (что приближается к условиям ламинарного потока, или молекулярного обмена). Таким образом, потери энергии на трение и обмен в верхней части потока сводятся к нулю и влияние внешних воздействий практически исключено. Поэтому существование противотечений вне слоя пикноклина и в том числе его выход на поверхность океана невозможны, так как резкое увеличение вертикального перемешивания вод в этом случае вызывает чрезвычайно быстрое разрушение потока.

Несколько иные условия наблюдаются в нижней части течения, где градиент плотности значительно меньше, а обмен движением с нижележащими, довольно стабильными тропосферными водами Южной Атлантики, как именует их Мамаев [40], или Центральными тропическими водами, по терминологии Свердруп [164], несколько увеличивается. Вследствие этого эпюры вертикального распределения скорости противотечения оказываются несколько асимметричными по отношению к оси максимальной скорости, так как в нижней части течения образуется пограничный слой, благодаря чему вслед за потоком высокосоленных вод противотечения на восток увлекается шлейф вод местного происхождения.

— Одновременно с этим в экваториальных противотечениях исключительное значение приобретает боковой обмен. В водах течения Ломоносова величина коэффициента бокового обмена K_l достигает $n \times 10^8$ см²/с. Но так как толщина слоя высокосоленных вод в средней части течения равна всего лишь 60—50 м, величина этого обмена практически сравнительно невелика.

Экваториальное противотечение в результате бокового обмена с встречными пассатными течениями постепенно теряет часть своих периферийных вод и постепенно сужается по мере продвижения на восток. Уменьшение толщины слоя этих вод происходит крайне слабо. На протяжении около 5000 км его толщина изменяется от 80 до 30—40 м. В результате почти полного отсутствия вертикального обмена на верхней границе течения и перемешивания вод, в основном вдоль его боковых границ, по мере продвижения

на восток происходит постепенное уменьшение поперечного сечения и расхода противотечения; при этом в ядре сохраняются величины скорости и количество движения.

По мере продвижения на восток происходит общее понижение солености его вод, но сохраняется структура ядра; одновременно с уменьшением солености происходит и постепенное понижение температуры, в результате чего плотность вод слабо увеличивается или практически остается почти постоянной. Таким образом, условия переноса в слое скачка плотности в виде тонкой и широкой

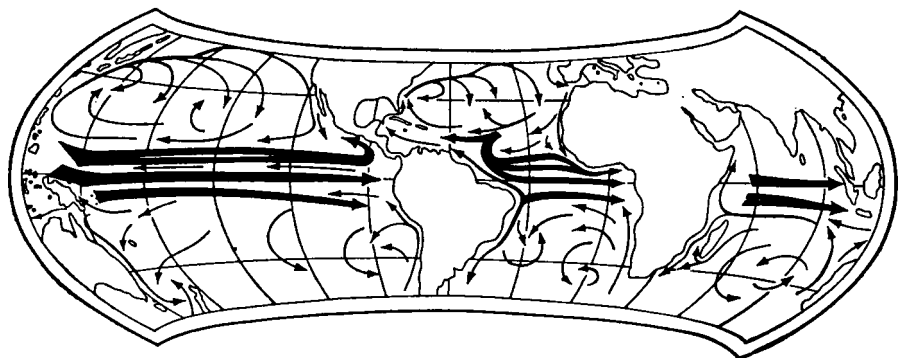


Рис. 47. Система экваториальных противотечений в Мировом океане.

ленты течения, когда плотность этих вод имеет промежуточное значение, оказываются наиболее эффективными.

Именно поэтому экваториальные противотечения следует рассматривать как совершенно особый тип течений, отличающийся чрезвычайно слабой диссипацией энергии на всем его протяжении. Существование подобного типа течений возможно только в экваториальной области в слое постоянно существующего скачка плотности при наличии постоянного энергетического источника в виде антициклональных круговоротов.

Протяженность экваториальных противотечений в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, как указывалось ранее,— 2700, 2900 и 8800 миль соответственно, причем на всем протяжении течений, несмотря на некоторую трансформацию вод, сохраняются ядра течений, максимальная скорость переноса, а общие расходы системы — около 70—80 млн. $\text{м}^3/\text{с}$ в каждом из океанов вследствие обмена уменьшаются не более чем наполовину от первоначального при прохождении течением, по крайней мере, трех четвертей всего пути.

Грандиозность системы экваториальных противотечений можно представить только при ее сравнении с другими, наиболее крупными системами течений Мирового океана, например, с хорошо известной и наиболее мощной системой Гольфстрима.

Гольфстрим берет свое начало от м. Хаттерас, его воды движутся на северо-восток, пересекают океан и через Фареро-Шетландский порог проникают в Норвежское море. На выходе из

Флоридского пролива Гольфстрим получает 26 млн. м³/с, присоединяющееся к нему Антильское течение увеличивает расход у м. Хаттерас до 76—90 млн. м³/с. Но, дойдя до Фареро-Шетландского порога, Северо-Атлантическое течение (продолжение Гольфстрима) имеет расход лишь 5 млн. м³/с. На этом пути происходит уменьшение расхода в 15—18 раз, значительно снижается скорость течения и происходит интенсивная трансформация основных физических и химических характеристик его вод. Дальнейший путь вод Гольфстрима пролегает через Норвежское и Гренландское моря, в районе Шпицбергена они входят в Арктический бассейн в подповерхностных слоях и по распределению температуры прослеживаются по всему бассейну. Протяженность всей системы, где на конечном участке пути фактически можно определить только следы предельно трансформированных атлантических вод, равна 7200 м. м. И хотя система Гольфстрима относится к важнейшим звеньям циркуляции в океане, играющим огромную роль в перераспределении тепла, а ее тепловое влияние на Северную Атлантику и Европу не имеет себе равных в мире, сравнение эффективности переноса вод будет явно не в пользу Гольфстрима.

