



# **Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана и атмосферы**

**А. Л. Бондаренко**

**Москва**

# **Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана и атмосферы**

**А. Л. Бондаренко**

*Посвящается преподавателям кафедры  
Океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова  
Н.Н. Зубову, А.Д. Добровольскому,  
О.И. Мамаеву*

## Оглавление

Предисловие.....	4
Глава I. Общие представления о течениях Мирового океана. Схемы течений.....	11
Глава II. Представления о природе течений океанов и морей, их параметрах и свойствах.....	24
Глава III. Формирование крупномасштабных течений долгопериодными волнами. Экспериментальные исследования.....	32
Глава IV. Долгопериодные волны океанов и морей.....	41
Глава V. Инерционные волны. Экспериментальные исследования.....	53
Глава VI. Основные закономерности формирования крупномасштабных течений на примере Гольфстрима.....	57
Глава VII. Формирование противотечений в океанах и морях.....	68
Гл VIII. Основные закономерности поступления в Северный Ледовитый океан тёплых вод Атлантики. Куда течёт Гольфстрим?.....	70
Глава IX. Что собой представляют океанские течения, движения воды.....	73
Глава X. Формирование термохалинных аномалий в океанах и морях.....	80
Глава XI. Закономерности формирования апвеллинга–даунвеллинга в прибрежной зоне моря. Экспериментальные исследования.....	89
Глава XII. Представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья....	93
Глава XIII. Основы динамики океана и атмосферы: общее и различия. Причины аномально жаркого лета в России и дождливого в Пакистане в 2010 г. ...	104
Глава XIV. Основные закономерности формирования атмосферных вихрей.....	110
Глава XV. Тепловое взаимодействие океана и атмосферы.....	118
Глава XVI. Формирование глобальной циркуляции атмосферы: концепция общепринятая и авторская.....	120
Глава XVII. Формирование динамики вод Мирового океана долгопериодными волнами и их влиянии на погоду и климат Земли.....	128
Глава XVIII. Формирование динамики вод замкнутых морей и озёр долгопериодными волнами солитонами.....	133
Глава XIX. О течениях и долгопериодных волнах Мирового океана, их измерении (лекция на “Морские семинары” МГУ).....	142
Глава XX. О течениях, долгопериодных волнах Мирового океана и о формировании ими водных масс (лекция на “Морские семинары” МГУ).....	160
Глава XXI. Об измерениях течений Мирового океана (лекция на “Морские семинары” МГУ, Бондаренко А.Л.) .....	169
Заключение.....	172
Литература.....	173

“Эти наблюдения привели к коренному пересмотру динамики океана, обнаружив существенную изменчивость динамики вод, что весьма резко расходится с существующими теоретическими концепциями. Настоящий этап в исследованиях можно назвать волновым”. (С.С. Лаппо, 1979 г).

“В январе 2003 года группа исследователей, работающая с установкой LEPS на японском накопителе SPring-8, опубликовала результаты поиска экзотической частицы Z+. Частица была найдена! И более того, она была найдена именно там, где ее предсказывали солитонные модели устройства барионов. Если выяснится, что это не случайное совпадение, то нам придется сделать вывод, что вся материя вокруг нас - и мы сами! - состоим из сплошных солитонов!” [WWW.astronet.ru/db/msg/1188217](http://WWW.astronet.ru/db/msg/1188217)

Смысл эпиграфов станет ясен по мере прочтения монографии (Автор).

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В монографии приводятся исследования явлений, процессов, определяющих крупномасштабную динамику океана и атмосферы, т.е. движений воды, течений и воздуха, ветра. ***По результатам этих исследований автором монографии разработана концепция, согласно которой почти вся динамика Мирового океана, формируется океаническими долгопериодными волнами, которые следует отнести к океаническим волнам солитонам, а глобальная динамика атмосферы формируется атмосферными долгопериодными волнами, которые следует отнести к атмосферным волнам солитонам. Локальная динамика атмосферы формируется океаническими волнами солитонами в режиме теплового взаимодействия океана и атмосферы, а также различий температуры воздуха в пространстве, в основном обусловленных атмосферными и океаническими волнами солитонами. Так, что практически вся динамика Мирового океана и атмосферы формируется океаническими и атмосферными волнами солитонами.*** Следует пояснить. Долгопериодные волны океана и атмосферы принято относить к волнам Россби, но, как показывают исследования автора монографии, их следует отнести к волнам солитонам. Мировой океан и атмосфера полностью заполнены долгопериодными океаническими и атмосферными волнами солитонами.

Эти исследования по динамике Мирового океана и атмосферы были опубликованы в Интернете в 2017 г. ***Последующие наши исследования показали, что динамика озёр, и даже мелких, порядка двух км в диаметре,***



*формируется также волнами солитонами, по сценарию замкнутого Чёрного моря.* Они приведены в Гл. XVIII.

Под динамикой океана и атмосферы следует понимать движения частиц воды океана и воздуха атмосферы, которые есть не что иное, как орбитальные движения частиц волн, в данном случае солитонов. С позиции предложенной концепции удаётся объяснить природу практически всех динамических явлений, процессов, наблюдаемых в океанах и атмосфере.

В 2005 г. автором была подготовлена и принята к изданию монография под названием “Крупномасштабные течения и долгопериодные волны Мирового океана”, в которой приводились исследования только океанических течений и долгопериодных волн. По техническим причинам она не была издана в печати, а только в Интернете. Исследования были продолжены.

Океан и атмосфера – взаимодействующие среды, и результат их взаимодействия проявляется в динамике обеих сред. Кроме того, природа движений вод океана и воздуха атмосферы, как выяснилось в процессе исследований, в основном схожи. Поэтому в монографии уделено много внимания исследованиям динамики не только океана, но и атмосферы. Кроме того, частично пересмотрена и динамика океана: течений и долгопериодных волн. Все эти исследования размещены в этом новом варианте монографии, ей дано и новое название: “Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана и атмосферы”.

**Кратко о содержании монографии.** Понятие «течения», океанические или морские, двояко. Во-первых, это океанические или морские динамические образования, в которых огромная масса воды вовлечена в движение. К ним относятся крупномасштабные течения, среди которых всем известные: Гольфстрим, Кюросио, мощные экваториальные течения и т.д. Во-вторых, под словом “течения” подразумеваются конкретные движения, перемещения масс воды. Чтобы различить оба понятия, одновременно со словом “течения” мы будем иногда использовать словосочетание “движения воды”. К примеру, можно выразиться, так: “Скорость течений, движений воды в Гольфстриме составляет .... см/с.” После этого пояснения понятно, где речь идёт о течениях, как о динамических образованиях, а где о движениях воды.

Течения имеют различные пространственно-временные масштабы, механизмы и происхождение. По пространственно-временным масштабам их принято разделять на переменные по скорости и направлению, вектор которых меняется квазициклически, с периодичностью приблизительно от десятка суток до нескольких десятков, а также на устойчивые или квазиустойчивые, по направлению соизмеримые с масштабами океана или моря, получившие название крупномасштабных течений или крупномасштабной циркуляции. В крупномасштабную циркуляцию вовлечены практически все воды океана, от поверхности до дна. Приповерхностные воды в Северном полушарии совершают антициклоническое движение по часовой стрелке и, соответственно, в Южном – циклоническое против часовой стрелки. В основном в океанах средние скорости течений небольшие,  $\sim 10$  см/с. Но в западных и экваториальных областях они

проявляются в виде мощных струйных течений со скоростями до 3 м/с, как, например, в Гольфстриме, Куроисио, Сомалийском и др. течениях.

С учётом кинематических свойств движения воды, течения принято делить на градиентные, дрейфовые и длинноволновые. Считается, что основные вызывающие причины градиентных и дрейфовых течений: ветер, колебания атмосферного давления, неравномерное положение поверхности воды, обусловленное осадками, испарением, нагревом океана, соединением вод различной плотности. А длинноволновых течений: колебания атмосферного давления, изменения приливообразующей силы, нутационные колебания Земли. При этом одна и та же причина может создать течения, имеющие различные механизмы и пространственно-временные масштабы. К примеру, дрейфовые течения создаются "влекущим" действием ветра. Перемещение масс воды в пространстве осуществляется неравномерно, что создаёт наклон уровня поверхности океана и, соответственно, градиентные течения. Ветер и колебания атмосферного давления создают волны, в том числе и долгопериодные, с периодом порядка от одного до нескольких десятков суток. Они имеют такие параметры, как орбитальные движения частиц воды и волновой перенос, т.е. фактически это волновые течения.

Очевидно, что течения – важная гидрологическая характеристика, определяющая перемещения вод океана, поведение в нём поля солёности и температуры, различных взвешенных и растворённых элементов естественного и антропогенного характера, существенно влияющая на погоду и климат Земли.

Интерес к океаническим течениям человечество проявляет с глубокой древности, в основном в утилитарных целях, например, в судовождении, не касаясь их природы. Сейчас исследователи изучают возникновение и влияние течений на экологию Мирового океана, климат и погоду. В этом случае необходимо знать природу течений, их параметры, свойства, закономерности развития.

Некоторые мыслящие люди стремились и раньше объяснить природу течений, их закономерности, свойства, режимные характеристики. Так, Аристотель полагал (Vв до н. э.), что причина океанических течений кроется в гидрологическом цикле. Испарения в тропиках, по его мнению, понижают уровень океана, а дожди в приполярных областях его повышают, в результате чего морские воды перемещаются от высокого уровня в полярных областях, к более низкому в тропиках. Фактически это градиентные течения. В XVIII в. англичане Ричард Кирван и Бенджамин Томсон высказали предположение о том, что течения поддерживаются за счёт различий уровня воды, обусловленного плотностью морской воды. Первым, кто предположил, что течения могут быть дрейфовыми, ветровыми был англичанин Уильям Дампир [1699 г.] [Фашук, 2002].

В начале двадцатого века такие представления о течениях были математически описаны норвежскими учёными Сандстрёмом и Хелланд-Хансеном и немецким учёным Экманом. Им был присвоен статус теорий - градиентных геострофических течений [Sandström, Helland-Hansen, 1903], и ветровых течений [Ekman, 2006]. Эти представления безальтернативно просуществовали до начала шестидесятых годов XX-го века, популярны они и сейчас.

В 1939 г. выдающийся учёный - геофизик шведского происхождения Карл

Россби опубликовал работу [Rossby, 1939] с новым математическим описанием волн, которым присвоил своё имя: волны Россби. Он предположил возможность существования таких волн в атмосфере и океане, и отводил им важную роль в динамике этих сред [Бетяев, 2007].

В начале шестидесятых годов XX-го века в океанах доказательно были зарегистрированы мощнейшие динамические образования - долгопериодные волны, названные в честь волами Россби. Практически те же самые волны в зоне, близкой к берегу, стали называться континентальными шельфовыми волнами [Гилл, 1986, Ле Блон, Майсек, 1981]. Позже такие же образования были обнаружены советскими исследователями в замкнутых морях - Каспийском и Чёрном [Бондаренко, 1993, Бондаренко и др., 1993, Бондаренко, 1994, Бондаренко, 1998, Иванов, Янковский, 1993].

