

Том LXIV	<i>Труды Всесоюзного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)</i>	1968
Том XXVIII	<i>Труды Азово-Черноморского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (АзчерНИРО)</i>	

УДК 551.465.5(267)

ТЕЧЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

А. В. Фомичев
ВНИРО

Различные страны не раз объединялись в течение последнего десятилетия для совместного изучения Мирового океана. Во время Международного геофизического года, Года международного сотрудничества, Года спокойного солнца и Международной индоокеанской экспедиции изучение циркуляции Мирового океана было первоочередной проблемой.

Изучение механизма циркуляции и закономерностей распространения горизонтальных и вертикальных потоков объясняет и многие другие океанологические процессы. Изучение распределения гидрологических характеристик и фронтов в океане, закономерностей формирования и распространения водных масс на глубинах и поверхности океана, взаимодействия океана и атмосферы тесно связано с задачами промысловых исследований.

Несмотря на большое количество непосредственных измерений течений в море, выполненных в рейсах Международной индоокеанской экспедиции, большое значение продолжают сохранять косвенные методы изучения течений. Например, суждения о вертикальной циркуляции в настоящее время полностью основываются на расчетных методах. Суждения о вертикальной циркуляции на основании распределения океанологических характеристик, иногда высказываемые в работах, носят сугубо предположительный характер.

Изучение циркуляции вод при помощи расчетных методов очень перспективно. Приложение методов, использованных в статье, для обработки материалов наблюдений научно-промысловых экспедиций в Индийском океане позволит получить более ясную и закономерную картину развития океанологических процессов, оказывающих значительное влияние на формирование продуктивности вод.

КАРТЫ ТЕЧЕНИЙ БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

В первые годы изучения Индийского океана наиболее полные данные о течениях Бенгальского залива были получены в тридцать третьем рейсе экспедиционного судна «Витязь».

Эти данные после их обработки могут служить в дальнейшем фоновым перспективной промысловой разведки. Помимо наблюдений, произведенных при помощи инструментов, на акватории Бенгальского залива были выполнены три меридиональных гидрологических разреза. В южной части залива расстояние между разрезами составляло около 180 миль. В северной части залива сеть гидрологических станций была примерно в два раза чаще, что позволило получить более детальную картину распределения геострофических течений на акватории Бенгальского залива. Все эти наблюдения относятся к сезону развитого зимнего муссона. На основании данных о распределении плотности морской воды в Бенгальском заливе были построены динамические карты. Три динамические карты, рассчитанные по данным этой экспедиции (для поверхностей 50, 100 и 500 дцб), были опубликованы ранее (А. В. Фомичев, 1964).

ДРЕЙФОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Более полное представление о реальных течениях на подповерхностных горизонтах можно получить, если учесть ветровые течения.

Ветровую составляющую желательнее учитывать, когда величина дрейфового течения не меньше порядка величин, обеспечиваемого точностью динамического метода или точностью приборов, измеряющих течения в море. В Мировом океане мощность слоя, в котором под действием ветра развиваются течения, или так называемого «слоя трения», составляет в среднем 50—100 м. Близ экватора, по данным расчетов, мощность слоя трения возрастает до 200 и более метров.

Согласно теории Экмана, на глубине трения D скорость дрейфового течения должна составлять $\frac{1}{23}$ часть скорости дрейфового течения на поверхности моря.

Следовательно, имеет смысл учитывать ветровую составляющую на стандартных горизонтах 25 и 50 м (а близ экватора и на 100 м), где скорость дрейфового течения не падает до пренебрежимо малых значений.

Возможно, что величины слоя трения, полученные путем расчета близ экватора (на 2—5° широты), завышены потому, что в знаменатель расчетной формулы входит синус географической широты, значение которого резко уменьшается близ экватора.

Для расчета реальных течений на подповерхностных горизонтах, лежащих в пределах слоя трения, был выбран метод, которым рассчитывались течения на поверхности в Антарктике (Ю. А. Иванов, 1961; Б. А. Тареев, А. В. Фомичев, 1963). Считалось, что в пределах слоя трения непериодические течения слагаются из векторов плотностного и дрейфового течений

$$\vec{V}_{\text{сум}} = \vec{V}_r + \vec{V}_d,$$

где \vec{V}_r — конвективно-градиентное течение;
 \vec{V}_d — дрейфовое течение.

Направление и скорость конвективно-градиентного течения снимались с динамических карт соответствующих горизонтов.

Условия района океана, глубины которого в 20—30 раз превышают глубину слоя трения при расположении гидрологических станций на расстоянии более 100 миль от берега, позволили применить формулы

Экмана для расчета дрейфовых течений в беспредельном однородном море. Расчет дрейфовых течений на подповерхностных горизонтах требует знания глубины трения D и дрейфового течения на поверхности океана.

При расчете непериодических течений в сезон зимнего муссона, по данным сравнительно кратковременной съемки, были использованы наблюдения над ветром в период работы данной экспедиции. Использовалось среднее значение ветра за сутки, в течение которых выполнялась гидрологическая станция. Вследствие незначительной изменчивости ветра между сроками судовых метеорологических наблюдений (4 ч) и от суток к суткам, такое осреднение дает значения ветра, близкие к средним для данного месяца, и исключает искажения, вносимые инерционными течениями. Применение значений приземного ветра, полученных из сезонных карт распределения ветра или типовых карт давления, по нашему мнению, целесообразно при рассмотрении типов циркуляции в изучаемом районе.

Дрейфовые течения на поверхности рассчитывали по формуле Экмана

$$u = \frac{1,27}{\sqrt{\sin \varphi}} W,$$

где W — скорость приземного ветра, м/сек;

u — скорость дрейфового течения на поверхности, см/сек;

$\sin \varphi$ — синус географической широты.

Угол отклонения дрейфового течения — на 45° вправо от направления ветра.

Глубина слоя трения была рассчитана для каждой гидрологической станции отдельно по эмпирической формуле Экмана

$$D = \frac{7,6}{\sqrt{\sin \varphi}} W.$$

Результаты расчета показаны в табл. 1.

Таблица 1

Глубина слоя трения в Бенгальском заливе в сезон зимнего муссона (1960/61 г.)

№ станции	D , м	№ станции	D , м	№ станции	D , м
4915	239	4931	42	4950	222
4916	219	4932	41	4951	198
4921	230	4933	41	4952	168
4922	183	4934	39	4954	118
4923	161	4935	63	4956	133
4924	115	4936	46	4957	126
4925	102	4937	56	4958	140
4926	95	4939	61	4959	120
4927	77	4940	94	4960	114
4928	41	4941	116	4961	56
4929	39	4942	146	4962	55
				4963	16

В южной части Бенгальского залива глубина слоя трения превышает 200 м.

Возможно, что для этого района ($3-5^\circ$ с. ш.) значения глубин трения завышены, потому что в знаменатель расчетной формулы входит синус географической широты, значение которого резко уменьшается

близ экватора. Но глубина трения зависит не только от синуса географической широты, но и от скорости ветра, которая не была равномерной на всей акватории залива. На карте (рис. 1) проведены изолинии глубин трения через интервалы 25 м по данным тридцать третьего рейса «Витязя» в Бенгальском заливе. Глубины трения на большей части акватории возрастают к югу, но залегания изолиний вдоль широты, которого можно ожидать, если предположить, что глубина слоя трения в основном зависит от параметра Кориолиса, не наблюдается.

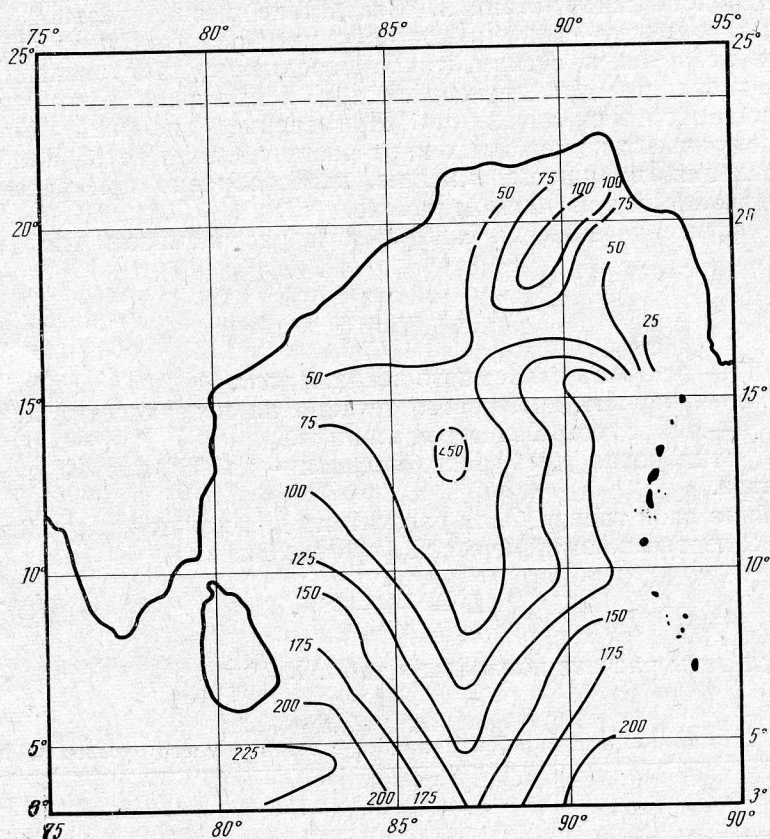


Рис. 1. Топография глубины трения в Бенгальском заливе зимой.

Распределение ветра по акватории даже в низких широтах не в меньшей мере, чем параметр широты, определяет глубину трения. Так, даже на широтах 2—3°, обычно считающихся крайней «границей» для расчета геострофических потоков в воде и в воздухе, южнее Цейлона наблюдается некоторое уменьшение глубины трения, заметное по замкнутой изолинии 225 м. В юго-восточной части Бенгальского залива изолинии глубины трения также занимают положение, более близкое к меридиональному. Особенно велики различия глубины трения между краями залива и его центральной частью: Некоторые изолинии на 87° в. д. (центральная часть) и 90—91° в. д. (восточная часть Бенгальского залива) занимают положения, различающиеся более чем на 10° по широте.

Значительное возрастание глубины трения (от 40 до 120 м) с уда-

лением от экватора получено 'близ устья Ганга, в крайней северной части Бенгальского залива *.

Изолинии глубин трения, проведенные для акватории Андаманского моря, не смыкаются с изолиниями для Бенгальского залива. Во-первых, мы не располагаем данными о ветре в проливах, а, во-вторых, соответствующие изолинии в этих двух районах обрываются на больших расстояниях друг от друга. Глубины трения на одинаковых широтах в Андаманском море значительно меньше, чем в Бенгальском заливе. Это объясняется в общем значительно меньшими скоростями ветра над Андаманским морем, которые, видимо, можно объяснить либо местными факторами, либо разрывом наблюдений по времени. Наблюдения в Андаманском море проводились позже, чем в Бенгальском заливе, и, возможно, по метеорологическим показателям уже было заметно начало перехода от зимнего муссона к летнему, не отраженное в распределении гидрологических характеристик.

Автор считал возможным использовать осредненный за сутки ветер из судовых наблюдений как для расчета дрейфовых течений на поверхности, так и для расчета глубины трения.

Вертикальное распределение составляющих скорости в чисто дрейфовом течении было дано Экманом в следующем виде (по Г. Дитриху и К. Калле, 1961)

$$u = V_0 e^{-\frac{\pi Z}{D}} \cos \left(45^\circ - \frac{\pi}{D} Z \right);$$

$$V = V_0 e^{-\frac{\pi Z}{D}} \sin \left(45^\circ - \frac{\pi}{D} Z \right),$$

где Z — глубина моря;

e — основание натуральных логарифмов.