Общность природы экваториальных противотечений и формирования их водных масс, а также наличие оптимальных условий для их существования в экваториальной области всех трех океанов, сходство путей пополнения дефицита вод и солей в восточных районах океана, а также в вертикальном обмене биогенными веществами, который осуществляется при взаимодействии противотечений с встречными пассатными течениями, позволяет квалифицировать экваториальные противотечения как единую планетарную систему течений, самую большую из известных на земном шаре (рис. 47). Ее общая протяженность во всех трех океанах приближается к 14 100 милям, или 26 000 км, т. е. около 65% длины экватора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

После исследований, начатых в 1951 г., существование подповерхностных экваториальных противотечений во всех трех океанах надо признать вполне реальным и неоспоримым фактом. Постоянное существование противотечений в Атлантическом и Тихом океанах также не вызывает каких-либо сомнений, остается открытым вопрос только о Срединной ветви экваториального противотечения в Индийском океане, где сезонная перестройка полей в пределах действия муссонной циркуляции не может не отразиться на устойчивости подобного образования.

Экваториальные противотечения поражают воображение своей прямолинейностью и огромной протяженностью, большой скоростью переноса вод и большим постоянством, своей большой шириной при весьма малой толщине. Сочетание огромной протяженности экваториальных противотечений с сохранением большой скорости восточного переноса на всем их длительном пути при условии устойчивого и интенсивного пассатного переноса поверхностных вод на запад свидетельствует о чрезвычайно слабой диссипации энергии этих течений.

Судя даже по этим, чисто внешним признакам, можно утверждать, что экваториальные противотечения представляют собой совершенно особый тип течений, с которыми океанография столкнулась впервые.

Попытки создания гидродинамической модели этого явления, как известно, до сего времени не увенчались успехом. Отсутствует также объяснение природы явления и с географических позиций. Поэтому автор уделил главное внимание выяснению основных причин образования экваториальных противотечений, условий их существования и единства природы всех ветвей в каждом из океанов, а также их взаимодействия с течениями западного направления.

Рассматривая естественную океаническую циркуляцию *in situ* как результат взаимодействия сил, с одной стороны, вызывающих напряжение физических полей, а с другой — стремящихся к восстановлению их равновесного состояния, автор в первую очередь оценил влияние зонального характера поступления солнечной энергии на поверхность океана, характера атмосферной циркуля-

ции над океаном, а также формирования и переноса вод в подповерхностных слоях океана под воздействием этих двух основных внешних источников энергии.

Это позволило установить, во-первых, что в антициклональных образованиях к северу и к югу от экватора происходит накопление избыточной потенциальной энергии как в результате динамического подъема уровня (следствие нагона вод), так и в результате сложного взаимодействия атмосферной и океанической циркуляции, сопровождающегося изменением физического состояния вод. Поэтому тропические антициклональные круговороты следует рассматривать не только как гигантские природные испарительные системы непрерывного действия и очаги формирования высокосоленных вод, но и как области концентрации потенциальной энергии.

Во-вторых, непрерывность процессов нагона и осолонения вод в антициклональных круговоротах вызывает необходимость постоянного оттока осолоненных и уплотненных вод из внутренних частей круговоротов. Отток может происходить только вдоль изоповерхностей той плотности, которую получили воды в процессе своего формирования и в направлении области наименьшего давления на тех же изопикнических поверхностях.

Постоянное существование больших величин давления в антициклональных круговоротах и минимальное давление в области экватора, в особенности в восточных районах океанов, приводит к образованию деформационного поля, вдоль оси сжатия которого из антициклональных круговоротов обоих полушарий происходит отток вод в экваториальную область, а вдоль оси растяжения — перенос этих вод вдоль экватора на восток. Поэтому срединные ветви экваториальных противотечений (течения Кромвелла, Ломоносова и Индоокеанское) можно рассматривать как фронтальные зоны, образованные в результате слияния двух потоков вод, формирующихся к северу и югу от экватора.

Вынос высокосоленных вод из антициклональных круговоротов и других очагов их формирования (как например, в Индийском океане из Аравийского моря) во всех случаях происходит в слое пикноклина, в основном между изоповерхностями условной плотности 24 и 26 (или изоповерхностями аномалий условного удельного объема 400 и 200 Cl/t). Поэтому экваториальные противотечения следует рассматривать как явление адвекции, которая происходит в подповерхностных слоях в результате стока в экваториальную область фактически инородных вод, сформированных в антициклональных образованиях и в основном сохраняющих свои отличительные свойства и структуру на всем протяжении течений.

Исследования показали, что существование экваториальных противотечений возможно только в виде широких и тонких лент течений, в слое экваториального (или тропического) пикноклина, где в результате резкой стратификации чрезвычайно затруднен вертикальный турбулентный обмен, особенно на верхней границе противотечения, и вместе с тем исключительное развитие получает

боковой обмен (при $K_l = n \times 10^8$ см²/с). В результате основной обмен теплом, солями и количеством движения происходит вдоль изопокических поверхностей по периферии противотечений, а в ядрах противотечений (особенно их центральных ветвей) диссипация энергии оказывается минимальной. Поэтому на всем огромном протяжении противотечений сохраняются большие величины скорости и происходит чрезвычайно слабая трансформация характеристик.

Одновременно у нижней поверхности потока противотечения вследствие несколько увеличенного обмена количеством движения образуется пограничный слой в виде своеобразного шлейфа из местных стабильных вод, увлекаемых водами адвекции. В результате толщина течения увеличивается до 150—200 м и более.

Результаты анализа характеристик всех ветвей экваториального противотечения, положение ядер скорости в поле плотности, единая природа образования вод, единые источники питания, а также единство функций, выполняемых всеми ветвями, дают полное основание считать все ветви противотечения гомогенными образованиями и рассматривать их все вместе как единую систему экваториальных противотечений в каждом из океанов. Однородность природы и функций экваториальных противотечений в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, несмотря на различие некоторых характеристик и особенностей структуры, позволяют значительно расширить это определение и рассматривать экваториальные противотечения как единую глобальную систему, как особое образование экваториальной области всего Мирового океана.