Анализ волновых течений, т. е. орбитальных движений частиц воды волн Россби и крупномасштабных течений подсказал учёным, что оба явления должны быть связаны физически. Большинство исследователей считали, что волны Россби сформированы неустойчивостью крупномасштабных течений. По мнению других крупномасштабные течения формируются названными волнами в результате передачи их энергии течениям. Вторая точка зрения более популярна. В основном рассматривались два механизма: отрицательной вязкости и нелинейного взаимодействия волн, т.е. механизмы медленной передачи энергии волн течениям, так называемый механизм “накачки” [Лаппо, 1979, Монин, 1978, Монин и др., 1974, Гилл, 1986, Ле-Блон, Майсек, 1981]. Как видим, ещё в шестидесятых - семидесятых годах прошлого века некоторые учёные усомнились в безальтернативности представлений о течениях, как только ветровых, дрейфовых и градиентных. Особо следует выделить исследования С.С. Лаппо [Лаппо, 1979], которыми показывает определяющую роль долгопериодных волн в динамике океана.

Однако объяснения формирования течений волнами не получили должного развития из-за их недоказанности экспериментально и консервативности учёных, их склонности придерживаться прежних представлений о явлениях. К моменту открытия волн Россби мнение о ветровой и градиентной геострофической природе течений прочно закрепилось в науке как единственно верное. Большинство учёных и сейчас считают, что крупномасштабные течения только градиентные, геострофические и ветровые.

В 2004 году отечественными учёными [Бондаренко и др., 2004] экспериментально получены доказательства связи волн и течений. Они оказались одновременными, высоко достоверными, при высоком коэффициенте корреляции 0,9. Однако механизм связи объяснён не был, хотя ясно, что это не передача энергии в виде отрицательной вязкости и не нелинейное взаимодействие волн, и не передача энергии неустойчивостью течений, поскольку связь параметров волн и течений была высокодостоверной и носила одновременный характер. Так как анализировались только три эксперимента в различных частях Мирового океана, возник вопрос о репрезентативности выводов, применительно ко всему Мировому океану.

Впоследствии учёными [Бондаренко, Борисов, Жмур, 2008] было доказано, что течения всего Мирового океана в значительной степени длинноволновые, сформированные волнами Россби. При исследованиях использовались многочисленные дрейфтерные наблюдения. Однако, как и прежде, механизм формирования течений волнами объяснён не был.

Работы продолжались, механизм формирования крупномасштабных течений волнами Россби был установлен [Бондаренко, Жмур, 2007, Бондаренко, 2013б]. Показано, что крупномасштабные длинноволновые течения представляют собой не что иное, как орбитальные движения частиц воды волн и их волновой перенос (типа Лагранжева или Стоксова переносов). Исследования базировались на анализе натурной информации, впрочем, как и все предыдущие. Проведены многочисленные измерения течений, температуры воды и солёности.

Установлено, что линии токов волн напоминают линии токов волн солитонов, Большой уединённой волны, открытой Дж. Расселом в 1834 г. Её впоследствии называли солитоном [Макеев, 2010, Незлин, 1986, Бондаренко, 2013а]. Поэтому, казалось бы, такие волны в океанах следует назвать солитонами или волнами Рассела. Но надо помнить, что К. Россби был первым, кто указал на возможность существования долгопериодных волн в атмосфере и океане, и в этом его большая научная заслуга. Кроме того, реальные волны в океане уже названы волнами Россби, переименовывать их сложно, и не следует. Поэтому и автор будет иногда использовать это название – волны Россби, однако всегда следует помнить, что это волны солитоны и с этих позиций будем анализировать динамику океана. Но чаще будем их называть: “долгопериодные волны”, иногда с добавлением: “похожие на волны солитоны”, иногда – “волны солитоны”.

Знакомясь в Интернете с литературой по волнам Россби, мы обнаружили статью [Бетяев, 2007], из которой следует, что К. Россби имел представления о природе океанских течений, схожие нашим. Поскольку это важно, приведу дословно выдержку из статьи: “Они называются вихрями Россби в честь выдающегося шведского геофизика Карла Густава Россби (1898–1957), который обнаружил фундаментальную роль таких вихрей в динамике океана и в глобальной циркуляции атмосферы. Планетарные течения, такие, как Гольфстрим, Кюросио – всё это вихри Россби”. Вихри Россби и волны Россби это практически одни и те же образования. Сейчас их чаще называют волнами Россби. Кстати, эти образования К. Россби относил к волнам и называл их своим именем: волны Россби. Оценивая значимость исследований К. Россби, не будем, уточнять и различать: волны Россби или волны солитоны существуют в реальности, но главное это долгопериодные волны. И здесь большая заслуга перед наукой К. Россби в том, что он первым предположил, что океанические течения это волновые течения, т. е. орбитальные движения частиц воды волн. К сожалению, эти выдающиеся идеи К. Россби были восприняты научной общественностью, как противоречащие основным фундаментальным представлениям о динамике океана, они были забыты и сейчас о них почти ничего не известно.

Концепция автора монографии схожа с концепцией К.Г. Россби в том смысле, что именно волны, а не что иное, как принято считать, формируют динамику океана и атмосферы. Различия в том, что у него волны Россби, а у нас волны солитоны, у него предположение, а у нас - натурно обоснованные выводы.

Приведём следующую полезную для понимания предмета исследований информацию. Выясняется, что попытки объяснить формирование отдельных динамических явлений, процессов в океане и атмосфере с позиции волн солитонов, в частности, солитонов Россби были и раньше, но они не закончились результатом. Для подтверждения этого приведу выдержку из работы [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982]: “Попытка интерпретации синоптических вихрей открытого океана, как солитонов Россби представляются вполне естественными, однако как уровень развития теории, так и объём наблюдений ещё недостаточны, чтобы считать такую интерпретацию полностью обоснованной”. Это было написано до 1980г. Но после этого в Мировой практике исследований динамики океана и атмосферы появилось очень большое количество наблюдений, вполне достаточное для обоснования предложенной автором новой концепции динамики океана и атмосферы, её формирования волнами солитонами.

В статье [Бондаренко, Жмур, 2007] показано, что в основном движения частиц воды долгопериодных волн в горизонтальной и вертикальной плоскостях ответственны за формирование термохалинного поля вод Мирового океана и его поверхности, а поэтому оказывают существенное влияние на погоду и климат Земли. Так, долгопериодные волны формируют некоторые всем известные явления: крупномасштабные течения, апвеллинг-даунвеллинг, Эль-Ниньо - Ла-Нинья, пассаты, фронты, водные массы, тепловое взаимодействие океана с атмосферой, и т.д. [Бондаренко, 1998, Бондаренко, Жмур, 2004, Бондаренко, Жмур, 2005, Бондаренко, 2006, Бондаренко, Серых, 2010, 2011].

Следует обратить внимание на то, что градиентные, дрейфовые и волновые течения это принципиально различные формы движения воды, обладающие различными свойствами, параметрами, характером связи с источником их возбуждения. Достаточно отметить, что волновые течения, орбитальные движения частиц воды обладают свойством суперпозиции, отсюда и отсутствием потерь энергии на трение и турбулентность. В то же время градиентные и дрейфовые течения обладают противоположными свойствами: взаимного влияния движений частиц воды в потоке и, отсюда, наличием турбулентности, и как следствие этого - большими потерями энергии (особенно в дрейфовых течениях).

При проведении натурных и теоретических исследований течений учёный должен знать, что измерено при регистрации океанских и морских течений различными методами и приборами. Выясняется, что зачастую измерения волновых течений неадекватно отражают реальное развитие процесса, а отсюда возникают и ложные представления о течениях, их параметрах и свойствах.

Океан и атмосфера, как отмечалось, взаимодействующие среды, и результат их взаимодействия проявляется в динамике обеих сред. Кроме того, в океане и атмосфере присутствуют одинаковые явления, которые значительно определяют их динамику. Было установлено, что глобальная динамика атмосферы, как и океана,

сформирована долгопериодными волнами, волнами солитонами [Бондаренко, 2013а]. Сюда входят циклоны и антициклоны, высотные струйные течения, глобальные движения воздуха на различных высотах. Кроме того, в атмосфере существуют вихри, в основном сформированные атмосферными долгопериодными волнами, и ветры, являющиеся результатом взаимодействия океана и атмосферы. Эти процессы также существенно определяют динамику атмосферы.

Данная работа носит экспериментально-теоретический характер. При выполнении исследований автор активно анализировал натурные наблюдения, значимые по информативности. Предложенные новые представления о динамике океана и атмосферы обоснованы тщательным и разносторонним анализом натурных наблюдений различных параметров этих объектов. В исследованиях использованы стационарные наблюдения течений и температуры морской воды, многочисленные дрейфтерные измерения этих же параметров, съёмки из космоса температуры и уровня поверхности океана. Приведен богатый по информативности натурный материал по океанским течениям, температуре морской воды, уровню океана, динамике атмосферы, который может быть использован в дальнейших исследованиях.

О конкретном содержании монографии можно судить по названиям глав, отражающих суть работы, и кратким аннотациям к главам.