На практике расчет u и V , а затем графическое построение каждого вектора дрейфового течения на подповерхностном горизонте слишком трудоемки. Вместо этого с построенной «спирали Экмана» были сняты длины векторов на глубинах, кратных $0,1D$. Затем были рассчитаны отношения скоростей на глубинах к скорости дрейфового течения на поверхности океана. Коэффициенты рассчитаны с точностью до $0,01$. Косвенной проверкой результатов расчета явилось получение коэффициента $0,04$ на глубине трения (т. е., по теории Экмана, $\frac{1}{23}$ часть скорости течения на поверхности). В табл. 2 приведены рассчитанные коэффициенты.

По данным полярных диаграмм, направление дрейфового течения с глубиной изменяется линейно в зависимости от отношения $\frac{Z}{D}$, которое необходимо рассчитывать и для вычисления скорости. В данном случае точность определения направления течения зависит от точности измерения угла на диаграмме и точности расчета отношения $\frac{Z}{D}$.

* Судя по динамическим картам, рассчитанным нами ранее, в этом районе предполагается антициклонический круговорот вод. Возможно, что наблюдавшееся во время тридцать третьего рейса «Витязя» некоторое усиление ветра в этом районе носит характер не только синоптического явления, но и отражается статистическими характеристиками данного месяца (февраль) или сезона (зимний муссон). В этом случае антициклонический круговорот в северной части Бенгальского залива создается как конвективно-градиентной, так и дрейфовой составляющей.

Таблица 2

Коэффициенты для расчета скорости дрейфового течения на подповерхностных горизонтах по скорости дрейфового течения на поверхности

Глубина горизонта Z в долях глубины трения D	Коэффициенты	Глубина горизонта Z в долях глубины трения D	Коэффициенты
0,1	0,74	0,6	0,16
0,2	0,55	0,7	0,11
0,3	0,39	0,8	0,07
0,4	0,29	0,9	0,05
0,5	0,20	1,0	0,04

Разбивка слоя трения при большой его глубине на градации более мелкие, чем $0,1D$, вряд ли повысит точность расчета. По-видимому, величина порядка $0,1D$ (т. е. глубины 5—20 м) — предел оправданной точности. Ведь глубину трения определяют по чисто эмпирическому соотношению, от которого зависит точность расчета всех последующих величин, связанных с глубиной трения. В табл. 1 глубины трения даны с точностью до 1 м, поскольку в дальнейшем они используются для расчета дрейфовых течений на подповерхностных горизонтах.

Рассчитанные скорости дрейфовых течений на горизонте 25 м достигают 20—30 см/сек и имеют один порядок со скоростями, полученными при динамических расчетах. Скорости и направления дрейфовых течений на этом горизонте приведены в табл. 3.

Таблица 3

Характеристики дрейфовых течений в Бенгальском заливе на горизонте 25 м (февраль 1961 г. — сезон зимнего муссона)

№ станции	Направление	Скорость, см/сек	№ станции	Направление	Скорость, см/сек
4915	313	30	4939	69	3
4916	290	27	4940	356	6
4921	271	28	4941	326	10
4922	276	23	4942	151	13
4923	279	15	4950	254	27
4924	297	10	4951	284	24
4925	310	9	4952	278	21
4926	346	6	4954	296	11
4927	6	5	4956	287	12
4928	136	1	4957	289	12
4929	136	1	4958	266	13
4934	97	1	4959	266	11
4935	6	3	4960	150	5
4936	35	2	4961	190	3
4937	75	3	4962	99	2

В таблицу не включены скорости дрейфовых течений на станциях 4931, 4932 и 4933 (направления течений соответственно 159° , 162° и 162°). Скорости дрейфовых течений получены около 1 см/сек. Дело в том, что эти станции выполнены на расстояниях менее 100 миль от берега, а скорости ветра на них значительно ниже, чем на станциях этого разреза (по 83° в. д.), расположенных южнее. На каждой из трех указанных станций получена средняя скорость ветра — 3,1 м/сек. На станциях, расположенных южнее, максимум средней скорости ветра

за сутки достигал 8,7 м/сек, а средняя скорость из суточных значений равна 6,0 м/сек. Возможно, что некоторые искажения вносятся близостью береговой черты.

На рис. 2 показаны изотахи дрейфового течения на горизонте 25 м. Конечно, это не единая по времени картина распределения дрей-

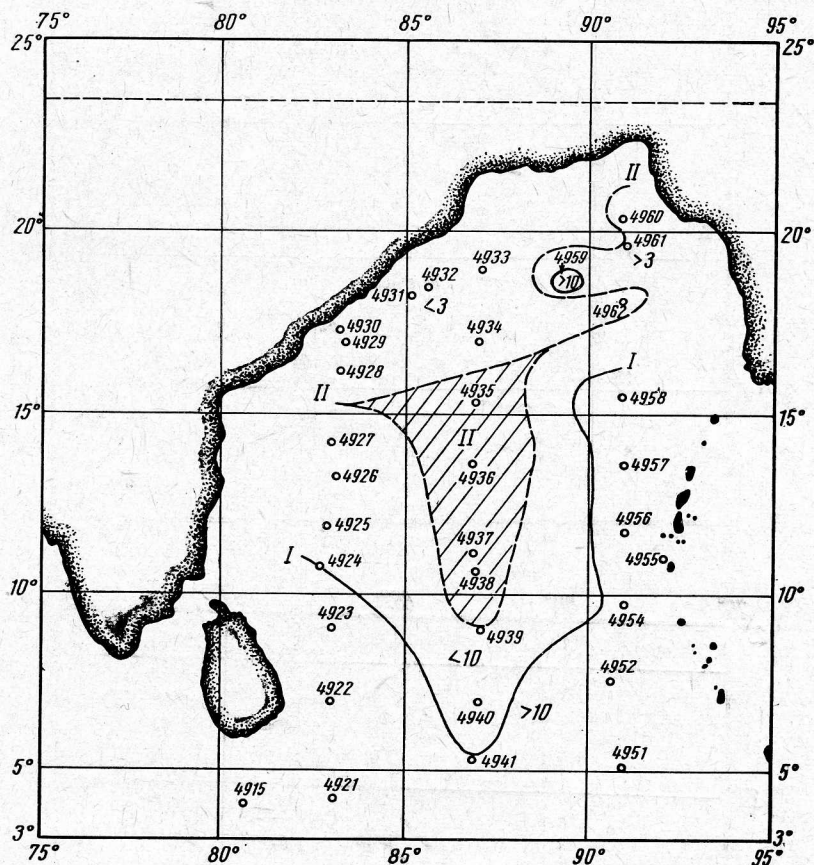


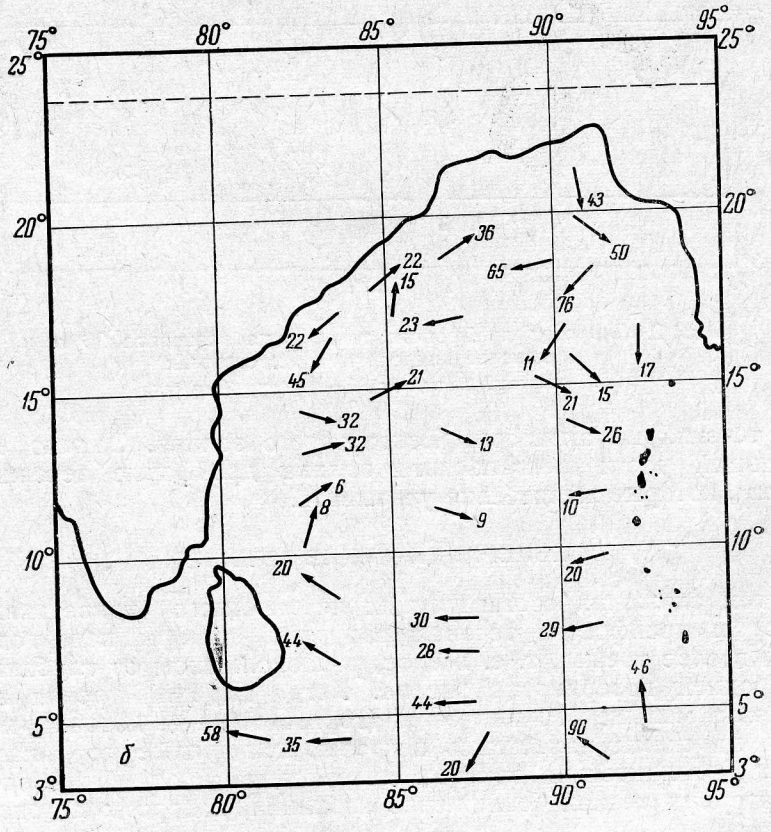
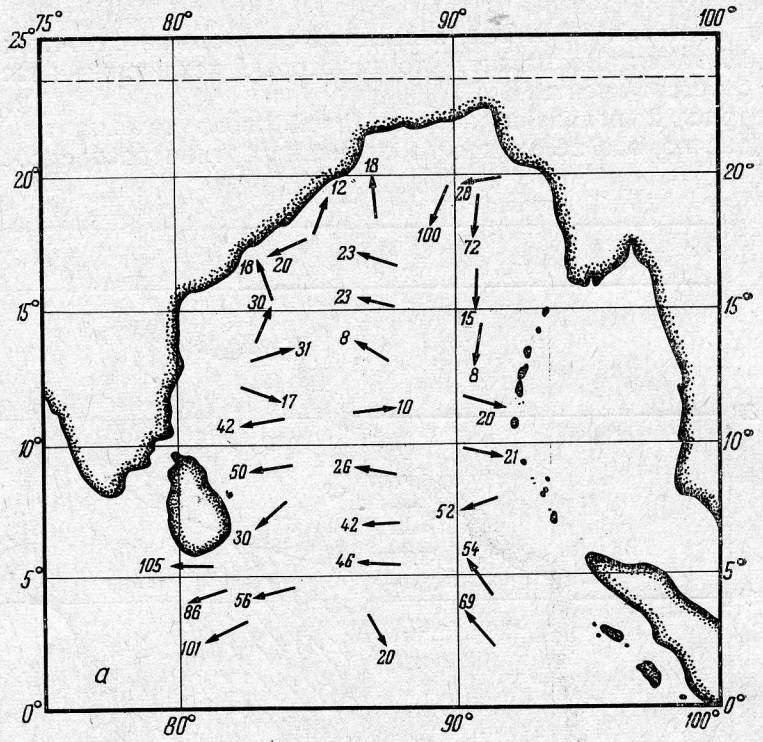
Рис. 2. Скорости дрейфового течения на горизонте 25 м и положение гидрологических станций:

I — изотаха 10 см/сек; II — изотаха 3 см/сек.

фовых течений на акватории Бенгальского залива. Однако ясно, что на большей части Бенгальского залива дрейфовые течения имеют величины, которые желательно учитывать.

НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

Путем сложения составляющих плотностного (конвективно-градиентного) и дрейфового течений получены векторы неперіодического течения в слое трения, т. е. в слое, расположенном от глубины трения до свободной поверхности океана. Когда глубина трения в данной точке была меньше 100 или 50 м (горизонты, для которых построены схемы), на схемы наносились векторы, полученные по динамическим картам. Дополнительно векторы неперіодических течений рассчитаны в характерных точках (сближение изолиний, повороты потоков) дина-



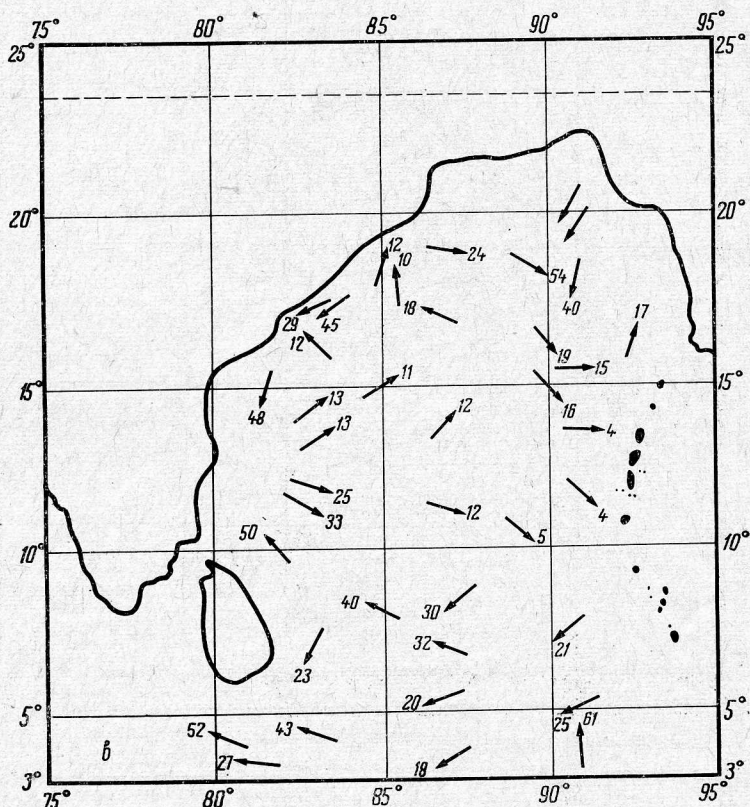
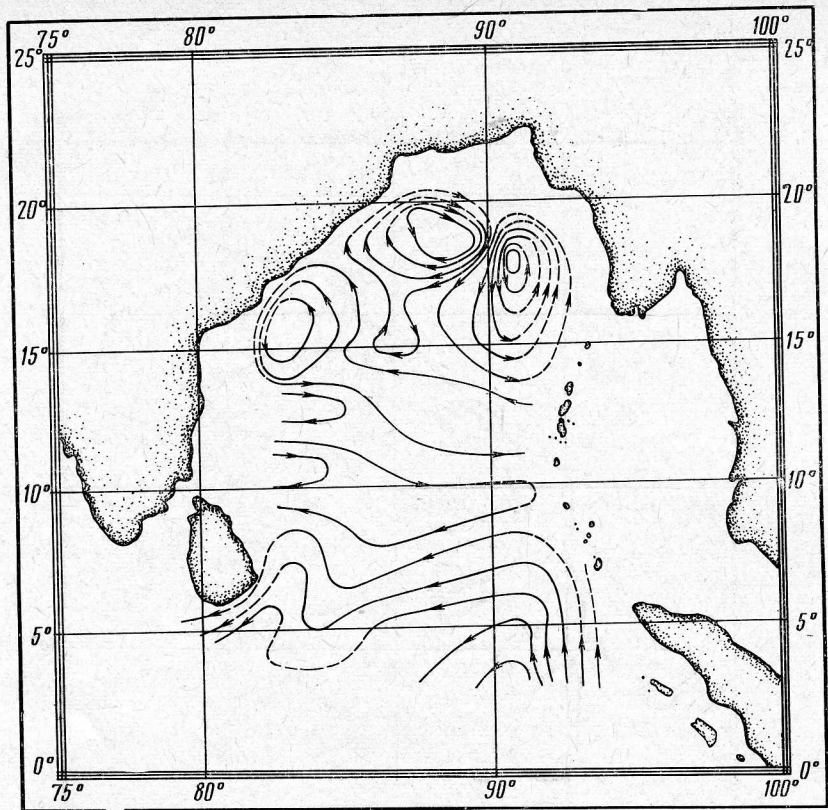


Рис. 3. Непериодические течения в Бенгальском заливе в сезон зимнего муссона (февраль 1961 г.): а — поверхность океана; б — горизонт 50 м; в — горизонт 100 м. Цифры у острия стрелок указывают скорость, см/сек.

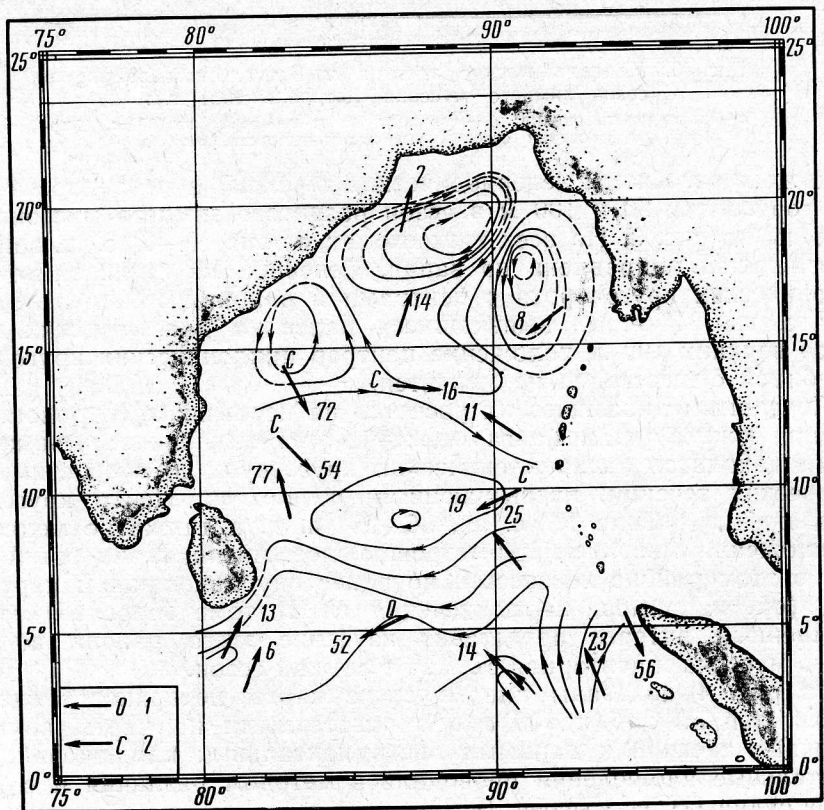
мических карт. Схемы непериодических течений на поверхности океана и на горизонтах 50 и 100 м в сезон развитого зимнего муссона представлены на рис. 3. На всех трех схемах в зоне 10—3° с. ш. зональная составляющая направлена на запад. Севернее 15° с. ш. заметны два циклонических круговорота с центрами в районах 16° с. ш., 83° в. д. и 18° с. ш., 91° в. д., выявившиеся ранее на динамических картах. В слое верхних 100 м, положение центров циклонических круговоротов с глубиной существенно не меняется.

По данным динамических расчетов на нескольких гидрологических станциях южнее устья Ганга между двумя циклоническими круговоротами находится антициклонический круговорот со скоростями непериодических течений, превышающими 50 см/сек. Центр круговорота расположен в районе 19° с. ш., 86—89° в. д. и также не меняет своего положения в верхнем 100-метровом слое. Антициклонический круговорот в этом районе неизвестен по ранее опубликованным картам течений (см. например, карты течений во II томе Морского атласа). Несомненный интерес представит изучение этого района во время летнего муссона и повторная съемка в зимний сезон.

На рис. 4 показаны динамические карты поверхности океана и поверхностей 50 дцб и 100 дцб с нанесенными на карты векторами остаточных течений и данными инструментальных наблюдений. Инструментальные наблюдения проводились методом различия и с учетом дрейфа судна (Н. Н. Сысоев, 1961).



α



δ



б

Рис. 4. Динамические карты Бенгальского залива:
a — поверхность океана; *б* — поверхность 50 дцб; *в* — поверхность 100 дцб;
 1 — остаточное течение; 2 — течение, рассчитанное по методу Сысоева.
 Изолинии на картах проведены через 50 дин. мм.

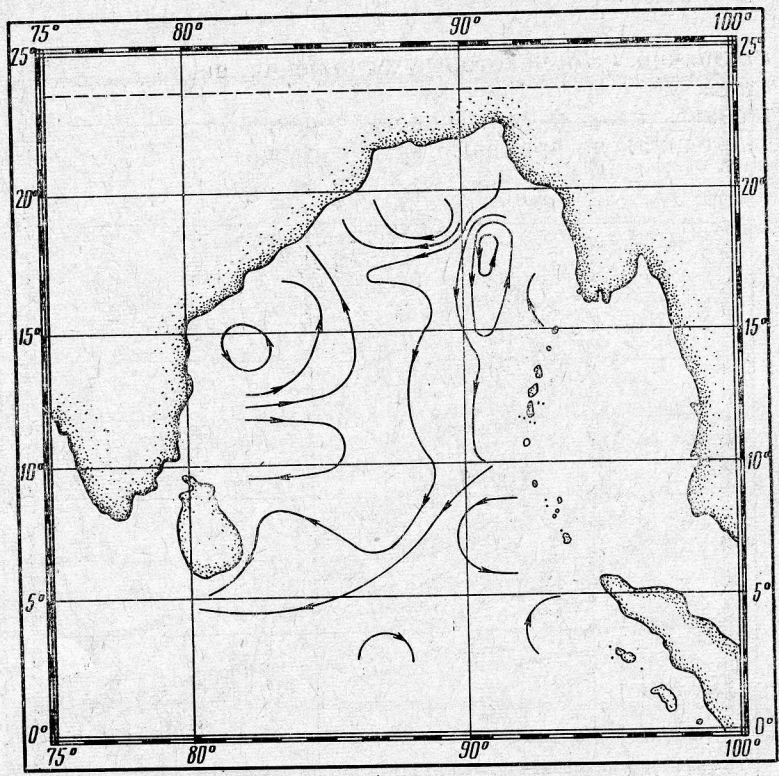
На основании схем неперриодических течений в верхнем 100-метровом слое на акватории Бенгальского залива можно выделить две зоны:

1) антициклонического и циклонических круговоротов к северу от 15° с. ш., в которой на неперриодические течения заметно влияет положение материка, проливов и рельефа дна;

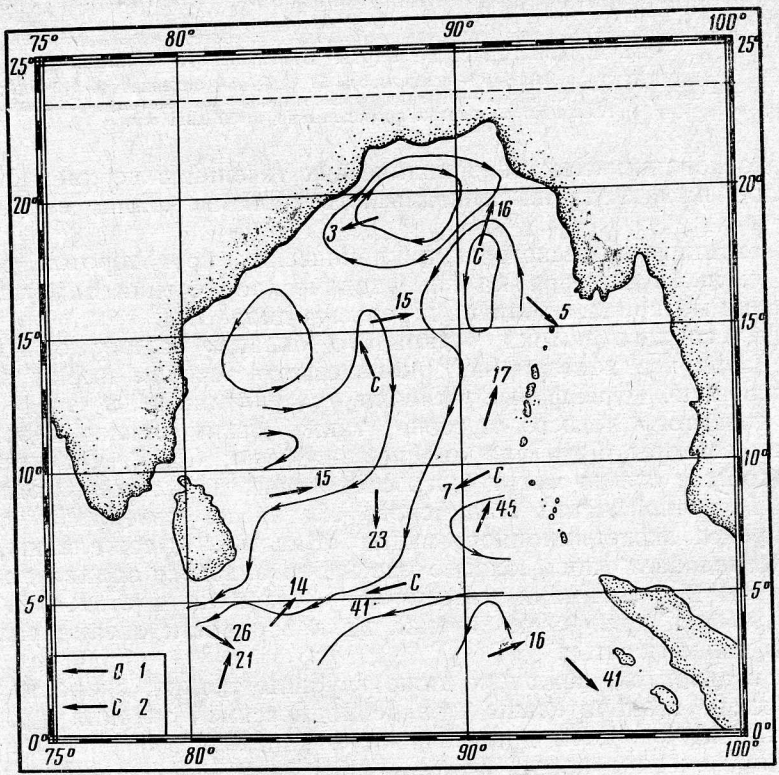
2) муссонного потока «открытого океана» к югу от 10° с. ш. В этой зоне все векторы неперриодического течения имеют западную составляющую. Дрейфовые течения, рассчитанные в этой зоне во время развитого летнего муссона, также были близки к зональным и все их векторы были направлены на восток (А. В. Фомичев, 1965).