Даже одна тихоокеанская система противотечений превосходит все известные наиболее крупные системы течений Мирового океана не только по своей протяженности (около 15 000 км), но и по величине переноса вод. Если же взять суммарную протяженность системы во всех трех океанах, то она равна 26 000 км, или 65% всей длины экватора.

Существование экваториальных противотечений, несущих свои воды на восток, неразрывно связано с поверхностным пассатным переносом и подповерхностными зональными течениями, идущими на запад. Связь эта имеет двойное значение: с одной стороны, интенсивность западного переноса определяет величину дефицита вод в восточных райдах океана и тем самым необходимую величину компенсации, с другой стороны, поперечная циркуляция в течениях, идущих навстречу друг другу, вызывает в подповерхностном слое вертикальные движения вод, в одних случаях нисходящие, в других — восходящие. Поперечная циркуляция вызывает образование вытянутых в широтном направлении и чередующихся между собой зон апвеллинга и опускания вод, что способствует обновлению вод в поверхностном эвфотическом слое за счет поднятия к поверхности вод их глубинных слоев, более богатых биогенными солями, и приводит в конечном итоге к повышению биологической продук-

тивности пелагиали экваториальной области всего Мирового океана.

Интенсивность экваториальных противотечений регулируется, по-видимому, двумя факторами: с одной стороны, величиной избыточной потенциальной энергии, накапливающейся в антициклональных круговоротах, и с другой,— интенсивностью выноса вод из восточных частей океана поверхностными пассатными и подповерхностными зональными течениями западного направления, о чем уже упоминалось выше.

Существование системы экваториальных противотечений неразрывно связано с существованием пассатного переноса и зональных подповерхностных течений западного направления. Эти две системы разнонаправленных течений составляют одно из важнейших звеньев циркуляции тропической зоны всего Мирового океана, и их можно объединить в единую, более сложную систему западно-восточного переноса. Однако эту систему никак нельзя считать замкнутой, так как в самой ее природе заложено непрерывное обновление вод.

Таким образом, проведенные исследования наметили некоторые основные штрихи для построения физической модели системы экваториальных противотечений.

Это оказалось возможным только благодаря огромной работе, выполненной за последнее двадцатилетие, прошедшее с момента открытия противотечений целой армией исследователей на судах многих стран.

Но сделано только начало грандиозной работы, которую предстоит выполнить для детального, всестороннего познания природы противотечений и определения их места в общей циркуляции вод океана.

Уже сейчас возникает необходимость дальнейшего продолжения широких исследований экваториальных противотечений, их устойчивости в пространстве и времени и взаимодействия со встречными зональными течениями, их подробной структуры, их истоков и очагов формирования водных масс, дальнейшей судьбы вод после диссипации течений и мн. др.

При проведении этих исследований должна быть применена и новая методология измерений, основанная на более современной технике, которая сочетала бы в себе одновременно измерение элементов динамики вод и характеристик водных масс как на АБС, так и с борта судна.

Такого рода исследования должны проводиться синхронно, на достаточно больших пространствах океана, с привлечением большого количества судов и широкого применения АБС, что, по-видимому, возможно лишь в рамках международного научного сотрудничества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. Т. 2. М., 1963.
2. Белевич Р. Р. Вертикальная циркуляция вод в северной, тропической и экваториальной зонах Тихого океана.— «Тр. ГОИН», 1967, вып. 90, с. 3—61.
3. Богуславский С. Г., Пономаренко Г. П. Вертикальный обмен в районе течения Ломоносова.— В кн.: Исследования в области физики океана. Севастополь, 1969, с. 136—141.
4. Булатов Р. П., Степанов В. Н. Тропические циклонические круговороты вод океанов.— «ДАН СССР», 1968. Т. 178, № 6, с. 1403—1407.
5. Булатов Р. П. Исследования циркуляции и переноса вод Атлантического океана.— «Океанологические исследования», 1971, № 22, с. 7—93.
6. Бурков В. А. Исследования экваториальных течений Тихого океана.— «Океанологические исследования», 1960, № 2, с. 117—126.
7. Бурков В. А., Овчинников И. М. Исследования экваториальных течений к северу от Новой Гвинеи.— «Тр. ИОАН», 1960, т. 40, с. 121—134.
8. Бурков В. А., Овчинников И. М. Особенности структуры зональных потоков и меридиональной циркуляции вод в центральной части Тихого океана зимой северного полушария.— «Тр. ИОАН», 1960, т. 40, с. 93—107.
9. Бурков В. А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М., «Наука», 1972. 196 с.
10. Гидрология Тихого океана. Под ред. А. Д. Добровольского. М., «Наука», 1968. 524 с.
11. Грузов Л. Н. Состав и распределение зоопланктона в экваториальной части Атлантического океана весной 1963 г.— «Тр. АтлантНИРО», 1967, вып. 18, с. 167—183.
12. Гуштин О. А., Кривелевич Л. М. Трехмерная гидродинамическая модель стационарных дрейфовых течений в области низких широт.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 10, с. 1035—1042.
13. Динамическая структура района Антило-Гвианского противотечения.— «ДАН СССР», 1972, т. 207, № 6, с. 1456—1459. Авт.: Корт В. Г., Бузов В. А., Зубов А. Б., Морозкин К. В.
14. Дитрих Г., Калле К. Общее мореведение. Л., Гидрометеиздат, 1961. 440 с.
15. Добровольский А. Д. Об определении водных масс.— «Океанология», 1961, 1, вып. 1, с. 12—24.
16. Дубравин В. Ф. Результаты наблюдений за течениями в Гвинейском заливе в августе—октябре 1965 г.— «Тр. АтлантНИРО», 1970, вып. 27, с. 150—172.
17. Жидков В. Г., Параничев Л. Г. Некоторые результаты наблюдений над течениями в 20-м рейсе НИС «М. Ломоносов». В кн.: Гидрофизические исследования Тихого и Атлантического океанов в кругосветном плавании НИС «М. Ломоносов». Изд. МГИ АН УССР, 1967, с. 56—63.
18. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеиздат, 1938. 452 с.
19. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Л., Изд-во ГУСМП, 1945.
20. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М., Гидрометеиздат, 1947. 430 с.