В работе приведены:

- схемы течений Мирового океана, созданные зарубежными исследователями в основном до конца XX в и автора монографии. Дается краткое описание течений, изображенных на схемах, их анализ с точки зрения оценки достоверности показанных на них течений (гл. I.);

- общие представления о динамике основных видов течений, которые по их кинематическим свойствам можно разделить на градиентные, ветровые (дрейфовые) и длинноволновые (гл. II);

- экспериментальные исследования долгопериодных волн и течений. Демонстрируется одновременная высокодостоверная корреляционная связь волн и течений. Анализируя эти связи и многочисленные измерения течений дрейфтерами, делается вывод, что динамику вод Мирового океана в значительной степени определяют течения долгопериодных волн (гл. III);

- сведения о долгопериодных волнах экспериментального и теоретического характера, о реально наблюдаемых в океанах и морях волнах, сопоставительный анализ их и теории. Отмечается, что реально наблюдаемые волны имеют существенные различия с их теоретическими идентификаторами (гл. IV);

- экспериментальные исследования инерционных волн. Показано, что эти постоянно наблюдаемые, энергетически устойчивые явления представлены в виде волнового поля с большим временем жизни и возбуждения; изменение скорости течений инерционных волн существенно определяется закономерностью их модуляционного построения (гл. V);

- на примере Гольфстрима показано, что собой представляют крупномасштабные течения и как они формируются долгопериодными волнами (гл. VI);

- закономерности формирования глубинных и поверхностных противотечений Мирового океана долгопериодными волнами (гл. VII);
- закономерности поступления тёплых вод Атлантики в Северный Ледовитый океан в виде турбулентного обмена вод океанов, но не адвективно (гл. VIII);
- оценка принятых методов измерения, которые не обеспечивают получение репрезентативной информации о волновых течениях океанов и морей. Исследователи, использующие эту информацию, зачастую получают неверные представления о волновых течениях и самих волнах (гл. IX);
- закономерности формирования долгопериодными волнами термохалинного поля вод морей и океанов. Вертикальные движения частиц воды долгопериодных волн формируют температуру воды морей и океанов и их поверхности (гл. X);
- экспериментальные исследования апвеллинга–даунвеллинга прибрежной зоны моря, сформированного континентальными шельфовыми волнами (гл. XI);
- закономерности формирования Эль-Ниньо – Ла-Нинья. Установлено, что это апвеллинг, сформированный долгопериодными волнами. Получена хорошая зависимость амплитуд колебаний скорости волновых течений с температурой поверхности океана, показателем развития Эль-Ниньо – Ла-Нинья (гл. XII);
- основы динамики океана и атмосферы: общее и различия. Показана схожесть динамики океанов и атмосферы. В океанах и атмосфере существуют долгопериодные волны, которые следует отнести к волнам солитонам. В океанах они формируют практически все основные движения воды, течения, а в атмосфере – движения воздуха, ветер и такие образования, как циклоны и антициклоны, атмосферные вихри и др. (гл. XIII);
- закономерности формирования атмосферных вихрей атмосферными и океанскими долгопериодными волнами. В атмосферных долгопериодных волнах частицы воздуха совершают циклонические и антициклонические движения, которые при определённых условиях в атмосфере превращаются в вихри: циклоны и антициклоны. Возможен и другой механизм формирования атмосферных вихрей. Океанические долгопериодные волны формируют температуру поверхности океана в виде отрицательных аномалий, в центре которых вода холоднее, чем на периферии. Эти аномалии создают отрицательные аномалии температуры воздуха, которые превращаются в атмосферные вихри – циклоны (гл. XIV);
- закономерности теплового взаимодействия океана и атмосферы. Показано, что оно в основном осуществляется с помощью долгопериодных волн, прослеживается устойчивая связь течений долгопериодных волн с температурой поверхностных вод океана. В свою очередь изменения температуры вод океана сказываются на изменениях температурного режима атмосферы, а отсюда - погоды и климата Земли (гл. XV);
- концепция динамики атмосферы, в соответствие с которой движения воздуха формируются атмосферными долгопериодными волнами солитонами, а также в результате действия градиента атмосферного давления (гл. XVI);
- формирование динамики вод Мирового океана долгопериодными волнами и их влияние на погоду и климат Земли (гл. XVII);

- формирование динамики вод замкнутых морей и озёр долгопериодными волнами солитонами (гл. XVIII);
- лекция на “Морские семинары” МГУ. Бондаренко А.Л. “О течениях и долгопериодных волнах Мирового океана, их измерении” (Глава XIX).

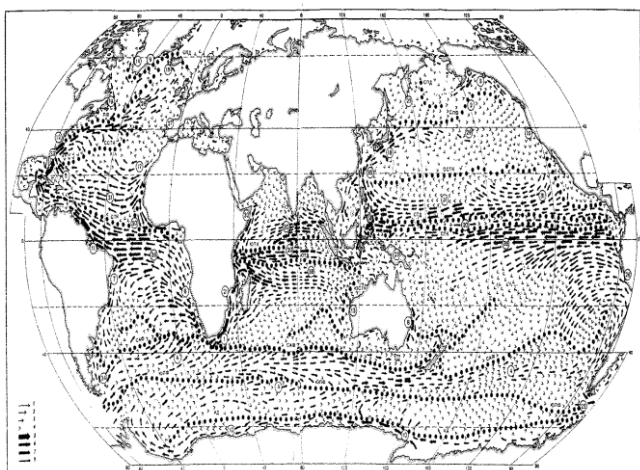
## Глава I Общие представления о течениях Мирового океана. Схемы течений

*Приведены схемы течений Мирового океана, созданные исследователями в основном до конца XX в и автора монографии. Дается краткое описание течений, изображенных на схемах, и их анализ, а также сравнительный анализ различных схем с точки зрения оценки достоверности изображённых на них течений.*

### *Некоторые схемы крупномасштабных течений, созданные в XX в*

При построении этих схем их авторы использовали некие свои представления о течениях и весьма ограниченные натурные сведения о них, полученные в основном по информации о сносе судов в океане. В некоторых случаях течения рассчитывались динамическим методом по информации о плотности воды. Приведём здесь только некоторые из известных в океанологической практике схем течений: Схема Шотта средних многолетних течений Мирового океана для зимы Северного полушария, построенная в 1943г [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982] (рис. 1), схема Крупномасштабных течений на поверхности Мирового океана [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982] (рис. 2), схемы течений Мирового океана [Большой Советский атлас Мира] (рис. 3), схема основных черт циркуляции поверхностных вод Северной Атлантики по Свердрупу, Джонсону и Флемингу [Стоммел, 1963] (рис.4), схема течений Гольфстрима, построенная В. Франклином в 1770 г [Пери, Уокер, 1979] (рис. 5), схемы течений внутренних морей: Чёрного (а) и Каспийского (б) моря [Книпович, 1921, 1933] (рис. 6).

Рис. 1. Схема средних многолетних поверхностных течений Мирового океана для зимы северного полушария (Schott, 1943). Фронты: СПФ – северный полярный; САФ – субантарктический (субтропическая конвергенция); ЮПФ – южный полярный (антарктическая конвергенция). Дивергенции: СПД – субполярная; STD – северная тропическая; ЮТД – южная тропическая; АД – антарктическая. Конвергенции: CСТК – северная субтропическая; СТК – северная тропическая; ЮТК – южная тропическая; ЮСТК – южная субтропическая. Течения (цифры в кружочках): 1 – Агульясское, 2 – Алеутское, 3 – Аляскинское, 4 –





Антарктическое круговое (Антарктическое Циркумполярное), 5 – Антильское, 6 – Бенгельское, 7 – Бразильское, 8 – Восточно-Австралийское, 9 – Восточно-Гренландское, 10 – Восточных ветров, 11 – Гвианское, 12 – Гольфстрим, 13 – Западно-Австралийское, 14 – Западно-Гренландское, 15 – Ирмингера, 16 – Калифорнийское, 17 – Канарское, 18 – Куроисио. 19 – Лабрадорское, 20 – Межпассатные противотечения, 21 – Мозамбикское, 22 – Мыса Горн, 23 – Ново-Гвинейское, 24 – Норвежское, 25 – Ойясио, 26 – Перуанское, 27 – Португальское, 28 – Северо-Атлантическое, 29 – Северо-Тихоокеанское, 30 – Северо-Восточное муссонное, 31 – Северные пассатные, 32 – Сомалийское, 33 – Флоридское, 34 – Фолклендское, 35 – Формозское, 36 – Южные пассатные.

Устойчивость течений (характеризуемая длиной стрелок): 1 – устойчивы, 2 – выше средней, 3 – ниже средней, 4 – неустойчивы. Скорость течений (характеризуемая шириной стрелок), см/с: 5 – больше 77 см/с, 6 – от 51 до 77 см/с, 7 – от 26 до 51 см/с, 8 – от 0 до 26 см/с.

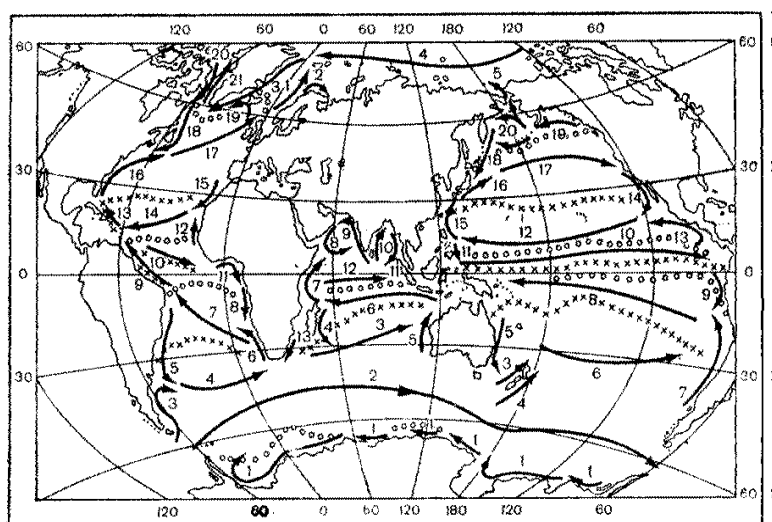


Рис.2. Схема Крупномасштабных течений на поверхности Мирового океана [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. Антарктика: 1 – Прибрежное антарктическое, 2 – Антарктическое циркумполярное. Тихий океан: 3 – Западно-Новозеландское, 4 – Восточно-

Новозеландское, 5 – Восточно-Австралийское, 6 – Южно-Тихоокеанское, 7 – Перуанское, 8 – Южное пассатное, 9 – Эль-Ниньо, 10 – Межпассатное противотечение, 11 – Минданао, 12 – Северное пассатное, 13 – Мексиканское, 14 – Калифорнийское, 15 – Формозское, 16 – Куроисио, 17 – Северо-Тихоокеанское, 18 – Курильское, 19 – Аляскинское, 20 – Восточно-Беринговоморское. Индийский океан: 3 – Южно-Индийское, 4 – Мадагаскарское, 5 – Западно-Австралийское, 6 – Южное пассатное, 7 – Сомалийское, 8 – Западно-Аравийское, 9 – Восточно-Аравийское, 10 – Западно-Бенгальское, 11 – Восточно-Бенгальское, 12 – Экваториальное противотечение, 13 – Мыса Игольного. Атлантический океан: 3 – Фолклендское, 4 – Южно-Атлантическое, 5 – Бразильское, 6 – Бенгельское, 7 – Южное пассатное, 8 – Ангольское, 9 – Гвианское, 10 – Межпассатное противотечение, 11 – Гвинейское, 12 – Зелёного Мыса, 13 – Антильское, 14 – Северное пассатное, 15 – Канарское, 16 – Гольфстрим, 17 – Северо-Атлантическое, 18 – Лабрадорское, 19 – Ирмингера, 20 – Баффиново, 21 – Западно-Гренландское. Арктика: Норвежское, 2 – Нордкапское, 3 – Восточно-Гренландское, 4 – Западное Арктическое, 5 – Тихоокеанское. Линии из кружочков – дивергенции, из крестиков – конvergенции.