Подобные схемы могут быть составлены для сезона летнего муссона в восточной части Индийского океана по материалам тридцать пятого рейса экспедиционного судна «Витязь». К сожалению, в этом рейсе исследовали лишь южную часть Бенгальского залива до 13° с. ш. Результаты динамических расчетов опубликованы в статье В. Г. Неймана (1963), а дрейфовые течения на поверхности океана рассчитаны автором данной статьи.

На горизонтах, лежащих ниже глубины трения, скорости дрейфовых течений незначительны и неперриодические течения достаточно полно характеризуются динамическими картами. На рис. 5 представлены динамические карты Бенгальского залива на поверхностях 150,



а



б

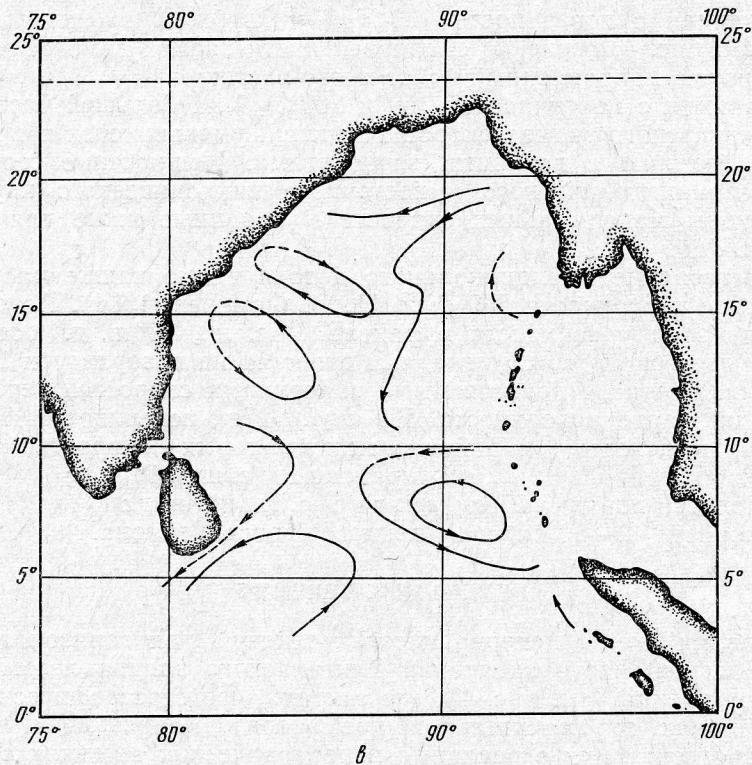


Рис. 5. Динамические карты Бенгальского залива на горизонтах ниже глубины трения:
a — поверхность 150 дцб; *б* — поверхность 200 дцб; *в* — поверхность 1000 дцб.
 Обозначения те же, что на рис. 4. Изолинии на картах *a* и *б* проведены через 50 дин. мм, на карте *в* через 25 дин. мм.

200 и 1000 дцб. Все динамические расчеты в Бенгальском заливе велись от отсчетной поверхности 2000 дцб. На динамических картах поверхностей 150 и 200 дцб заметны круговороты, выделенные в верхнем 100-метровом слое. Максимумы скорости порядка 40 см/сек на поверхности 150 дцб и 30 см/сек на поверхности 200 дцб отмечаются в одном районе (18—20° с. ш., 90° в. д.) — на восточной периферии антициклонического круговорота и далее по западному краю восточного циклонического круговорота. В средней части Бенгальского залива на динамических картах поверхностей 150 и 200 дцб виден меридиональный поток, направленный на юг. Скорости потока на обеих поверхностях приблизительно одинаковы (около 10 см/сек на 10° с. ш.).

Южнее Цейлона течение направлено на запад и юго-запад. На 5° с. ш. его скорость составляет около 65 см/сек. На глубинах 100—200 м система геострофической циркуляции с глубиной изменяется, что, по-видимому, связано с залеганием в этом слое границы так называемого верхнего термоклина. Изменения циркуляции с глубиной выражаются в следующем:

1) центр западного циклонического круговорота на поверхностях 150, 200 и 500 дцб смещен к юго-западу относительно лежащих выше поверхностей. На поверхности 1000 дцб смещен до 15—17° с. ш., 83—87° в. д. антициклонический круговорот, а западная циклоническая циркуляция происходит против Коромандельского берега (12—15° с. ш.);

2) начиная с поверхности 100 *дцб* и глубже на динамических картах (см. рис. 4, в, рис. 5) в средней части залива заметен меридиональный поток, направленный на юг и юго-восток;

3) начиная с поверхностей 150 и 200 *дцб* на большей части акватории Бенгальского залива скорости течений уменьшаются в несколько раз по сравнению с верхними горизонтами. Исключение составляют области антициклонического и восточного циклонического круговоротов и районы максимальных скоростей, указанные ниже для поверхности 1000 *дцб*.

Существование меридионального потока видно также на динамической карте поверхности 500 *дцб* (А. В. Фомичев, 1964). Но скорость течения на этой поверхности в районе 6° с. ш., 90° в. д. более чем вдвое меньше (около 10 *см/сек*), чем скорость на поверхности 1000 *дцб*. Два других района с повышенными значениями скоростей течений заметны и на карте поверхности 500 *дцб*. На поверхности 1000 *дцб* (рис. 5, в) выделены три района максимальных скоростей течений:

- 1) скорости около 10 *см/сек* в районе 19° с. ш., 91° в. д.;
- 2) скорости порядка 25 *см/сек* на 6° с. ш., 90° в. д.;
- 3) скорости 40—50 *см/сек* у южного берега Цейлона.

ГЛУБИННЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Составляя схемы непериодических течений для горизонтов, которые на большей части акватории Бенгальского залива лежат в пределах слоя трения (см. рис. 4), мы считали, что геострофические течения в районах со значительной дрейфовой составляющей не дают полного представления о реальных непериодических течениях в океане. Однако и глубже слоя трения скорости течений, полученные динамическим методом, нельзя считать абсолютными. Как показали проводившиеся с начала МГГ инструментальные наблюдения над течениями на глубинах нескольких тысяч метров (которые обычно используются в качестве отсчетных поверхностей для динамических расчетов), часто не наблюдается зоны отсутствия движения. Скорости глубинных течений часто достигают порядка скоростей поверхностных течений.

В данной работе измеренные скорости на глубине отсчетной поверхности и на больших глубинах не учитывались, поскольку скорости течений на этих глубинах испытывают значительные флюктуации даже за отрезки времени порядка нескольких часов и менее. Кроме того, на измеренных полях глубинных течений не обнаруживалось тенденции постепенного уменьшения скорости с глубиной, обычно получаемого при динамических расчетах на глубинах 1000 м и более.

Картина, близкая к вертикальному распределению скоростей геострофических течений, позволила бы, по нашему мнению, отождествить измеренные течения на глубине нулевой поверхности с геострофическими и сложить их со скоростями, полученными динамическим методом. На горизонте 2000 м были измерены скорости от 0 до 10—25 *см/сек*. На глубине 3000 м скорости колебались в пределах от 0 до 12 *см/сек*; средние скорости течения на глубине 4000 м были 5—8 *см/сек*, а на глубине 5000 м скорость в среднем была несколько больше, чем на горизонте 4000 м.

Учитывая усовершенствование за последнее десятилетие методики и средств регистрации движения воды, и суммарного сноса судна во время наблюдений, полученные величины скоростей течений на больших глубинах могут считаться абсолютными. Успех дальнейшего исследования этого вопроса, имеющего большое значение для понимания

природы течений в пределах бароклинного слоя моря и вне его, вероятно, определяется изучением вопроса о силах, вызывающих глубинные течения. Ведь в настоящее время многие измеренные большие скорости глубинных течений не могут быть интерпретированы как результат действия конвективно-градиентных, дрейфовых сил или как придонные течения. Описанию природы глубинных течений посвящены работы Рейда (J. L. Reid, 1962), Наннити и других (T. Nanniti, H. Akamatsu, T. Nakai, K. Fujii, 1964). Согласно Рейду, пульсации скорости, объясняемые инерционным вращением под действием суточного прилива, могут наблюдаться в открытом океане на широте около 30° . На расстояниях по широте $4-8^\circ$ к полюсу от 30° и в сторону экватора от 7° инерционное вращение не наблюдается или имеет скорости, значительно меньшие, чем на 30° широты. Таким образом, глубинные течения в Бенгальском заливе не могут быть объяснены на основе положения работы Рейда.

Б. А. Тареев (1962), оценивая меридиональный перенос в глубинах антарктического кольца вод, пришел к выводу, что «существование значительного меридионального переноса придонных вод, по-видимому, не должно вызывать сомнений, хотя и не найдено достаточно удовлетворительной теоретической модели».

Для изучения продуктивности океана исследование глубинных течений представляет интерес с различных точек зрения:

1) изучение природы глубинных течений дает возможность составить правильное представление о течениях на поверхности и на промежуточных горизонтах;

2) вертикальное распределение биогенных элементов (например, фосфатов, а из растворенных в морской воде газов — кислорода) указывает, что перенос и обмен химических элементов и соединений в толще моря совпадает с основными путями переноса вод (или выделенных конкретных водных масс) и проявляется в распределении химических элементов до глубины нескольких тысяч метров.

ПОКАЗАТЕЛИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Для изучения продуктивности и установления промысловой ценности моря большое значение имеет выделение зон гидрологических фронтов и «очагов» подъема и опускания вод. Отдельные, чисто качественные, соображения о положении районов подъема и опускания возникли после построения динамических карт и схем непериодических течений. В северной части Бенгальского залива на динамических картах (см. рис. 4) выделяются два циклонических круговорота, являющиеся зонами подъема вод (рис. 6). Существование зоны опускания, выделенной южнее устья Ганга, вытекает из условий неразрывности. Действительно, если функционируют два обширных района подъема вод, то должен существовать и заметный очаг опускания вод.

Лафонд в работе «О подъеме и опускании вод, омывающих восточное побережье Индии» указывает, что февраль является месяцем интенсивного подъема. Исходя из соображений о распределении ветра во время северо-восточного муссона, Лафонд (1962) пришел к заключению, что зоны наиболее интенсивного подъема вод должны находиться у северных и восточных берегов. В районе восточного циклонического круговорота, судя по градиентам плотности и положению у восточного берега Бенгальского залива, должен наблюдаться более интенсивный суммарный подъем, вызванный поперечной циркуляцией в течении и действием сгонных ветров.

Если в областях круговоротов наиболее четкие общие представления о распределении районов подъема и опускания вод можно получить из особенностей циркуляции на динамических картах, то южнее 14° с. ш. детали вертикальной циркуляции наиболее удобно проследить по схемам неперiodических течений Бенгальского залива (см. рис. 3). Их можно рассматривать как показатель суммарного действия ветра и поперечной циркуляции в океанских течениях.