21. Зубов Н. Н. Отечественные мореплаватели — исследователи морей и океанов. М., Географгиз, 1954. 474 с.
22. Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеониздат, 1956.
23. Исследование пассатной зоны Атлантики в 24-м рейсе НИС «М. Ломоносова». — В кн.: Морские гидрофизические исследования, № 2 (48). Севастополь, 1970, с. 201—209. Авт.: Богуславский С. Г., Гансон П. П., Колесников А. Н., Громова И. И.
24. Истошин Ю. В., Куклин Г. Н. О течениях в приэкваториальной зоне Тихого океана. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 11, с. 28—32.
25. Истошин Ю. В., Куклин Г. Н. Течение Кромвелла на 154-м меридиане западной долготы. — «Океанология», 1962, т. 2, вып. 2, с. 262—263.
26. Каракаш А. И. Некоторые особенности гидрологического режима экваториальной зоны Атлантического океана — «Метеорология и гидрология», 1963, № 12, с. 22—26.
27. Козлов В. Ф. О подъеме вод в районе экватора. — «Океанология», 1964, т. 4, вып. 1, с. 43—50.
28. Корт В. Г., Бурков В. А., Чекотилло К. А. Новые данные об экваториальных течениях в западной части Тихого океана. — «ДАН СССР», 1966, т. 171, № 2, с. 337—339.
29. Корт В. Г. 12-й рейс НИС «Академик Курчатов». — «Океанология», 1972, т. 12, вып. 6, с. 1123—1128.
30. Кошляков М. Н., Нейман В. Г. Некоторые результаты измерений и расчетов зональных течений в экваториальном районе Тихого океана. — «Океанология», 1965, т. 5, вып. 2, с. 235—249.
31. Кривелевич Л. М. К теории дрейфовых течений в экваториальной области. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 3, с. 285—292.
32. Кукса В. И. К формированию промежуточного слоя повышенной солености в северной половине Тихого океана. — «Океанология», 1971, т. 11, вып. 3, с. 390—401.
33. Леонтьева В. В., Радзиховская М. А. О выделении гидрологических структур и водных масс в океане. — «Тр. ИОАН», 1963, т. 66, с. 79—91.
34. Лундберг О. Р. Приливные волны в течениях тропической зоны Атлантического океана. — В кн.: Исследования в области физики океана, Севастополь, Изд. МГИ АН УССР, 1969, с. 132—135.
35. Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан. Т. 1 и 2. СПб., 1894.
36. Мамаев О. И. Течение Кромвелла. — «Природа», 1961, № 2, с. 94—96.
37. Мамаев О. И. Нулевая динамическая поверхность Мирового океана. Изд. МГУ, 1962. 219 с.
38. Мамаев О. И. К динамике течения Кромвелла. — «Вопросы географии», 1963, № 62.
39. Мамаев О. И. Об особенностях распределения S_{θ} и T_{θ} связанных с Атлантическим экваториальным подповерхностным противотечением. — «Вестник МГУ. Сер. 5. География», 1963, № 3, с. 39—43.
40. Мамаев О. И. TS -анализ вод Мирового океана. Л., Гидрометеониздат, 1970. 364 с.
41. Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. М., Пищепромиздат, 1969. 338 с.
42. Моршквин К. В., Бубнов В. А., Булатов Р. П. Новые данные о циркуляции вод в юго-восточной части Атлантического океана. — «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 3, с. 681—684.
43. Морской Атлас. Т. 2. Изд. ГМШ ВМС, 1953.
44. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Тихого океана. Л., Гидрометеониздат, 1958. 632 с.
45. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гидрометеониздат, 1959. 438 с.
46. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Атлантического океана. М., Гидрометеониздат, 1963. 838 с.
47. Муромцев А. М. Атлас температуры, солености и плотности Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1963. 120 с.

48. Нейман В. Г. Циркуляция вод северо-восточной части Индийского океана в период летнего муссона.— «Океанология», 1963, т. 3, вып. 3, с. 418—423.
49. Колесников А. Г. и др. Новые данные о циркуляции вод тропической области Тихого океана.— «ДАН СССР», 1972, т. 207, № 5, с. 1177—1180.
50. Корт В. Г. и др. Новые данные о системе западных пограничных течений тропической Атлантики.— «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 3, с. 677—680.
51. Овчинников И. М. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего муссона.— «Океанологические исследования», 1961, № 4, с. 18—24.
52. Озмидов Р. В. Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане. М., «Наука», 1968.
53. Открытие, экспериментальное исследование и разработка теории течения Ломоносова. Севастополь, 1968, 243 с. Авт.: Колесников А. Г., Богуславский С. Г., Григорьев Г. И., Пономаренко Г. П., Саркисян А. С., Фельзенбаум А. И., Хлыстов Н. З.
54. Палий Н. Ф. Зоны дивергенции и конвергенции поверхностных течений тропической Атлантики.— «Океанологические исследования в Атлантике», 1967, вып. 18, с. 54—60.
55. Полосин А. С. О ветровом коэффициенте в экваториальных водах.— «Вестник МГУ. Сер. геогр.», 1967, № 4.
56. Пономаренко Г. П. 10-й рейс НИС «М. Ломоносов» в Атлантический океан.— «Океанология», 1962, № 2, с. 164—172.
57. Пономаренко Г. П. Глубинное противотечение Ломоносова на экваторе в Атлантическом океане.— «ДАН СССР», т. 149, № 5, с. 1178—1181.
58. Пономаренко Г. П. Открытие глубинного противотечения на экваторе в Атлантическом океане экспедицией на НИС «М. Ломоносов».— «Океанологические исследования», 1965, № 13.
59. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана.— «ДАН СССР», 1968, т. 182, № 5. Авт.: Богоров В. Г., Виноградов М. Е. и др.
60. Сабинин К. Д. Слои повышенной солености в северной части Индийского океана.— «Тр. ИОАН», 1964, т. 64, с. 51—58.
61. Саркисян А. С. Основы теории и расчет океанических течений. Л., Гидрометеиздат, 1966. 122 с.
62. Саркисян А. С. и др. Примеры расчета трех составляющих скорости течения в Северной Атлантике по заданному полю плотности.— «Гидрофизические и гидрокимические исследования», 1967, т. 38, с. 24—35.
63. Саркисян А. С., Серебряков А. А. Нестационарная модель экваториальных течений.— «Океанология», 1969, т. 9, № 1.
64. Седых К. А., Лутошкина Б. Н. Гидрологические аспекты формирования экваториальной продуктивной зоны в Гвинейском заливе.— «Тр. АтлантиРО», 1971, вып. 37, с. 31—80.
65. Степанов В. Н. Результаты последних исследований тропических циклонических круговоротов вод Мирового океана.— «Рыбное хозяйство», 1969, № 3 (с. 7—11) и № 4 (с. 5—7).
66. Степанов В. Н. Циркуляция вод в меридиональной плоскости океанов.— «Океанология», 1969, т. 9, № 3, с. 381—397.
67. Стехновский Д. И. Барическое поле земного шара. М., Гидрометеиздат, 1962. 147 с.
68. Стоммел Г. Гольфстрим. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 226 с.
69. Течение Ломоносова в Гвинейском заливе.— «Океанология», 1971, т. 11, вып. 3, с. 374—378. Авт.: Колесников А. Г., Богуславский С. Г., Кукулин Г. Н., Ширей В. А., Кирюхин В. Г.
70. Тимофеев Н. А., Шутова Е. Н., Шаханова Г. В. Атлас теплового баланса океанов. Севастополь, Изд. МГИ АН УССР, 1970.
71. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 128 с.
72. Фомин Л. М. Теоретические основы динамического метода и применение его в океанографии. М., Изд-во АН СССР, 1961. 192 с.