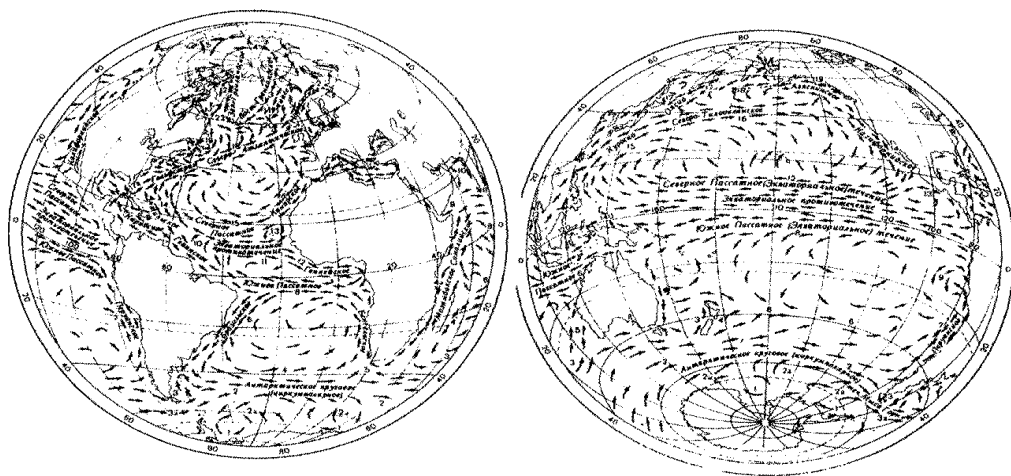


Рис.3. Схема течений Мирового океана (Большой Советский атлас Мира).

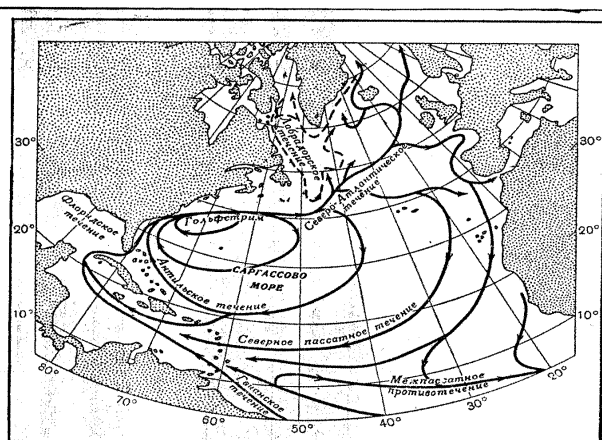


Рис. 4. Схема основных черт циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике, по Свердрупу, Джонсону и Флемингу (Стоммел, 1942).

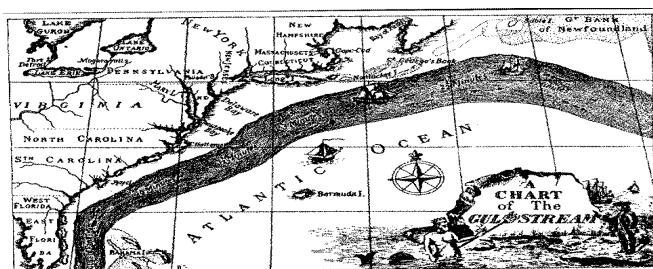


Рис. 5. Схема Гольфстрима, построенная В. Франклином в 1770 г. [Пери, Уокер, 1979]

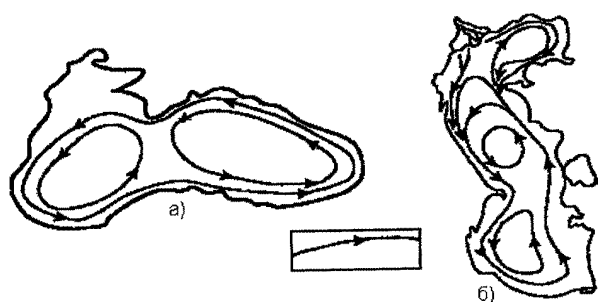


Рис.6. Схемы крупномасштабных течений Чёрного (а) и Каспийского (б) морей. Упрощённый вариант автора схем [Книпович, 1921, 1933].

### ***Схемы течений Мирового океана, созданные автором данной работы.***

*Приведены схемы среднемноголетних течений, полученных по данным многочисленных дрейфтерных их измерений и описание режимных характеристик по этим измерениям и информации, полученной по данным стационарных измерений течений.*

**Тихий океан.** Приведены: векторы средних по ансамблю дрейфтерных наблюдений течений Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана (рис. 7а, б.), трассы дрейфтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана (Рис. 8а, б). Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 (а) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений. На рис. 9а, б изображены трассы дрейфтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала **75 (б) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.**

Заметно выделяются течения с большими скоростями: среди них Кurocиo (1) со скоростями  $\sim 40 - 50$  см/с и Восточно-Австралийское (2) со скоростями  $\sim 30$  см/с, Приэкваториальные и Циркумполярное. Приэкваториальные течения (назовём их так) охватывают зону приблизительно от  $15^\circ$  с. ш. до  $8^\circ$  ю. ш. и имеют западное направление, за исключением полосы шириной  $\sim 300$  км около  $8^\circ$  с. ш., которые, скорее всего, на схемах рис. 1, 2 названы Межпассатным противотечением.

В зону приэкваториальных течений входят Северные и Южные пассатные течения. Максимальные скорости поверхностных течений на Экваторе,  $\sim 25$  см/с, они уменьшаются к северу и югу до  $\sim 10$  см/с. уточню, что здесь речь идёт о среднегодовых течениях. В приэкваториальных течениях выделяются полосы, направленные вдоль экватора, в которых течение направлено на запад или восток. Так, в полосе, южная граница которой проходит по параллели  $8^\circ$  с.ш., течения западные, в полосе между  $8^\circ$  с.ш. и  $5^\circ$  с.ш.- восточные, далее на юг течения западные. Фактически все приэкваториальные течения, за исключением течений в полосе  $8^\circ$  с.ш. -  $5^\circ$  с.ш. направлены на запад.

В последние двадцать пять лет на Экваторе Тихого океана по программе TOGA TAO выполнены продолжительные (с 1982г по настоящее время) стационарные измерения течений на различных горизонтах, что позволило надёжно определить их режимные характеристики.

В Приэкваториальной зоне существует (по измерениям на Экваторе) две системы течений: переменные - с годовой периодичностью в направлениях запад – восток, и подповерхностные постоянные, направленные на восток.

Максимальные скорости переменных течений наблюдаются у поверхности, до  $0,8$  м/с, с глубиной они уменьшаются до нуля на горизонте  $\sim 270$  м. Эти переменные по скорости и направлению течения носят сезонный характер. Летом для Северного полушария переменное течение направлено на запад, а зимой на восток.

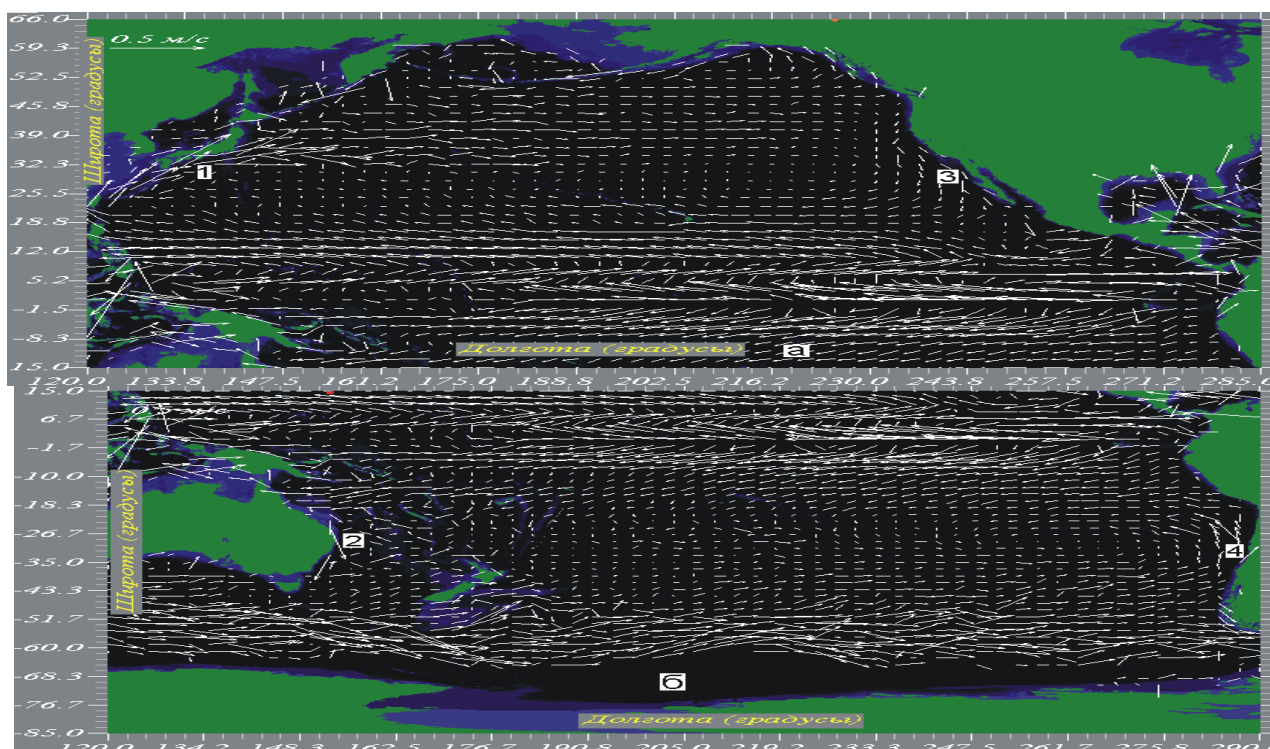


Рис. 7а, б. Векторы средних по ансамблю дрейтерных наблюдений течений Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана. 1 – Кюросио, 2 – Восточно - Австралийское, 3 – Калифорнийское, 4 – Перуанское течение.