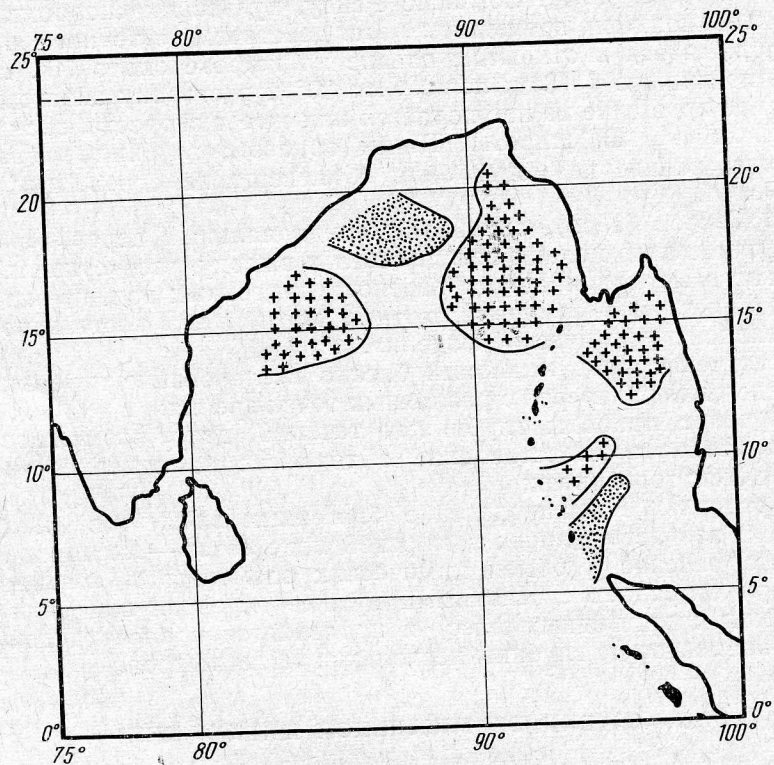


Рис. 6. Зоны предполагаемого подъема (+++) и опускания (...) вод, выделенные по характеру геострофической циркуляции.

На поверхности Бенгальского залива конвергенция, возникающая в северном полушарии под действием поперечной циркуляции на правых краях течений, выделяется примерно на 10° с. ш. (см. рис. 3, а).

Обращает на себя внимание чередование зон опускания и подъема: антициклон — циклоны — конвергенция на 10° с. ш. Можно предполагать, что антициклонический круговорот в северной части Бенгальского залива и конвергенция в районе 10° с. ш. существуют в виде компенсации на перифериях двух районов подъема вод (циклонические круговороты). Положение конвергенции сохраняется на горизонтах 50 м и 100 м (см. рис. 3, б и в). На поверхностях 150 и 200 дцб, лежащих ниже глубины трения, конвергенция сохраняется в западной части залива примерно до 85° в. д.

В южной части Бенгальского залива ниже глубины трения, на поверхности 200 дцб, хорошо выделяется дивергенция в районе $3-5^\circ$ с. ш., $85-90^\circ$ в. д. Однако на меньших глубинах указаний на дивергенцию в этом районе нет ни на картах неперiodических течений, ни на динамических картах (А. В. Фомичев, 1963). Увеличение скорости течений

южнее Цейлона, особенно заметное на карте непериодических течений на поверхности океана (см. рис. 3, а), служит косвенным указанием опускания вод. Возможно, район опускания простирается до конвергенции у левого края экваториального противотечения, южнее Цейлона, обычно проходящего около 1° ю. ш.

Следует указать, что выделенные районы подъема и опускания, а также конвергенция на 10° с. ш. имеют более локальный характер и, вероятно, менее устойчивы в смысле сохранения размеров и положения, чем гидрологические фронты «климатического» типа, являющиеся границами географических зон в океане. Можно лишь предполагать, что выделенные циклонические круговороты и связанные с ними зоны подъема вод, обеспечивающие принос биогенных элементов, существуют в течение большей части сезона зимнего муссона.

Схема вертикальной циркуляции в Андаманском море в принципе одинакова для всех горизонтов в слое 0—100 м. Наиболее характерна вытянутая линейно с юго-запада на северо-восток, от о. Большой Никобар к 12° с. ш. и 98° в. д. зона опускания (конвергенции). Северная часть моря, а также акватории, прилегающие к проливам Андаманских и Никобарских о-вов с востока, — районы подъема. В средней части пролива Десятого Градуса выделяется конвергенция. На схеме вертикальной циркуляции вод (см. рис. 6) показаны районы интенсивного подъема и наиболее достоверно выделенная юго-западная часть конвергенции в Андаманском море. Черты конвергенции сохраняются на поверхности 500 дцб (см. рис. 8, б).

По данным Ю. Г. Кабановой (1964), первичная продукция в Бенгальском заливе не превышала 100 мг С/м² в день. Два небольших «пятна» со значениями первичной продукции свыше 100 мг С/м² в день находятся в выделенных западной (ст. 4927, 4930) и восточной (ст. 4963) зонах подъема. Ст. 4931, на которой также наблюдалось повышенное по сравнению с остальной частью Бенгальского залива содержание первичной продукции, находится на периферии зоны опускания.

Показатели уловов (В. М. Наумов, 1961) в зимний сезон 1959/60 г. относятся к восточному побережью Индии (17°30'—20°40' с. ш.) в районе намеченного опускания вод. Максимальный улов в феврале достигал 1696 кг рыбы (565 кг на час траления). Средний улов за февраль 1960 г. составляет 578 кг (253 кг на час траления)*.

К сожалению, мы не располагаем данными об уловах индийских рыбаков во время наблюдений «Витязя» и данными об уловах в других динамических зонах северной части Бенгальского залива.

Для изучения циркуляции вод Бенгальского залива в связи со степенью их продуктивности в первую очередь важны следующие вопросы:

- 1) детальные океанографические съемки района, лежащего к югу от устья Ганга;
- 2) построение схем циркуляции, основывающихся на типизации барических полей, а по мере накопления океанологических данных — и полей плотности океанской воды; построение таких схем возможно лишь при изучении всех сезонов и их временных границ;
- 3) изучение меридионального переноса даст ключ к выяснению пределов распространения различных типов вод;
- 4) изучение глубинных течений;

* Средние цифры подсчитаны автором данной статьи.

5) в прибрежных районах может быть перспективным приложение к ним теории прибрежной циркуляции;

6) расчет вертикальной циркуляции, вызванной ветром и распределением плотности, и ее связи с первичной продукцией, планктоном и уловами рыбы.

О ТЕЧЕНИЯХ И ВОДООБМЕНЕ АНДАМАНСКОГО МОРЯ

Небольшое по размерам (около 800 тыс. км²) Андаманское море обладает, по классификации Н. Н. Зубова (1956 г.), обоими признаками моря, т. е. отделено порогом и имеет свои характерные черты гидрологического режима. Одной из таких черт является циркуляция.

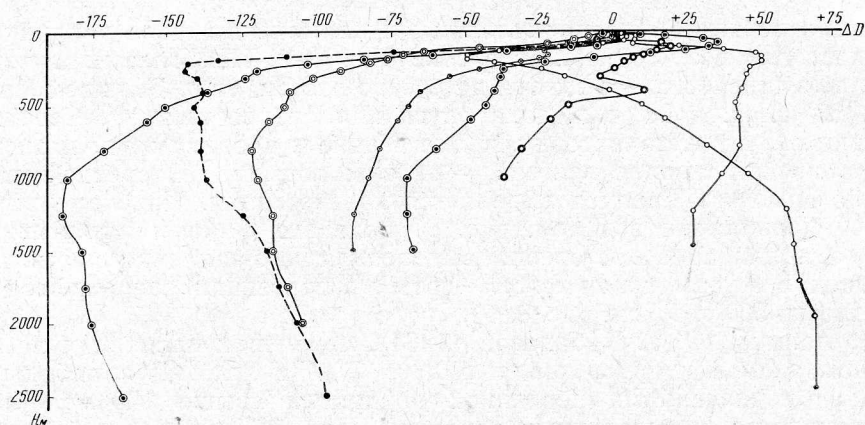


Рис. 7. Кривые разностей динамических глубин для определения нулевой поверхности по методу Дефанга.

Тесно связанное с Бенгальским заливом Андаманское море обладает сравнительно большой амплитудой колебания солености в зависимости от места и времени. Летом под влиянием материкового стока соленость в северной части моря достигает 20‰, а в юго-западной — 33‰. Зимой с севера на юго-запад соленость меняется от 31,8 до 33‰. Наиболее высокая соленость у архипелагов и в проливах в октябре — феврале (33—33,9‰). В западной части моря есть глубины 3000—4000 м, но изменения солености и температуры заметны до глубины 1500 м. Характеристика температуры и солености дается здесь потому, что для суждения о циркуляции вод Андаманского моря в данной работе в основном был использован динамический метод. Наблюдения проводились в конце периода зимнего муссона, который длится почти половину года, и полученные результаты можно считать характерными для этого периода.

Распределение температуры и солености и максимальные глубины проливов порядка 1500 м наводили на мысль о целесообразности выбора отсчетной поверхности 1500 дцб для динамических расчетов на акватории Андаманского моря. Исследование нулевой поверхности по способу Дефанга для восьми пар станций (рис. 7) подтвердило это предположение. Динамические карты (рис. 8) построены для поверхностей 0, 50, 100 и 500 дцб.

Циклонический круговорот южнее и восточнее пролива Десятого Градуса виден на картах 0, 50 и 100 дцб. Северная периферия цирку-

ляции занимает южную часть пролива Десятого Градуса. На динамической карте поверхности 500 дцб эта циркуляция не заметна.

Две другие циклонические циркуляции «угадываются» в северной части моря, прилегающей к устьям Иравати и Салуэна, и к югу от 8° с. ш. В работе Лафонда (E. C. Lafond, 1962) есть указание на воз-

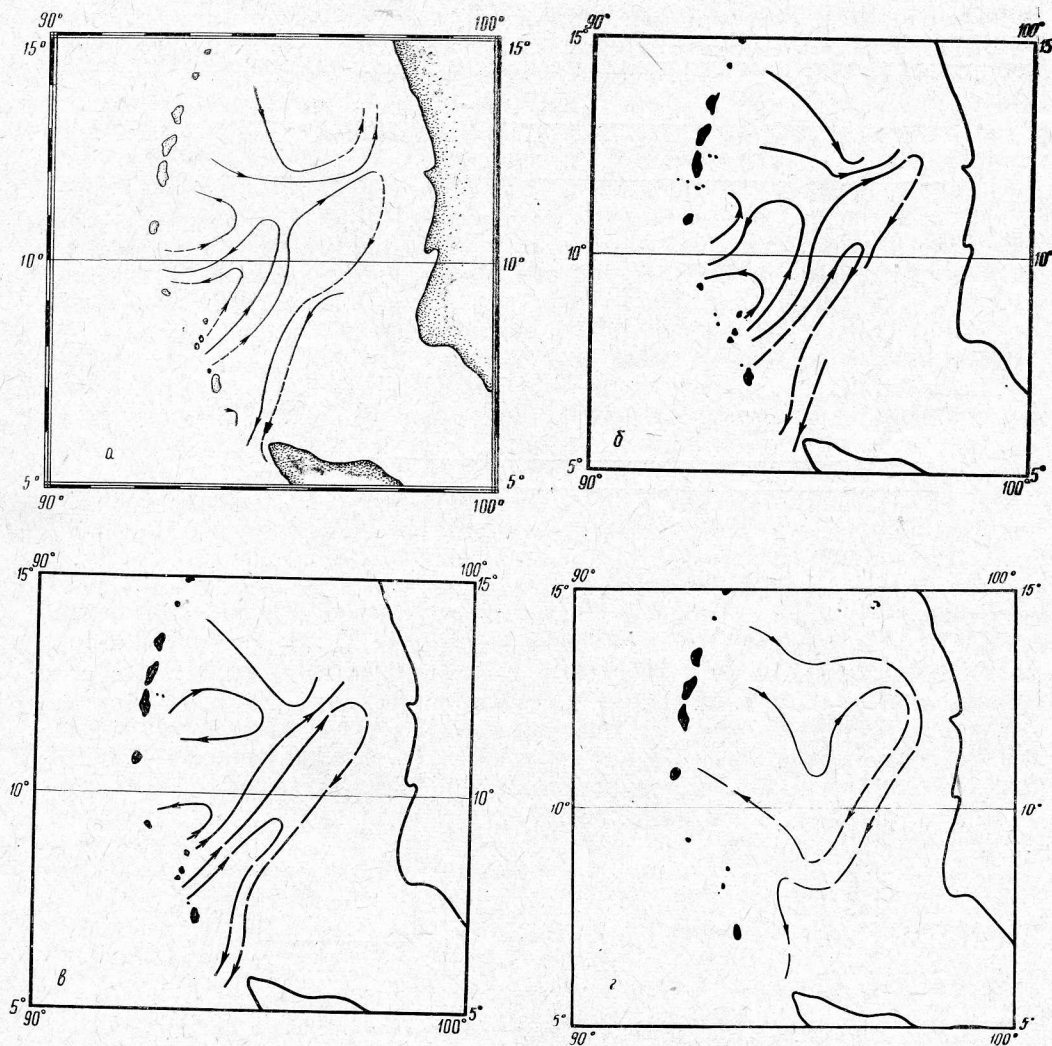


Рис. 8. Динамические карты Андаманского моря:

a — поверхность океана; *b* — поверхность 50 дцб; *в* — поверхность 100 дцб; *г* — поверхность 500 дцб.
Изолинии проведены через 50 дин. мм.

можность существования циклонической циркуляции в последнем из отмеченных районов. Исходя из общих соображений о распределении ветра в период зимнего муссона, Лафонд выделяет район прибрежного подъема в южной части моря. Поскольку используемые нами наблюдения проводились, как указано ниже, в период зимнего муссона, вероятно, можно принимать в расчет зимнюю схему в работе Лафонда (1962).

Сочетание указанных выше элементов общей системы циркуляции в Андаманском море приводит к четко обозначившемуся на всех четы-

рех динамических карт «хребту» динамического рельефа, пересекающему среднюю часть моря с юго-запада на северо-восток.

В проливе к северу от о. Большой Никобар, несмотря на отсутствие станций непосредственно в проливе, заметен (исходя из особенностей геострофической циркуляции в открытой части Андаманского моря) перенос вод из Бенгальского залива на северо-восток, в Андаманское море. Тенденция выноса вод из Андаманского моря через Никобарский пролив заметна также на всех четырех динамических картах.

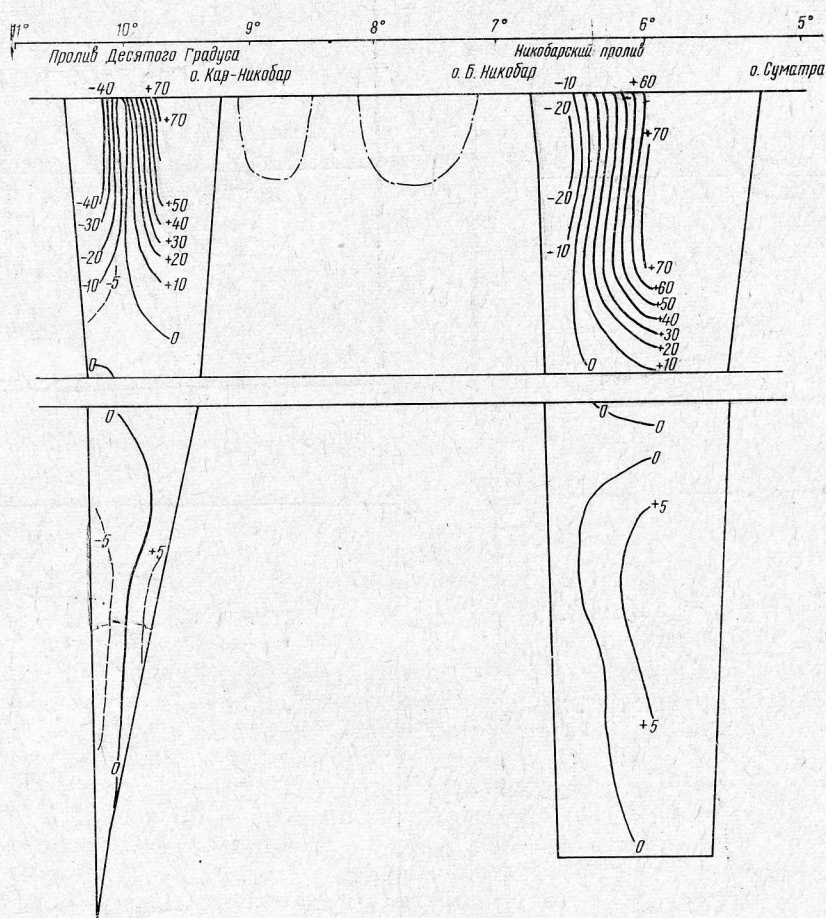


Рис. 9. Разрезы распределения скоростей течений в проливах Десятого Градуса и Никобарском. Цифры указывают скорости в см/сек. Знак «+» означает перенос воды на запад, «—» на восток.

Бассейн Андаманского моря сообщается с окружающими водами через проливы Северный и Южный Препарис, пролив Десятого Градуса, Никобарский пролив и Малаккский пролив. Рассматриваемые материалы наблюдений относятся к проливам Десятого Градуса и Никобарскому. К сожалению, нет наблюдений по проливам Северный и Южный Препарис и по пространству между берегами Бирмы и Андаманскими островами. Расходами через Малаккский пролив ввиду его узости и мелководности (около 50 м) в южной части, безусловно, можно пренебречь.

Приведенное на схематическом разрезе (рис. 9) распределение скоростей течений получено по данным динамических расчетов. По рас-

пределению изотак на поверхности океана проливы Десятого Градуса и Никобарский следует отнести к типу проливов с водообменом в горизонтальной плоскости (Н. Н. Зубов, 1956). В северных частях обоих проливов в пределах верхних 150—200 м динамические расчеты показали перенос на восток, а в южных частях проливов перенос на запад.

В Никобарском проливе перенос к юго-западу на большей части сечения пролива подтверждается направлением измеренного течения в южной его части, у берегов Суматры, на горизонтах 50, 200 и 500 м. Перенос на запад в Никобарском проливе показан также и на месячных картах поверхностных течений Лоции Бенгальского залива и Немецкой лоции (Handbuch für das Bengalische Meer, 1941). На глубинах 200—300 м в Никобарском проливе находится область относительно низких (не более 7 см/сек) и нулевых скоростей. На больших глубинах скорости в южной части пролива возрастают до 9 см/сек. Знак скорости течения на всем сечении пролива не меняется по вертикали, а нулевая изотаха занимает положение, близкое к вертикальному. Эти признаки указывают на водообмен Никобарского пролива в горизонтальной плоскости.

Более сложное распределение скоростей течений на глубинах получено в проливе Десятого Градуса. В этом проливе на глубинах 200—400 м, так же как и в Никобарском проливе, находится область низких скоростей. Но в этой области знаки скоростей течения и направление потоков меняются на обратные.

Расчитанные динамическим методом скорости течений послужили основой для расчета расходов воды. В расчете расходов в табл. 4 и 5 применяются термины «суммарный расход воды» и «общий перенос воды». Под суммарным расходом воды понимается результирующий перенос в слое от отсчетной поверхности для динамических расчетов до свободной поверхности океана. Общий перенос воды получен путем сложения (без учета знаков), рассчитанного отдельно переноса воды на север и на юг (для широтных разрезов) или сложения величин переноса воды на запад и восток (на меридионально ориентированных разрезах в проливах). Расходы рассчитаны всего на шести разрезах. Четыре разреза пересекают открытую часть Андаманского моря, из них три — по широте (в северной части моря около 12° с. ш. и около 9° с. ш.).

Таблица 4

Расходы воды на широтных разрезах в Андаманском море по данным тридцать третьего рейса экспедиционного судна «Витязь»

Разрезы (положение станций см. рис. 11)	Суммарный расход, км ³ /ч	Общий перенос воды, км ³ /ч	Перенос на юг		Перенос на север	
			км ³ /ч	% общего переноса	км ³ /ч	% общего переноса
В северной части моря (ст. 4964—4968)	-69,0	76,6	+3,8	5	-72,8	95
Около 12° с. ш. (ст. 4970—4968)	-10,4	65,4	+27,5	42	-37,9	58
Около 9° с. ш. (ст. 4973—4977)	-1,8	165,8	+82,0	50	-83,8	50
От центральной части моря к Никобарскому проливу (ст. 4977, 4978, 4980) . .	-20,4	165,2	72,4	44	-92,8	56

Примечание. «-» — перенос на север; «+» — перенос на юг.

Таблица 5

Расходы воды на меридиональных разрезах в Андаманском море

Разрезы	Суммарный расход, км ³ /ч	Общий перенос воды, км ³ /ч	Перенос на запад		Перенос на восток	
			км ³ /ч	% общего переноса	км ³ /ч	% общего переноса
В проливе Десятого Градуса (ст. 4971—4973)	—3,7	48,0	+22,4	47	—25,6	53
В Никобарском проливе (ст. 4979—4981)	+61,9	82,1	+72,0	88	—10,1	12

Примечание. «+» — перенос на запад; «-» — перенос на восток.

Гидрологические наблюдения в Андаманском море проводились по общим представлениям (см. например, Лоцию Бенгальского залива) в самом начале периода перестройки от зимних муссонных полей к

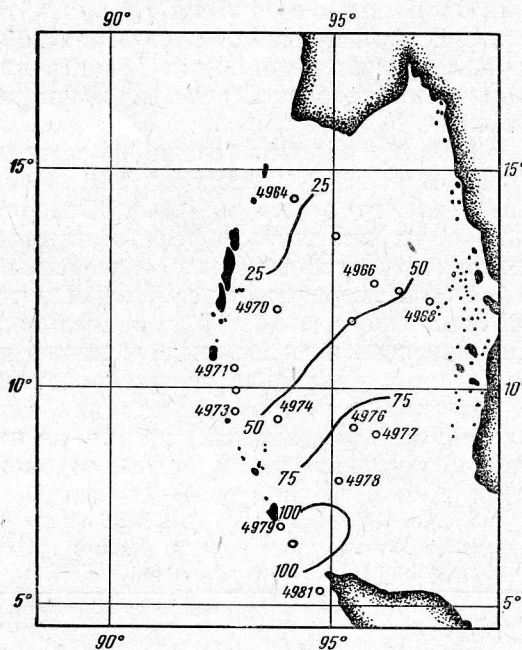


Рис. 10. Карта глубины трения и положения гидрологических станций в Андаманском море.