73. Фронэрт В. В. Зона межпассатных западных ветров в центральной части Тихого океана.— «Тр. ИОАН», 1960, т. 11, с. 40—43.

74. Ханайченко Н. К. О видах трансформации водных масс.— «Метеорология и гидрология», 1947, № 1, с. 42—46.

75. Ханайченко Н. К. О вероятности определения средней температуры воды за приливный период по разовым наблюдениям в море.— «Тр. ГОИН», 1957, т. 40, с. 91—97.

76. Ханайченко Н. К., Хлыстов Н. З., Жидков В. Г. О системе экваториальных противотечений Атлантического океана.— «Океанология», 1965, т. 5, вып. 2, с. 222—229.

77. Ханайченко Н. К., Хлыстов Н. З. Южная ветвь экваториального противотечения в Атлантическом океане.— «ДАН СССР», 1966, т. 166, № 3, с. 709—712.

78. Ханайченко Н. К. Некоторые черты циркуляции в тропосфере тропической зоны Атлантического океана.— «Тр. МГИ», 1966, т. 34, с. 154—163.

79. Ханайченко Н. К. Об условиях формирования системы экваториальных противотечений.— В кн.: Сб. докладов на 2-м Международном океанографическом конгрессе. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 59—64.

80. Ханайченко Н. К. Об условиях формирования системы экваториальных противотечений.— Тезисы докладов II Международного океанографического конгресса, № 439-S1a, 1966. 402 с.

81. Ханайченко Н. К. Система экваториальных противотечений.— «Природа», 1966, № 8, с. 18—23.

82. Ханайченко Н. К. 15-й рейс НИС «М. Ломоносов» в Атлантическом океане. Ежегодник БСЭ. 1965 г. М., 1966.

83. Ханайченко Н. К. Некоторые вопросы сезонности пассатных течений в Атлантике.— «Метеорология и гидрология», 1968, № 6, с. 93—96.

84. Ханайченко Н. К. Динамика обогащенных стронцием-90 и цезием-137 водных масс в тропической зоне Атлантического океана.— В кн.: Радиоэкологические процессы накопления и динамики водных масс в морях и океанах. М., Атомиздат, 1968, с. 24—44.

85. Ханайченко Н. К. Подтверждение существования Южной ветви экваториального противотечения в Атлантическом океане.— «ДАН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1394—1396.

86. Ханайченко Н. К. Распределение долгоживущих радионуклидов и циркуляция вод в тропической зоне Атлантического океана.— «Океанология», 1970, т. 10, № 2, с. 264—275.

87. Ханайченко Н. К. Абиотические условия развития планктона в тропической Атлантике.— В кн.: Планктон и биологическая продуктивность тропической Атлантики. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 17—66.

88. Ханайченко Н. К. Особенности термохалинной структуры вод течения Ломоносова.— «Океанология», 1972, т. 12, № 4, с. 579—591.

89. Ханайченко Н. К. Особенности циркуляции вод тропической Атлантики, определяющие биологическую продуктивность океана.— В кн.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы, М., «Наука», 1973, с. 141—148.

90. Чекотилло К. А. Вертикальные движения вод в океане.— «Океанология», 1966, № 17. 74 с.

91. Шапкина В. Ф. Поля плотности и давления в экваториальной области Атлантического океана.— «Тр. МГИ», 1966, т. 34, с. 94—113.

92. Шокальский Ю. М. Океанография. Л., Гидрометеониздат, 1959. 536 с.

93. Штокман В. Б. Основы теории TS-кривых, как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс.— «Проблемы Арктики», 1943, № 1, с. 32—71.

94. Штокман В. Б. Экваториальные противотечения в океанах. Л., Гидрометеониздат, 1948. 156 с.

95. Шулейкин В. В. Краткий курс физики моря. Л., Гидрометеониздат, 1959. 478 с.

96. Щербинин А. Д. Геоострофическая циркуляция вод Индийского океана.— «Океанология», 1973, т. 13, вып. 5, с. 787—793.