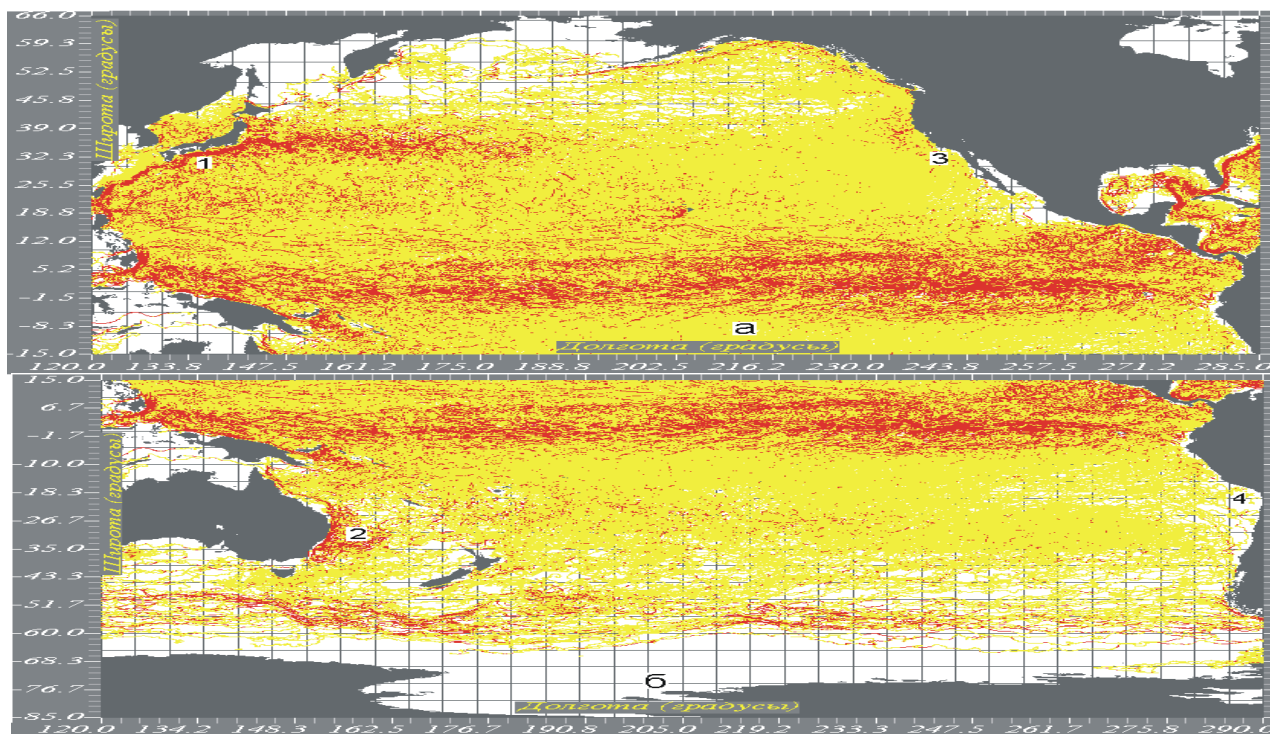


Рис. 8а, б. Трассы дрейтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения, превышала 50 (а) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.



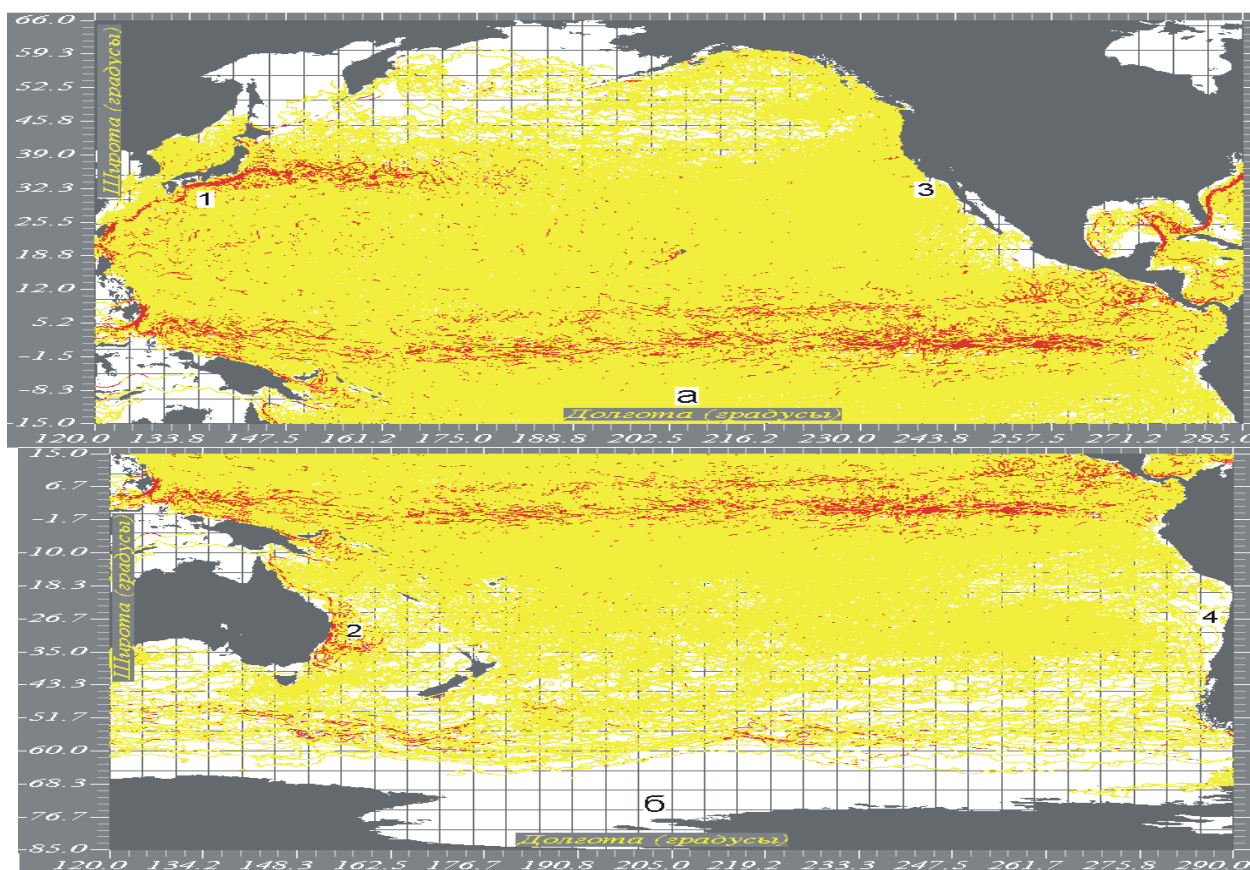


Рис. 9а, б. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Тихого океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 75 (б) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

Максимальные скорости постоянных течений наблюдаются на Экваторе на горизонте  $\sim 80$  м, с глубиной и к поверхности океана они уменьшаются: на горизонте 270 м они практически равны нулю, а у поверхности имеют западное направление со скоростью  $\sim 30$  см/с. В целом воды этим течением переносятся на восток, и только небольшой слой воды до горизонта 25 м у поверхности океана переносится на запад. Это постоянное подповерхностное течение, получившее название течения Кромвелля, прослеживается до  $2^\circ$  северной и южной широты. Более подробно о экваториальных течениях Тихого океана изложено в гл. XII.

Циркумполярное течение, направленное на восток, прослеживается от  $50^\circ$  ю. ш. на севере и, скорее всего, на юге до Антарктиды. Скорости  $\sim 20 - 30$  см/с. Около Антарктиды измерения течений дрейфтерами не производились, поскольку океан покрыт льдами. Согласно схеме Шотта (рис.1) непосредственно около берегов Антарктиды существует течение, направленное в сторону противоположную Циркумполярному течению. Оно получило название течения Восточных ветров. Хотя, как мы увидим в дальнейшем, оно никакого отношения к ветрам не имеет, природа его иная. Скорее всего, такое течение действительно

существует, поскольку существует некая закономерность его образования. Этот вопрос мы рассмотрим позже, в гл. VI, VII.

Если взять за образец течение Гольфстрим и Приэкваториальные течения Тихого океана, которые нам хорошо знакомы, то можно допустить, что области с большими скоростями течений в струйных течениях западных пограничных и экваториальных областей океанов сосредоточены в верхнем слое океана, до горизонта 300 – 500 м. Отсюда можно допустить, что такие течения, как Куроисио и Циркумполярное, также сосредоточены в верхнем слое океана. Обычно под течением существует глубинное противотечение, а с обеих сторон течения – поверхностные противотечения. Эти противотечения гораздо слабее самого течения. Так около Гольфстрима, средняя скорость которого 0,5 – 1 м/с, поверхностные противотечения имеют скорости ~ 5 - 10 см/с, скорости глубинного противотечения больше. Во Флоридском проливе скорости глубинных противотечений достигают ~ 50 см/с при максимальных скоростях поверхностных течений до 2,5 м/с [Kielmann, DÜing, 1974]. При этом скорости противотечений увеличиваются с глубиной. Это даёт основание считать, что остальные струйные течения также сопровождаются подобными противотечениями. Так, течение Восточных ветров около Антарктиды фактически является противотечением Циркумполярного течения. А знаменитое сильное подповерхностное противотечение Кромвелла можно рассматривать как течение и тогда по отношению к нему пассатные течения, более слабые, окажутся противотечениями. Природа этих противотечений будет рассмотрена позже, в гл. VII. На настоящий момент мы должны усвоить, что сильные течения обычно сопровождаются противотечениями, глубинными и поверхностными.

Около 30° с. ш. и ю. ш. существует обширная зона очень слабых течений со скоростями ~ 3 см/с. Севернее 30° с. ш. и южнее 30° ю. ш. в целом воды океана переносятся на восток, а между этими широтами – на запад.

В восточных окраинах океана: вдоль берегов Северной Америки прослеживается слабое Калифорнийское течение (3) на юго-восток со скоростями ~10 см/с и вдоль берегов Южной Америки – Перуанское течение (4) на север со скоростями ~ 15 – 20 см/с.

**Атлантический океан.** Приведены: векторы средних по ансамблю дрифтерных наблюдений течений Северного (а) и Южного (б) полушарий Атлантического океана (рис. 10а, б.), на (рис. 11а, б) приведены трассы дрифтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Атлантического океана. Красным цветом выделены участки трасс дрифтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 см/с (а), а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

Заметно выделяются течения с большими скоростями: Западные пограничные течения, среди них Гольфстрим (1) со скоростями ~ 50 – 100 см/с и Гвианское (2) со скоростями ~ 50 см/с, Бразильское (3) ~ 30 см/с; противотечения: Лабрадорское (4), скорость которого ~ 40 см/с и Фолклендское (5) с такими же скоростями, Приэкваториальные и Циркумполярное. Приэкваториальные течения охватывают зону приблизительно от 8° с. ш. до 8° ю. ш. и имеют в основном западное

направление, за исключением полосы шириной  $\sim 300$  км около  $7^\circ$  с. ш., которые на схемах рис. 1, 2 названы Межпассатным противотечением.

Скорости приэкваториальных течений  $\sim 20 - 30$  см/с. По течениям экваториальной зоны Атлантического океана имеется меньше информации, чем Тихого океана. Однако можно считать, что режимы течений этих зон имеют много схожих черт. Так переменные течения имеют сезонную изменчивость, а постоянное подповерхностное течение, получившее название течения Ломоносова имеет схожие параметры с течением Кромвелла [Бубнов, 1990, Монин, 1978].