летнему распределению или в конце периода зимнего муссона (1—9 марта 1961 г.). Наблюдения на «Витязе» в Сомалийском течении осенью 1960 г. (А. В. Фомичев, 1964) показали, что при полностью перестроившемся по зимней схеме и сравнительно устойчивом поле ветра в зимнем муссоне Сомалийское течение сохранило летнее направление потока на север. При этом измеренные скорости Сомалийского течения вдвое и более превышали скорости, указанные на летней схеме циркуляции в Морском атласе. На основании этого факта мы считаем, что инерция системы муссонной циркуляции в Индийском океане больше, чем это указано в навигационных пособиях. Можно предполагать, что запаздывание в полном приспособлении системы течений к ветру в период зимнего муссона достигает значительного срока, возможно равного двум-трем естественно-синоптическим периодам (около 20 суток). Поэтому мы считаем, что исследования в Андаманском море проходили в конце периода зимнего муссона. Во время наблюдений амплитуда колебаний большей части средних суточных скоростей ветра была в пределах 1,5 м/сек. Максимальная амплитуда равна 3,6 м/сек (от 1,3 м/сек до 4,9 м/сек). Учитывая краткость периода исследований (9 суток) и устойчивость ветра, можно считать гидрологическую съемку в Андаманском море синхронной.

При допущении о синхронности съемки были рассчитаны глубины

слоя трения D и составлена карта (рис. 10). Результаты расчета приведены в табл. 6.

Учитывая, что глубина слоя трения в среднем равна около 50 м, а скорости ветра — около 3 м/сек, при расчете расходов не учитывался дрейфовый перенос в слое трения.

Из сравнения объемов переноса воды через проливы Никобарский и Десятого Градуса на запад и на восток (соответственно 95 и 35 км³/ч) можно сделать вывод о сохранении в первой декаде марта системы циркуляции, характерной для сезона зимнего муссона. В проливах Северный и Южный Препарис и в Малаккском проливе можно предполагать существование потоков в Андаманском море, компенсирующих перенос на запад через Никобарский пролив и пролив Десятого Градуса. Действительно, движение вод на восток в прилегающей к проливам Северный и Южный Препарис северной части

Таблица 6
Глубины слоя трения в Андаманском море

Станции	D , м	Станции	D , м
4964	20	4972	31
4965	47	4973	32
4966	48	4974	61
4967	48	4976	80
4968	61	4977	80
4968	50	4978	86
4970	28	4979	112
4971	31	4980	123
		4981	78

Андаманского моря отчетливо видно по всем динамическим картам (см. рис. 8) и по картам неперидических течений (рис. 11).

Карты неперидических течений Андаманского моря построены по методике, описанной при рассмотрении течений в Бенгальском заливе. Карты можно рассматривать как общие схемы циркуляции в Андаманском море во время развитого зимнего муссона. Схемы хорошо согласуются между собой и характеризуются следующими особенностями:

1) в северной части Андаманского моря на всех горизонтах до глубины 100 м неперидические течения направлены на юго-восток и восток; 2) южнее 10° с. ш. по восточной периферии Андаманского моря и в проливах течения направлены на юго-запад и запад; в средней части моря в этих широтах течение направлено на северо-восток.

Ограниченность наблюдений не позволяет рассмотреть условия прибрежной циркуляции в Андаманском море. В целом скорости неперидических течений в Андаманском море значительно выше скоростей, полученных в Бенгальском заливе (см. рис. 3).

О выборе значений разности «вода — воздух» при расчете дрейфовых течений по полю атмосферного давления

Кроме использования судовых наблюдений над приземным ветром, можно рассчитывать, дрейфовые течения по горизонтальным градиентам атмосферного давления.

Одним из достоинств расчета приземного ветра по полю давления является возможность типизации барических полей и связанных с ними полей течений. Рассмотрение систем течений, время развития которых примерно равно продолжительности естественно-синоптических периодов в атмосфере, позволяет перейти от средних многолетних и сезонных картин течений к «синоптической океанографии». Развитие одного из двух главных направлений промысловой океанологии — изучения распределения и поведения морских организмов (Г. К. Ижевский, 1961) — связано с развитием «синоптической океанографии».

Методика расчета приземного ветра по горизонтальным градиентам атмосферного давления подробно рассмотрена в работах А. И. Соркиной (1958) и Д. А. Дрогайцева (1954). Величина отклонения приземного ветра от геострофического зависит от состояния атмосферы в нижнем 500-метровом слое. Для характеристики состояния атмосферы А. И. Соркина использует разность температур «вода—воздух».

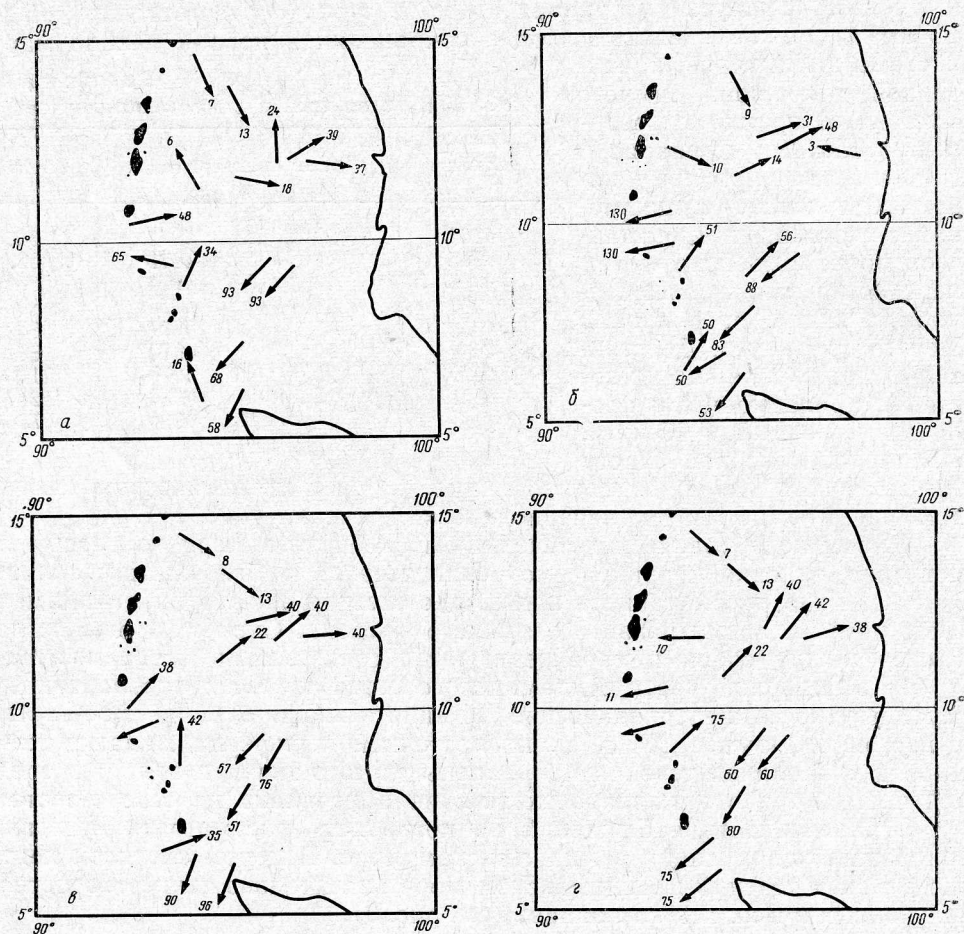


Рис. 11. Непериодические течения в Андаманском море:
 а — поверхность океана; б — горизонт 25 м; в — горизонт 50 м; г — горизонт 100 м.

Метод Д. А. Дрогайцева с большей точностью описывает состояние атмосферы в нижнем 500-метровом слое над морем, но требует детального зондирования этой толщи воздуха в каждом отдельном случае. Поскольку данные зондирования над морем все еще очень редки, не всегда можно получить на их основе средние характеристики состояния атмосферы в условиях различных типов барических полей (в масштабе естественно-синоптических периодов), а особенно в масштабе сезонов или отдельных месяцев конкретных лет.

Цель данной работы — оценить величину ошибки в определении скоростей и направлений приземного ветра в восточной части Индийского океана при использовании разности «вода—воздух», полученной из разовых судовых наблюдений в отдельные сроки. Такая ошибка может возникать при значительном суточном ходе этой разности. При-

земный ветер в данном случае рассматривается как материал для расчета дрейфового течения на поверхности.

Вопрос об этой ошибке не возникает при использовании разности «вода—воздух» в качестве характеристики состояния атмосферы в умеренных и высоких широтах. Выполненные расчеты дрейфовых течений на акватории Южного океана (Б. А. Тареев, А. В. Фомичев, 1963) дали положительные результаты и показали возможность использовать разность «вода—воздух» в антарктической и субантарктической областях в условиях различных синоптических ситуаций. В высоких широтах положительная величина разности «вода—воздух» в большинстве случаев обеспечивается низкой температурой воздуха. Мы хотим также установить, возможны ли подобные расчеты в северной части Индийского океана, если применять поля атмосферного давления за месяцы или сезоны конкретных лет, а разности «вода—воздух» получать, осредняя данные судовых наблюдений за сутки. В тропической и экваториальной зонах Индийского океана, где суточные колебания температуры воздуха приблизительно равны сезонным колебаниям, а иногда даже превышают амплитуду сезонного хода температуры воздуха, фактор суточного хода приобретает особое значение.

Характеристика состояния атмосферы по методу А. И. Соркиной требует довольно детальных и точных (до $0,5^{\circ}\text{C}$, а при некоторых состояниях атмосферы даже до $0,1^{\circ}\text{C}$) данных о разности «вода—воздух». В связи с этим были оценены карты разности «вода—воздух» для августа в Морском атласе и в американском морском климатическом атласе. Следует указать, что в американском атласе большая часть акватории Индийского океана, примерно до 25° ю. ш., попадает между изолиниями $+1^{\circ}$ и -1° (на карте нет нулевой изолинии). Разность «вода—воздух» в подобных пределах может быть отнесена к трем различным градациям состояния атмосферы. Соотношение между градациями состояния атмосферы и разностью температур «вода—воздух» (по А. И. Соркиной) приведено ниже.

Состояние атмосферы	Разность «вода—воздух»
Устойчивое	$< -0,5$
Слабостойчивое	От $-0,5$ до $-0,1$
Равновесное и слабонеустойчивое	От 0 до 2
Неустойчивое	$> 2,0$

На картах Морского атласа изолинии разности «вода—воздух» проведены через меньшие интервалы (1°C). Карта августа значительно отличается от американской в районе южнее Мадагаскара и в экваториальной зоне, где расхождения достигают $2-3^{\circ}$.

Расхождение в величине разности «вода—воздух», равное 3°C , может приводить к противоположным оценкам состояния атмосферы, т. е. по данным одного пособия давать «устойчивое состояние», а по данным другого — неустойчивое, или наоборот. В табл. 7, составлен-

Таблица 7

Величины скорости приземного ветра в зависимости от состояния атмосферы

Градация скорости градиентного ветра	Состояние атмосферы			
	устойчивое	слабостойчивое	равновесное и слабонеустойчивое	неустойчивое
I	100	120	140	160
II	100	138	163	185

ной по данным табл. 16 в работе А. И. Соркиной, показаны расхождения в оценке скорости приземного ветра, возникающие при различной оценке состояния атмосферы. Расхождения выражены в процентах от измеряемой величины; за 100% принята величина скорости при устойчивом состоянии.

В качестве примера рассчитаны также скорости приземного ветра и дрейфового течения (при его расчете по формуле Экмана), если градиентный ветер равен 10 м/сек (табл. 8). В табл. 8 и на рис. 12 римскими цифрами обозначены состояния атмосферы: *I* — устойчивое; *II* — слабоустойчивое; *III* — равновесное и слабонеустойчивое; *IV* — неустойчивое.

Таблица 8

**Зависимость скорости дрейфовых течений
от характеристики состояния атмосферы**

градиентного	Скорости ветра, м/сек			
	приземного			
10	5	6	7	8
широта	скорости дрейфового течения, см/сек			
5°	22	26	30	34
10°	15	18	21	24
15°	13	15	18	20
20°	11	13	15	17
состояния атмосферы	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>

По данным табл. 7 и 8 видно, насколько велика разница в скорости ветра и дрейфового течения, если принимать различные градации состояния атмосферы. Поэтому для расчета полей ветра за отдельные годы лучше брать данные за месяцы или сезоны, входящие в изучаемый отрезок времени.