97. Arx W. An introduction to Physical Oceanography. Addison-Wesley Publishing Company, 1962.
98. Becker R. Der planetarische jahresgang der maritimsubtropischen Hochdruckkerne. Ann. Met. 2, 1949.
99. Berghaus H. Allgemeine Zonder- und Völker Tkunde. Bd. 1, Schtutgart, 1837, 585 S.
100. Böhneke G. Temperature, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. auf dem "Meteor", Bd. V. Berlin und Leipzig, 1936.
101. Brosin H. und Nehring D. Der Äquatorialen Unterstrom im Atlantischen Ozean auf 29°30' im September und Dezember. Beitrage zur Meereskunde. H. 22, 1968, S. 5—17.
102. Buchanan J. Y. On similarities in the physical geography of the great oceans. Proceedings of the Royal Geographical Society. London, v. 8, 1886, pp. 753—770.
103. Charney J. Non-linear theory of a wind-driven Homogeneous layer near the equator. Deep-Sea Res., 6, No. 4, 1960.
104. Cochran Y. D. Equatorial Undercurrent and related Currents of Brazil in March and April. Science, v. 142, 1963, pp. 669—670.
105. Cromwell T. Circulation in a meridional plane in the central Pacific. J. Mar. Res., v. 12, No 2, 1953, pp. 196—213.
106. Cromwell T., Montgomery R. and Stroup E. Equatorial undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods.— Science, 1954, v. 119, No 3097, pp. 648—649.
107. Defant A. Die Gezeiten und inneren Gezeitenwellen des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. auf dem "Meteor". Bd. VII, T. 1, Berlin und Leipzig, 1932, S. 318.
108. Defant A. Der Äquatoriale Gegenstrom. Sitzber. Preuss Akad. Wiss. Phys.-Math. Berlin, 1935, 28 S.
109. Defant A. Die Troposphäre des Atlantischen Ozeans. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. auf dem "Meteor" 1925—1927. Bd. VI, T. I, S. 289—411. Berlin und Leipzig, 1936.
110. Defant A. Die physicalische Meeresniveaus des Atlantischen Ozean. Z. Ges. Erdkunde zu Berlin, 1941, S. 145.
111. Defant A. Physical Oceanography. Pergamon Press. 1961. 728 S.
112. Equalant-I. Data report. National Oceanographic Data Center. Washington D. C., 1964. 790 S.
113. Equalant-II. Data report. National Oceanographic Data Center. Washington D. C., 1964. S. II. 483 S.
114. Equalant-III. Data report. National Oceanographic Data Center. Washington D. C., 1965. S. II. 339 S.
115. Fuglister F. Atlantic ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the IGY of 1957—1958., V. I, Woods Hole Oceanogr. USA, 1960. 209 S.
116. Gerard R., Sexton R. and Mazeika P. Parashute drogue measurement in the eastern tropical Atlantic in September 1964. J. Geophys. Res. 70 (22), 1965, pp. 5696—5698.
117. Hansen W. Winderzeugte Strömungen im Ozean. Dtsch. Hydrogr. Z., 4, 1951.
118. Hidaka K. Divergence of the surface drift currents in terms of wind stress with special application to the location of upwelling and sinking. J. Geoph., I., No 2, 1935.
119. Hidaka K. Depth of motionless layer as inferred from the distribution of salinity in the ocean. Trans Amer. Geophys. Union., v. 30, No. 3, 1949.
120. Hidaka K. Equatorial upwelling and sinking in zonal Ocean with lateral mixing. Geoph. J. of the Royal Astr. Society, t. 4, 1961.
121. Hidaka K. A computation of non-linear equatorial flow. Res. Oceanogr. Works. Japan, No 2, 1962a.
122. Hidaka K. Non-linear theory of an equatorial flow with special application to the Cromwell current. J. Oceanograph. Soc. Japan, 20-th Anniversary volume. The Ocean Res. Inst. Tokyo, 1962b.

123. Hisard Ph., Y. Magnier and B. Wauthy. Comparison of hydrographic structure of equatorial waters north the New Guinea and at 170° E. *J. Mar. Res.*, v. 27, No 2, 1969, pp. 191—205.
124. Iselin C. New discovery in physical oceanography. "Oceanus", v. 6, No 2, 1959, pp. 11—12.
125. Jerlov N. G. The equatorial currents in the Pacific Ocean. Report of the Swedish deep-Sea expedition 1947—48, v. III, No 6, pp. 129—154, Physics and Chemistry, Göteborg, 1956.
126. Jacobsen J. P. Eine graphische Methode zur Bestimmung des Vermischungskoeffizienten im Meeres. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. XVI, H. 4, 1927.
127. Jarrige F. On the eastward flow in the western Pacific South of the equator. *J. Mar. Res.*, v. 26, No 3, 1968, pp. 286—289.
128. Kendall T. Net transports in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geoph. Res.*, v. 74, No 6, 1969, pp. 1388—1396.
129. Knauss J. Measurements of the Cromwell current. *Deep-Sea Res.*, v. 6, 1960, pp. 265—286.
130. Knauss J. Further Measurements and observations on the Cromwell current. *J. Mar. Res.*, v. 24, No 2, 1966, pp. 205—240.
131. Knauss J., Taft Br. Equatorial Undercurrent of the Indian ocean. *Science*, v. 143, No 3604, 1964, pp. 354—356.
132. Koldewey C. Über die Strömungen in den Äquatorialgegenden des Atlantischen Ozeans. *Ann. Hydrogr. Marit Meteorol. Jg. 3*, 1875, S. 133—141 und 166—171.
133. Krümmel O. Die äquatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans und das allgemeine System der Meerescirculation. Leipzig, 1877.
134. Lacombe H. *Les énergies de la mer*. Paris, 1968.
135. Le Floch I. La circulation des eaux d'origine subtropicale dans la partie orientale de l'Atlantique équatorial étudiée en relation avec les mesures faites à bord du N. O. "Jean-Charcot" en mai 1968. *Cahiers O.R.S.T.O.M. Oceanogr. serie, v. VIII*, No 3, 1970, pp. 77—113.
136. Matthaus W. Zur Entdeckungsgeschichte des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean. *Beiträge zur Meereskunde*, H. 23, S. 37—70, Akademie. Verl. Berlin, 1969.
137. Mazeika P. A. Thermal domes in the eastern tropical Atlantic ocean. *Limnol. and Oceanogr.*, v. 12, No 3, 1967, pp. 537—539.
138. Mazeika P. A. Eastern flow within the South Equatorial current in the Eastern South Atlantic. *J. Geoph. Res.*, v. 73 (18), 1968, pp. 5819—5828.
139. Metcalf W., Voorhis A. D. and Stalcup M. The Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geoph. Res.*, v. 67, No 6, 1962, pp. 2499—2508.
140. Metcalf W. and Stalcup M. Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geoph. Res.*, v. 72, No 20, 1967, pp. 4959—4976.
141. Montgomery R. B. Circulation in upper layers of southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. *Rep. Phis. Oceanogr. Meteor. No 6 (2)*, 1938, pp. 1—55.
142. Montgomery R. Ein Versuch, den vertikalen und seitlichen Austausch in der Tiefe der Sprungschichte im Äquatorialen Atlant. Ozeans zu bestimmen. *Ann. Hydrogr. Mar. Met.*, 1939, S. 242.
143. Montgomery R. B. Equatorial Undercurrent observations in review. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20-th Anniversary vol., 1962, pp. 487—498.
144. Neumann G. Evidence for an Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, v. 6, No 4, 1960, pp. 328—334.
145. Neumann G. The Equatorial Undercurrent in the Atlantic Ocean. *Symp. on Oceanography and Fisheries Resources of the tropical Atlantic (Results of ICITA and GTS)*. Abidjan, Ivory Coast, 20—28 Oct. 1966 UNESCO, Paris, 1969, pp. 33—44.
146. Parr A. On the probable relationship between vertical stability and lateral mixing processes. *Journ. du Conseil*, v. II, No 3, 1936.
147. Parr A. Isopycnic analysis of current flow by means of identifying properties. *J. Mar. Res.*, v. 1, No 2, 1938.