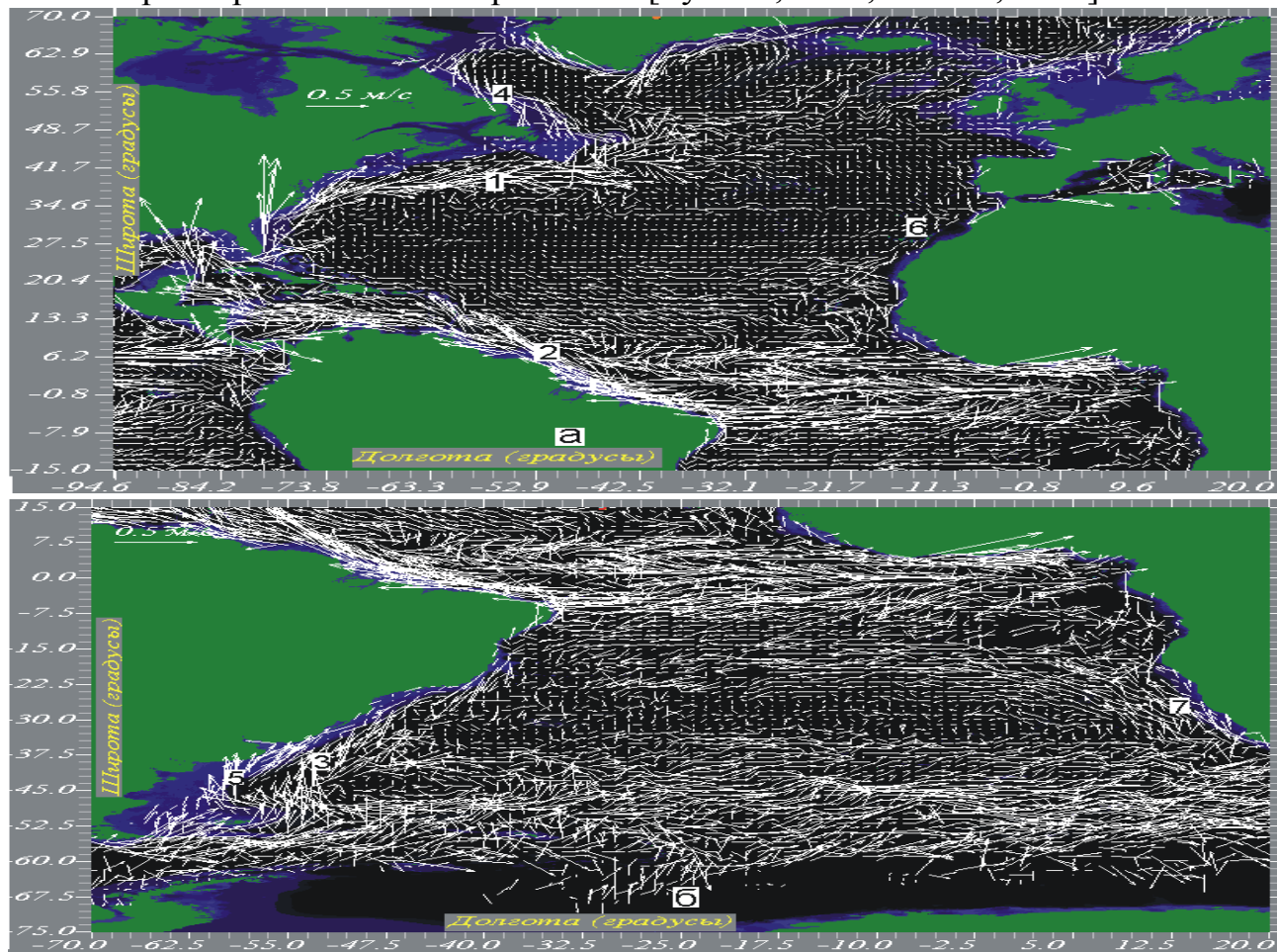


Рис. 10а, б. Векторы средних по ансамблю дрейферных наблюдений течений Северного (а) и Южного (б) полушарий Атлантического океана. Течения: 1 – Гольфстрим, 2 – Гвианское, 3 – Бразильское, 4 – Лабрадорское, 5 – Фолклендское, 6 – Канарское, 7 – Бенгельское.

Поверхностные приэкваториальные течения можно разделить на две области: севернее  $8^\circ$  ю.ш., течения в которых направлены на восток и южнее, этой широты – на запад.

Циркумполярное течение, направленное на восток, прослеживается от  $\sim 40^\circ$  ю. ш. на севере и, скорее всего, на юге до Антарктиды. Скорости  $\sim 20 - 30$  см/с.



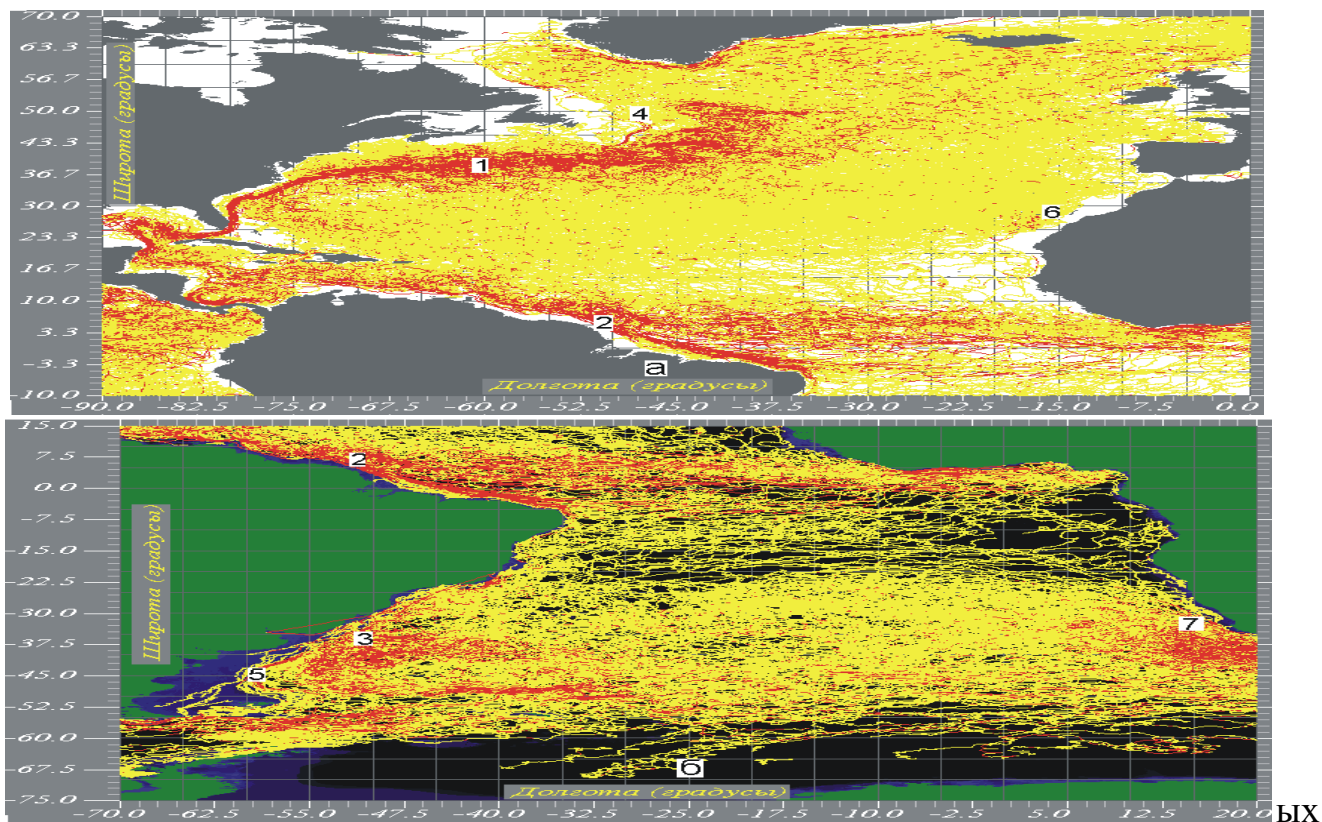


Рис. 11а, б. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Атлантического океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 (а) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

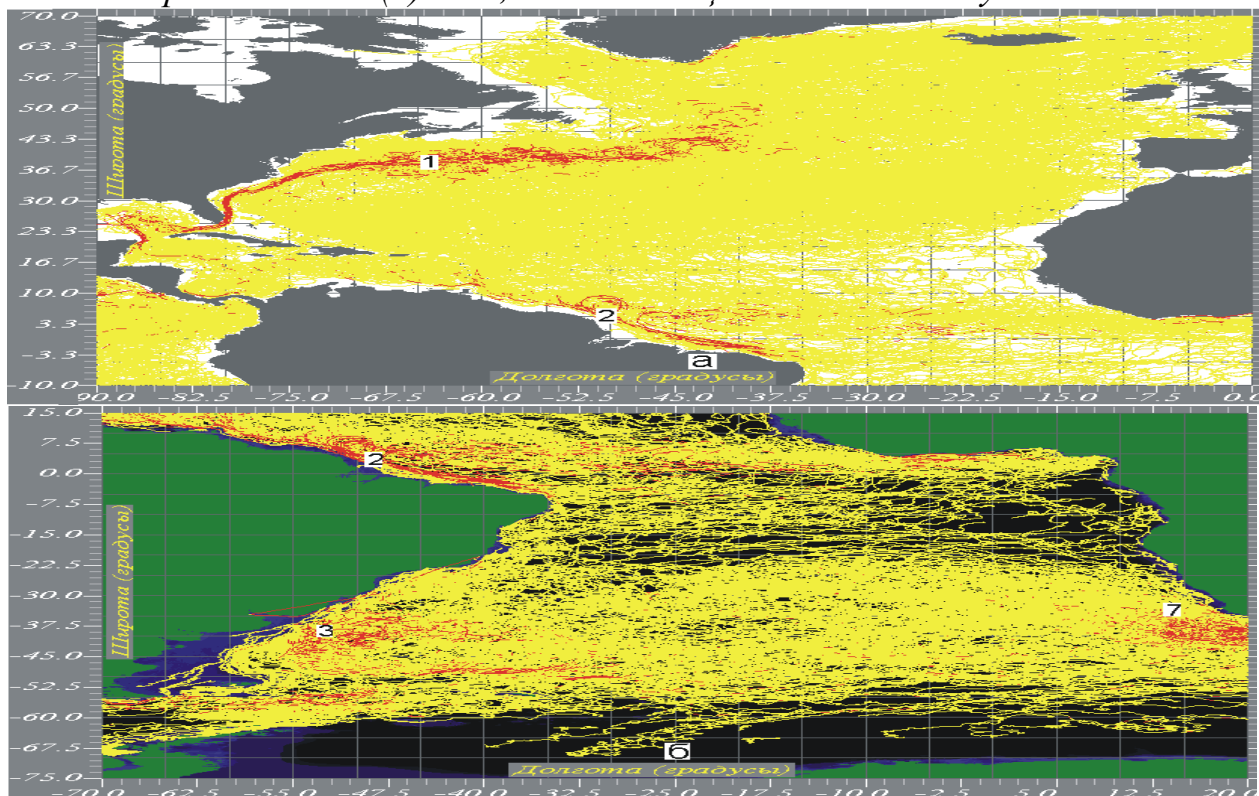




Рис. 12 а, б. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Северного (а) и Южного (б) полушарий Атлантического океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 75 (б) см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

Около 30° с. ш. и ю. ш. так же как и в Тихом океане, существует зона очень слабых течений со скоростями ~ 3 см/с. Севернее 30° с. ш. и южнее 30° ю. ш. в целом воды океана переносятся на восток, а между этими широтами – на запад.