Естественно, что наблюдения отдельных экспедиций рисуют более детальную картину. Конкретная картина распределения разности «вода—воздух» во время сезона зимнего муссона в Бенгальском заливе (тридцать третий рейс экспедиционного судна «Витязь»), безусловно, отличается от средних значений, данных в Морском атласе и американском климатическом атласе.

На рис. 12 приведены амплитуды суточного хода разности «вода—воздух». В северных частях разрезов амплитуды суточных колебаний невелики и мало отличаются по величине. Закономерности увеличения амплитуды с приближением к берегу на крайних северных частях разрезов не наблюдается. Пики в районе 15° с. ш., по-видимому, были связаны с локальной синоптической обстановкой.

Как видно из рис. 12, амплитуды суточного хода разности «вода—воздух» сильно различаются на 0—10° с. ш. А. И. Соркина указывала на допустимость расчета ветра в районах, удаленных от экватора не менее чем на 10° по долготе. Но необходимо учитывать, что в океанографии при динамических расчетах обычно ограничиваются полосой шириной 2—3° по обе стороны от экватора. Поэтому для составления схем неперiodических течений путем сложения векторов геострофического и дрейфового течений желательно с некоторыми допущениями также распространить расчет дрейфовых течений на районы 3—10° северной и южной широты.

Чтобы исключить влияние суточного хода разности «вода—воздух», значения этой характеристики были осреднены по восьми срокам наблюдений за каждые сутки. Результаты осреднения представлены графически (рис. 13, а). По оси абсцисс отложена географическая широта; по оси ординат — величины разности температур «вода—воздух» (в °С) и пределы градаций состояния атмосферы по классификации

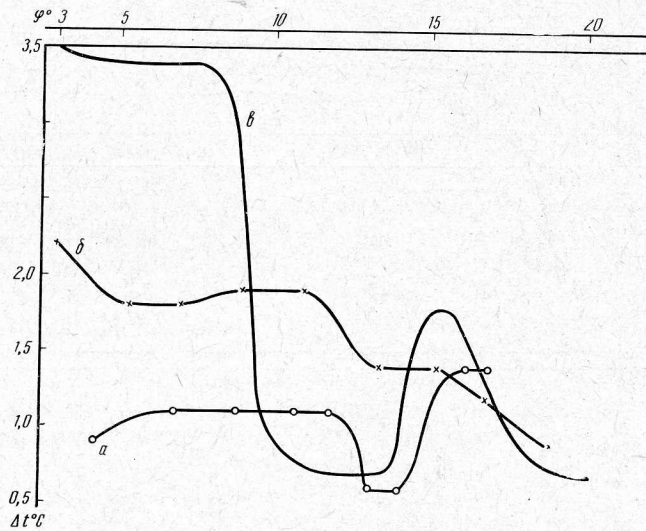


Рис. 12. Амплитуды суточных колебаний разности температур «вода—воздух» в Бенгальском заливе на разрезах:
а — по 83° в. д.; б — по 87° в. д.; в — по 91° в. д.

А. И. Соркиной. Кривые средних суточных значений для разрезов по 83° и 91° в. д. почти полностью лежат в пределах одной градации — «равновесное и слабонеустойчивое состояние». Большой разброс средних суточных значений обнаруживает кривая разреза в центральной части Бенгальского залива (по 87° в. д.). Для сравнения на рис. 13, б и в приведены кривые минимальных и максимальных суточных значений разности «вода—воздух».

Заканчивая рассмотрение особенностей распределения разности «вода — воздух» на экватории Бенгальского залива можно сделать следующие выводы:

1) суточный ход разности температур «вода—воздух» в экваториальной и тропической зонах восточной части Индийского океана может накладывать известные ограничения на использование ее в качестве характеристики состояния атмосферы. Наибольшие амплитуды суточного хода разности «вода — воздух» наблюдаются в зоне 0—10° с. ш. в Бенгальском заливе независимо от долготы;

2) при расчете средних многолетних сезонных или месячных дрейфовых течений по полям атмосферного давления в качестве характеристик состояния атмосферы можно использовать карты разности «вода—воздух» из Морского атласа;

3) для изучения условий циркуляции в отдельные годы желательно использовать в качестве характеристики состояния атмосферы осредненные данные за изучаемый месяц или сезон.

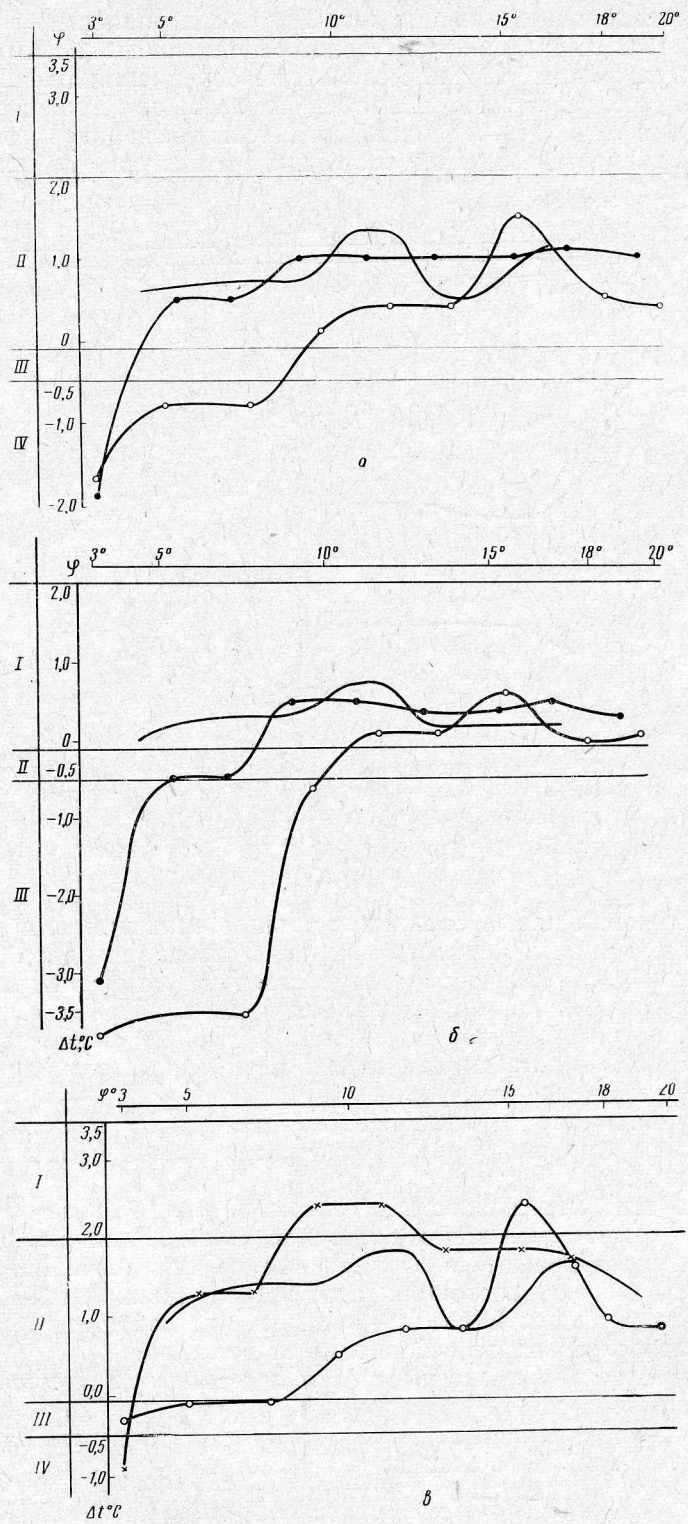


Рис. 13. Распределение разностей температур «вода—воздух» в Бенгальском заливе: *a* — средние значения за сутки; *б* — минимальные значения; *в* — максимальные значения. Обозначения разрезов те же, что на рис. 12.

Заключение

Основная часть акватории Индийского океана охвачена океанологическими наблюдениями, проводившимися в течение двух основных сезонов: зимнего и летнего муссонов.

Представления о сроках и пределах колебаний во времени относительно коротких переходных сезонов значительно менее четки. Но именно в переходные сезоны происходит перестройка барических систем и полей ветра, приводящая к нестационарности и перестройке океанских течений. Возможно, именно в переходные сезоны могут быть выявлены особенности циркуляции и распределения океанологических характеристик, имеющие прогностическое значение и определяющие интенсивность циркуляции в следующий муссонный сезон.

Еще менее ясны масштабы изменений, происходящих в системе океанской циркуляции при синоптических изменениях, особенно таких, как прохождение тропических циклонов различной силы — тропических депрессий и ураганов. Для дальнейшего эффективного изучения синоптической, сезонной и многолетней изменчивости океанской циркуляции и связанных с ней океанологических характеристик необходимы как повторные разрезы и микросъемки, так и разработка системы стандартных разрезов в Индийском океане. Необходимо изучение **интенсивности процессов**, определяющих океанскую циркуляцию, и **пределов их изменения**.

ЛИТЕРАТУРА

- Дитрих Г., Калле К. Общее мореведение. Л., Гидрометеиздат, 1961.
- Дрогайцев Д. А. Построение поля ветра над морем. Труды ИОАН. Т. IX, 1954.
- Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., Географгиз, 1956.
- Иванов Ю. А. Горизонтальная циркуляция вод Индийского сектора Антарктики. «Океанологические исследования», № 3. АН СССР. М., 1961.
- Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. М., Пищепромиздат, 1961.
- Кабанова Ю. Г. Первичная продукция и содержание биогенных элементов в воде Индийского океана в октябре — апреле 1960—1961 гг. Труды ИОАН. Т. 64, 1964.
- Лоция Бенгальского залива. Издание Гидрографического управления ВМС, 1956.
- Лукьянов В. В., Нефедьев В. П., Романов Ю. А. О схеме течений на поверхности Индийского океана в период зимнего муссона. «Океанологические исследования», № 5, АН СССР, М., 1962.
- Морской атлас. Т. II. Издание Главного штаба ВМС, 1953.
- Нейман В. Г. Циркуляция вод северо-восточной части Индийского океана в период летнего муссона. Океанология. Т. III. Вып. 3, 1963.
- Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов. Труды ГОИН. Вып. 44, 1958.
- Сысоев Н. Н. О «методе различия» измерения течений в океане. Бюллетень Океанографической комиссии, № 8, 1961.
- Тареев Б. А., Фомичев А. В. О поверхностных течениях Южного океана. «Океанологические исследования», № 8. Академиздат, 1963.
- Фомичев А. В. Исследования течений северной части Индийского океана. Труды ИОАН. Т. 64, 1964.
- Фомичев А. В. Об использовании судовых метеорологических наблюдений для косвенного изучения течений. Труды ВНИРО. Т. 57, 1965.
- La Fond, E. C. Marine meteorology and its relation to organic production in South—East Asian waters. J. Mar. Biolog. Ass. India. Vol. IV, N 1, June, 1962.
- La Fond, E. C. On upwelling and sinking off the East Coast of India. Andhra Univ. Memoirs in Oceanography. Vol. I, N 49, 1954.
- Handbuch für das Bengalische Meer, 1941.
- Nanniti T., Akamatsu H., Nakai T., Fujii K. An observation of a deep current in the Southern East Sea of Tori Shima. Oceanogr. Mag. Vol. 15, N 2, Jan. 1964.
- Reid J. L. Observations of inertial rotation and inertial waves. Deep—Sea Res. Vol. 9, 1962.