148. Postel E. Repartition et abondance des thons dans L'Atlantique tropical. Proc. Sympos. on Oceanogr. and Fisheries resources of the Tropical Atlantic, UNESCO, 1969, pp. 109—138.
149. Puls C ä z a r. Oberflächen Temperaturen und Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans. Archiv der Deutsche Seewarte, Hamburg, 1895, Jg. 18, N 1, 1895, S. 38.
150. Quarterly surface current charts of the Atlantic Ocean. Prepared in the Marine Division of the Meteorological Office. London, No 25, 1967, p. 20.
151. Reid J. L. Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. Nature, London, v. 184, 1959, pp. 209—210.
152. Reid J. L. A transequatorial Atlantic oceanographic section on July 1963, compared with other Atlantic and Pacific section. J. Geoph. Res., 69 (24), 1964, pp. 5205—5215.
153. Riley G. Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean. Bull. Bingham. Oceanogr. Coll., v. 13, Art. 1, 1951.
154. Rinkel M., Sund P. and Neumann G. The location of the termination area of the Equatorial Undercurrent in the Gulf of Guinea based on observations during Equalant-III, J. Geophys. Res., 71 (16), 1966, pp. 3893—3901.
155. Rinkel M., Neumann Y. Measurements of the Equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea (September—October 1967). Transaction A Amer. Geophys. Union, v. 49, No 1, 1968, p. 200.
156. Rinkel M. O. Some features of relationship between the Atlantic Equatorial undercurrent and its associated salinity level. Proc. Sympos. oceanogr. and fisher resources tropical Atlant. in Abidjan. 20—28, Octob. 1966, pp. 193—212. UNESCO, Paris.
157. Rotschi H. Remonte d'eau froide et convergence à l'équateur, dans le Pacifique occidental. Comptes-rendu Acad. Sci., 267, N 26, 1968, pp. 1459—1462.
158. Schemaida R., Strum M., Voigt K. Vortänfige Resultate der Untersuchungen im Bericht des Äquatorialen Unterstroms in Golf von Guinea mit MS "Prof. A. Penck" in der Zeit von April bis Juli 1964. Beiträge zur Meereskunde, H. 15, 1964, S. 5—13.
159. Schott G. Die Äquatorialen Strömungen des Westlichen Stillen Ozeans. Ann. der Hydrogr. und Marit. Met. Heft V, 1939.
160. Stalcup M. and Metcalf W. Direct measurements of the Atlantic Equatorial Undercurrent. J. Mar. Res., v. 24, No 1, 1966, pp. 44—55.
161. Stalcup M., Parker C. Drogue measurements of shallow current on the equator and the Western Atlantic Ocean. Deep-Sea Res., 1965, v. 12, 1965, pp. 535—536.
162. Sturm M., Voigt K. Observations on the structure of the Equatorial Undercurrent in the Gulf of Guinea in 1964. J. Geoph. Res., 71 (12), 1966, pp. 3105—3108.
163. Sverdrup H. U. The circulation of the Pacific. Proc. 5th Pac. Sci. Congr., v. III, Toronto Press Canada, 1934.
164. Sverdrup H. U., Johnson M., Fleming R. The Oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, Prentice-Hall, 1942.
165. Sverdrup H. U. Wind-driven currents in a barocline ocean with application to the equatorial current of the Eastern Pacific. Proc. Nat. Acad. Sci., No 33, 1947.
166. Swallow J. Equatorial Undercurrent in the Western Indian Ocean. Nature, v. 204, No 4957, 1964, pp. 436—437.
167. Taft B. C. Measurements of the Equatorial Undercurrent in the Indian Ocean 1962—1963. Paper presented in Nov. 1965. Intern. Conference on Tropical Oceanography. Miami Beach, Florida, USA, 1965.
168. Taft B. C. Equatorial currents. Contributions (Scrip. Inst. of Oceanography) v. 37, 1967, pp. 1467—1464.
169. Taft B. C. Equatorial Undercurrent of the Indian Ocean 1963. Contributions (Scrip. Inst. of Oceanography) v. 37, 1967, pp. 1397—1408.
170. Voigt K. Äquatoriale Unterströmung auch im Atlantik Beiträge zur Meereskunde. Heft I, S. 56—60, 1961.
171. Voorhis A. D. Evidence of an eastward equatorial undercurrent in the Atlantic from measurements of current shear. Nature (London), 191, No 4784, 1961, pp. 157—158.