В восточных окраинах океана, вдоль берегов Северной Африки существует слабое Канарское течение на юг со скоростями ~10 см/с (6), вдоль берегов Южной Африки заметно выделяется Бенгельское течение на северо-запад со скоростями ~ 15 – 20 см/с (7).

**Индийский океан.** Приведены: векторы средних по ансамблю дрейфтерных наблюдений течений Индийского океана (рис. 13), трассы дрейфтеров, запущенных в воды Индийского океана (рис. 14а). Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений. Рис. 14б - трассы дрейфтеров, запущенных в воды Индийского океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 75 см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

Заметно выделяются течения с большими скоростями: Западные пограничные течения, среди них: Сомалийское (1) со скоростями ~ 50 – 100 см/с, Мадагаскарское (2) со скоростями ~ 50–75, Мыса Игольного (3) со скоростями ~ 50 см/с., Экваториальное течение шириной ~ 300 км преимущественно восточное со средними скоростями ~ 40 см/с, Южное пассатное течение расположенное около 14° ю. ш. шириной ~ 700 км со скоростями ~ 30 см/с и Циркумполярное.

Сомалийское, Экваториальное и Южно-пассатное течения образуют хорошо заметную антициклоническую циркуляцию вод.

Экваториальное течение, точно так же как и Приэкваториальные течения, имеют сезонную изменчивость в направлениях запад – восток. Эти течения называют Муссонными. На экваторе заметно выделяется постоянное подповерхностное течение Тареева [Бубнов, 1990] со скоростями до одного метра в секунду, аналогичное течениям Кромвелла в Тихом океане и Ломоносова в Атлантическом океане.

Циркумполярное течение, направленное на восток, прослеживается от ~ 40° ю. ш. на севере и на юге до Антарктиды. Скорости ~ 20 – 30 см/с, такие же как и в Тихом и Атлантическом океане. Около 30° ю. ш., как и во всех океанах, существует зона очень слабых течений со скоростями ~ 3 см/с. Севернее 30° ю. ш. в целом воды океана переносятся на запад, а южнее – на восток. В восточных окраинах океана: вдоль берегов Австралии существует относительно слабое Западно-Австралийское течение (4) на север со скоростями ~10 см/с.

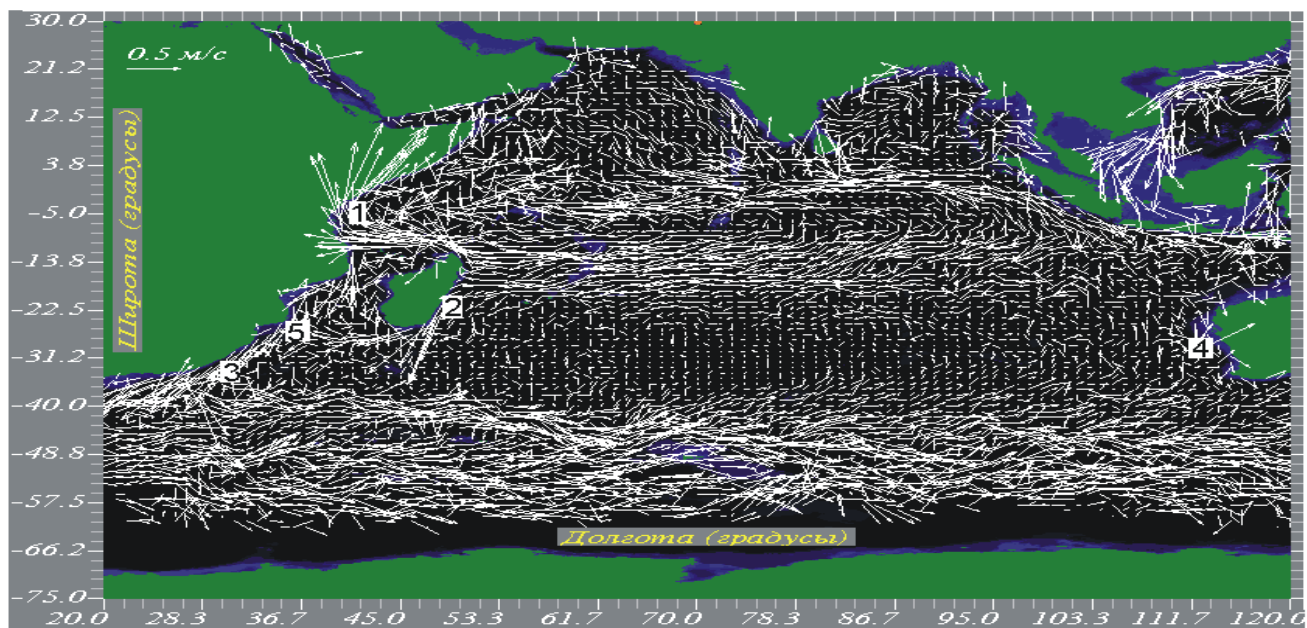


Рис. 13. Векторы средних по ансамблю дрейтерных наблюдений течений Индийского океана. Течения: 1 – Сомалийское, 2 – Мадагаскарское, 3 – Мыса Игольного, 4 – Западно-австралийское, 5 – Мадагаскарское.

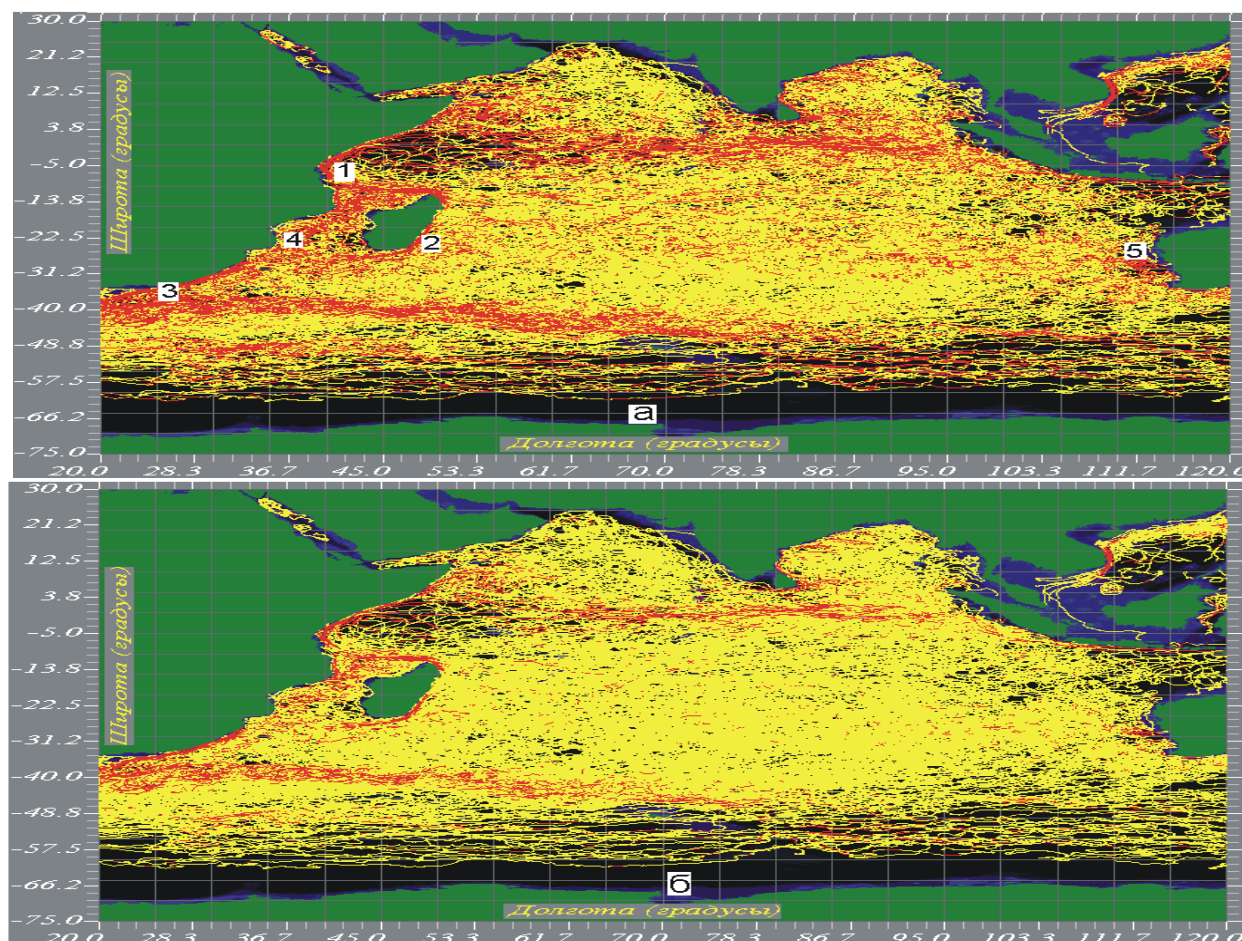


Рис. 14а, б. Трассы дрейтеров, запущенных в воды Индийского океана. Красным цветом выделены участки трасс дрейтеров, в которых их скорость

перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 см/с (а) и 75 см/с (б) а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

Таким образом, в структуре и параметрах течений океанов много общего. Выделяются области с большими скоростями течений: западные пограничные течения, приэкваториальные, включающие области экваториальных и пассатных течения, а также Циркумполярное течение. Прослеживается некоторое сходство в направленности течений Атлантического и Индийского океанов: в северной части приэкваториальной зоны этих океанов течения направлены на восток, а в южной – на запад. Выделяется большая зона с очень слабыми течениями около 30° ю.ш. и слабые течения восточных областей океанов, направленные в сторону экватора.

**Чёрное море.** Приведены: трассы дрейфтеров, запущенных в воды Чёрного моря (рис. 15) и векторы средних по ансамблю дрейфтерных наблюдений течений (рис. 16).