172. Vossius J. Le guidon de la navigation ou traicte du mouvement de la Mer et des Vents. Paris, 1666.
173. Wooster W. S. Further evidence of a Pacific South Equatorial Countercurrent. *Deep-Sea Res.*, 8, 1961, pp. 294—297.
174. Wooster W. S. and Reid Y. L. Eastern Boundary Current. *The Sea*, v. 2, 1963, pp. 253—296.
175. Wüst G. Oberflächensalzgehalt, Verdunstung und Niederschlag auf dem Weltmeer. *Iränderkundl. Forschung. Festschrift N. Krebs*. Stuttgart, 1936.
176. Wüst G. Die Stratosphäre des Atlantischen Ozeans. In "Schichtung und Zirculation des Atlantischen Ozeans". *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. auf dem "Meteor"*, Bd. VI, T. 1, S. 110—288. Berlin und Leipzig, 1936.
177. Wüst G. Gesetzmässige Wechselbeziehungen zwischen Ozeans und Atmosphäre, in der zonalen Verteilung von Oberflächensalzgehalt, Verdunstung und Niederschlag, 1954.
178. Wüst G. Quantitative Untersuchungen zur Static und Dynamic des Atlantischen Ozeans. Stromgeschwindigkeiten und Strömungen in den Tifen des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. auf dem "Meteor" 1925—37*. Bd. VI, T. II, 1957.
179. Wüst G. Stratification and circulation in the Antilen—Carribbean Basins. Part I, Columbia University Press, New York and London, 1964.
180. Wyrtki K. Physical oceanography of South east Asian waters. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand. 1959—1961, *Naga Rep.* 2, 1961, 195 p.
181. Wyrtki K. and Kendall T. Transport of the Pacific Equatorial Countercurrent. *J. Geoph. Res.*, v. 72, No 8, 1967, pp. 2073—2076.
182. Yoshida K. A theory of the Cromwell current (the Equatorial countercurrent) and of equatorial upwelling. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, 15, No 4, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора	3
Введение	6
<i>Глава I. Краткие сведения из истории открытия и исследования экваториальных противотечений</i>	<i>9</i>
<i>Глава II. Причины и условия образования экваториальных противотечений</i>	<i>14</i>
1. Барическое поле над океаном и ветры в тропической зоне Атлантического океана	—
2. Система циркуляции вод в поверхностном слое тропической зоны Атлантического океана	20
3. Антициклональные круговороты как природные испарительные системы непрерывного действия и области формирования вод высокой солёности	26
4. Структура физических полей, определяющая условия образования экваториальных противотечений	36
<i>Глава III. Течение Ломоносова (Срединная ветвь экваториального противотечения в Атлантическом океане)</i>	<i>45</i>
1. Течение Ломоносова в поле скорости	—
2. Течение Ломоносова в поле температуры и плотности	52
3. Течение Ломоносова в поле солёности	54
4. Термохалинная структура вод течения Ломоносова	65
5. Анизотропные условия обмена в слое пикноклина	71
6. Применение метода изопикнического анализа к исследованию течения Ломоносова	75
7. Об истоках течения Ломоносова	80
<i>Глава IV. Северная ветвь экваториального противотечения и Межпассатное противотечение</i>	<i>84</i>
<i>Глава V. Южная ветвь экваториального противотечения</i>	<i>93</i>
<i>Глава VI. Общность условий образования экваториальных противотечений в трех океанах и аналогия их структуры и характеристик</i>	<i>102</i>
<i>Глава VII. Система западно-восточного переноса вод в тропической зоне океанов, ее особенности и влияние на биологическую продуктивность пелагиали</i>	<i>120</i>
<i>Глава VIII. Планетарная система экваториальных противотечений</i>	<i>140</i>
Заключение	146
Список литературы	150

Николай Константинович Ханайченко

СИСТЕМА
ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ
ПРОТИВОТЕЧЕНИЙ
В ОКЕАНЕ

Редактор *Ю. П. Бреховских*
Художник *В. П. Сысалов*
Худ. редактор *В. В. Костырев*
Техн. редактор *М. С. Костакова*
Корректоры: *В. И. Гинцбург, И. А. Крайнева*

Сдано в набор 19/IV 1974 г. Подписано к печати 14/VIII 1974 г.
М-06412. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 1. Печ. л. 10.
Уч.-изд. л. 10,83. Тираж 1200 экз. Индекс ОЛ-119. Заказ № 277.
Цена 1 руб.

Гидрометеонздат. 190053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

ДЛЯ СПЕЦИАЛИСТОВ ОКЕАНОЛОГОВ

Гидрометеиздат готовит к выпуску в 1975 г. монографии:

Андреева И. Б. **Физические основы распространения звука в океане.** 15 л. 1 р. 70 к.

Гринспен Х. **Теория вращающихся жидкостей.** Пер с англ. 26 л. 2 р. 80 к. В пер.

Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. **Морские льды.** 20 л. 2 р. 20 к. В пер.

Маклаков А. Ф., Снежинский В. А., Чернов Б. С. **Океанографические приборы.** 30 л. 3 р. 20 к. В пер.

Некрасов А. В. **Приливы в окраинных морях.** 15 л. 1 р. 70 к.

Скопinceв Б. А. **Формирование современного химического состава вод Черного моря.** 20 л. 2 р. 20 к. В пер.

Заказы просим присылать в наш специализированный магазин: 197101, Ленинград, Большой проспект, 57, магазин № 15 Ленкниги.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

1 руб.

Д4

37417

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ · 1974