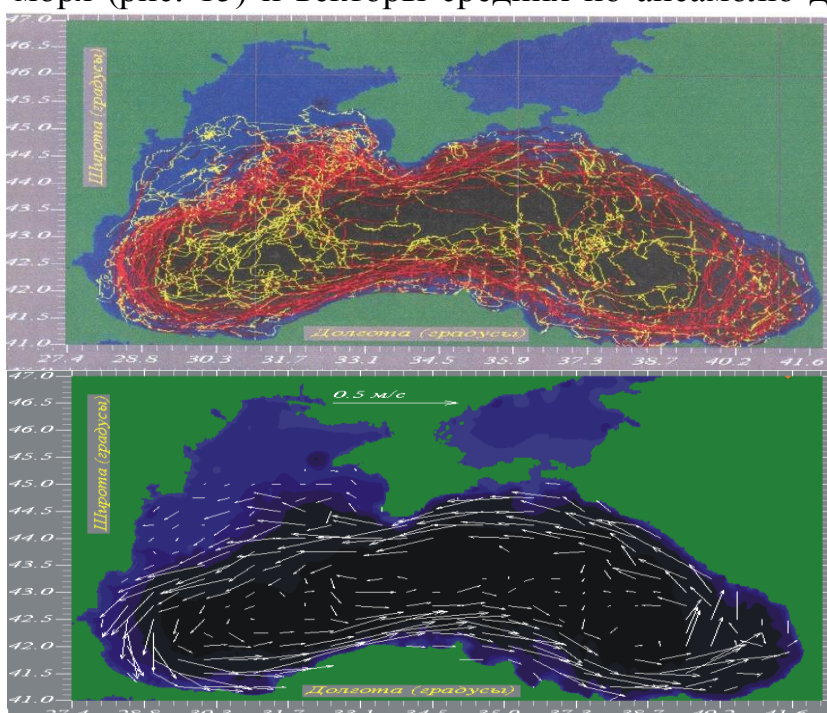


Рис. 15. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Чёрного моря. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения более 20 см/с.

Рис. 16. Векторы средних по ансамблю дрейфтерных наблюдений течений Чёрного моря.

Заметно выделяется циркуляция течений циклонической

направленности вдоль берега со скоростями более 20 см/с. Ширина этого течения, получившего название Основного Черноморского течения (ОЧТ) по расстоянию от берега в море равна ~ 50 км. Максимальные скорости течения ~70 см/с. Но иногда дрейфтеры, можно предположить, что и поток воды, перемещаются не вдоль берега, а поперёк моря, что мы и видим на рис. 15. В целом можно считать, что всё море находится в движении со средними скоростями течений, превышающими 10 см/с. Согласно, инструментальным измерениям с буйковой станции установленной в глубоководной части Чёрного моря [Титов, 1980] в заметном движении находится только верхний слой воды до горизонта ~250 м.

**Сопоставительный анализ схем течений существующих ранее и автора данной работы.** Не стоит проводить детального сопоставительного анализа существующих схем течений (рис. 1-6) со схемами автора монографии (рис. 7-16). Это с успехом может сделать читатель. Напомню только, что наши схемы построены по непосредственным документальным измерениям течений, в то время,

как наши предшественники при построении своих схем течений больше руководствовались некими своими представлениями о течениях и меньше натурными их измерениями, и при этом весьма ненадёжными. Поэтому расхождения в изображениях течений часто существенны. Вот как изображена схема Гольфстрима, построенная Франклином в 1770 г (рис.5). В то время существовало представление о Гольфстриме, как о реке вытекающей из Мексиканского залива через Флоридский пролив. В последствии представления о природе Гольфстрима изменились, было установлено, что он сформирован водами Саргассова моря и склоновыми водами, поступающими со стороны Северной Америки. Соответственно появились схемы, на которых изображено лишь слабое поступление вод из Мексиканского залива, и более существенное - со стороны Саргассова моря. Так появилось, в частности, знаменитое Антильское (рис. 2, 4) или Флоридское течение. Согласно же приведенным мною схемам (рис. 7-16) течение “выходит” из Мексиканского залива через Флоридский пролив и никакого Антильского течения не существует. Там, где на схемах оно нанесено, скорости течений вообще очень слабые,  $\sim 3$  см/с, и, при этом, неупорядоченные по скорости и направлению.

Ближе всего со схемами автора монографии, согласуется схема течений Шотта (1943г) (рис.1), на которой приводятся не только направления течений, но и их скорости. Эти течения представлены не в виде условных линий токов, а в виде векторов, расположенных в пространстве по площади океана, что позволяет видеть область перемещений воды с теми или иными скоростями течений. Приятно удивляет схема Шотта своей информативностью, ибо, как мы знаем, она была построена в те времена (до 1943г), когда не было удовлетворительных измерений течений. Обозначенные им скорости течений часто схожи с реальными скоростями течений. Можно сказать, что Шотт обладал богатым воображением и его представления о динамике течений были близки к реальности.

## **Глава II Представления о природе течений океанов и морей**

*Приводятся общие представления о динамике основных видов течений океанов и морей, которые по их кинематическим свойствам можно разделить на градиентные или термохалинные, дрейфовые и длинноволновые.*

**Общие представления о течениях.** По кинематическим свойствам, как мы отмечали, принято делить течения на градиентные, дрейфовые и волновые. В науке популярна концепция, согласно которой течения океанов и морей в доминирующей своей части градиентные и дрейфовые, ветровые. Да, известно, что течения могут быть и волновыми, но считается, что они крайне малы и не оказывают существенного влияния на динамику океанов и морей. Во всяком случае, в популярных диагностических, прогностических и Экмановских моделях течений [Саркисян и др., 1986, Саркисян, 1966] влияние долгопериодных волн на образование течений не учитывается.

**Градиентные течения.** В настоящее время почти общепринято, что крупномасштабные течения океанов и замкнутых морей являются градиентными и



существуют преимущественно в режиме геострофического приспособления термогалинного поля вод бассейна и течений, т. е. течения являются геострофическими. Нередко вообще все течения морей и океанов рассматривают как геострофические. Подробнее об этом.

Динамика градиентных течений впервые была рассмотрена норвежскими учёными Сандстремом и Хелланд-Хансеном в 1903 г [Sandström, Helland-Hansen, 1903]. Они считали, что течения в океанах геострофические. В этих условиях горизонтальный градиент давления на воду, возникающий за счёт градиента уровня воды, должен быть уравновешен только силой Кориолиса,  $f$ . Были получены следующие соотношения:

$$uf = -g \frac{\partial \xi}{\partial y}, \quad vf = g \frac{\partial \xi}{\partial x}, \quad (1)$$

где  $u, v$  – скорость течения по осям  $y, x$ ,  $\xi$  – отклонение уровня моря от положения равновесия,  $g$  – ускорение свободного падения,  $f = 2\omega \sin \varphi$  – параметр Кориолиса,  $\omega = 2\pi/\tau$  – угловая частота и  $\tau$  – период вращения земли,  $\varphi$  – широта места, град.

Уровень воды является функцией её плотности и, соответственно, её температуры и солёности и определяется по этим параметрам. Поэтому градиентные течения получили ещё название термогалинных. Они направлены вдоль линий равного уровня воды, но не по наклону уровня, как это происходит в не геострофических течениях. В этом случае в Северном полушарии справа относительно направления течения уровень воды будет выше, а слева – ниже, наоборот – в Южном полушарии. Тогда для Северного полушария справа вода будет обычно более тёплая, менее солёная, чем слева, а для Южного – наоборот.

Позднее были созданы методы и модели расчёта течений по термохалинным параметрам воды, в которых используются зависимости (1).

Соотношения (1) выполняются для установившегося процесса: поля уровня и течений. Однако практически установившихся процессов в реальных условиях морей и океанов не существует и поэтому речь может идти о процессах, приближающихся к таковым – о квазиустановившихся. Могут рассматриваться условия, когда это приближение существенно не повлияет на величину связи поля уровня и течений (1).

В настоящее время почти общепринято считать крупномасштабные течения и их спутников – вихрей – геострофическими, термохалинными. Так ли это на самом деле? Никто и никогда путем сопоставительного анализа уровня моря и реальных течений доказательно не обосновывал геострофический характер течений внутренних морей и океанов. Никто и никогда не показывал, что рассчитанным по термохалинному полю течениям соответствуют реальные течения. Просто так условно принято. Вместе с тем сомнения о геострофическом характере течений были и есть.

Поясним изложенное. В те времена, когда были предложены соотношения (1), представления об океанских течениях, они существенно отличались от реальных, современных. Предполагалось, что течения образованы

квазиоднородными во времени и пространстве движениями огромных масс воды. Для описания именно таких течений и были предложены соотношения (1).

В дальнейшем было установлено, что реальные течения на самом деле не такие, как представлялось Хеланд-Нансену и Сандстрему: они не столь однородны во времени и пространстве, в чём мы сможем неоднократно в дальнейшем убедиться. Экспериментальные исследования известного отечественного океанолога В.Б. Штокмана [Штокман, 1937, Штокман, Ивановский, 1937] показали, что изменчивость реальных течений морей столь высока (в океанах она такая же), что поля течений и уровня не успевают взаимно приспособляться и, следовательно, течения не являются геострофическими, а отсюда и соотношения (1) не могут реализовываться. Этим результатам исследований течений сам В.Б. Штокман впоследствии придавал большое значение и считал одним из значимых своих научных достижений [Штокман, 1970].

Известный отечественный учёный, специалист по моделированию океанских течений А.С. Саркисян [Саркисян, 1966] пришёл к выводу, что течения, развивающиеся вдали от берегов и поверхности моря, могут рассматриваться как геострофические, если характерный горизонтальный масштаб поля течений  $\sim 10^3$  км, характерная горизонтальная скорость течения  $\sim 10$  см/с, характерная глубина  $\sim 1$  км, характерный масштаб времени  $\sim 100$  суток. Если характерные параметры течений меньше указанных, то течения нельзя рассматривать как геострофические. Если придерживаться этого, то крупномасштабные течения океанов и морей нельзя рассматривать как геострофические, поскольку их характерные параметры на один - два порядка меньше указанных, допустимых, характерных параметров. К тому же эти течения развиваются вблизи поверхности моря и часто около берегов.

Эти исследования В.Б. Штокмана и А.С. Саркисяна не стали уроком для учёных. В последствие (после ухода В.Б. Штокмана из жизни) методы расчета течений, основанные на представлениях геострофической их природы, стали безгранично использоваться, что и приводило часто к ложным представлениям о течениях, их параметрах и свойствах.

Далее, рассматривая различные течения и в различных местах бассейнов, будет показано, что В.Б. Штокман и А.С. Саркисян были правы в том, что течения морей и океанов действительно преимущественно не градиентные геострофические. Отсюда, расчёты течений, выполненные с помощью соотношений (1), зачастую нельзя признать правильными. Во всяком случае, геострофический характер конкретных течений следует всегда обосновывать.

В настоящее время получено много информации об уровне океанов (альтиметрические измерения) и течениям (см. Гл. I). Сопоставительный анализ этих параметров океана позволяет сделать вывод, что реальные течения не градиентные. Приведём некоторую информацию подтверждающую это.

Течения Гольфстрима на выходе из Флоридского пролива имеют скорости порядка 1 м/с при ширине Гольфстрима 100 км (см. гл. I). в соответствие с (1) в этом случае перепад уровня по сечению Гольфстрима должен быть равен одному метру. Если течения Гольфстрима не геострофические, а просто градиентные, то перепад уровня на 100 км вдоль течения должен быть больше одного метра. Вместе

с тем точные альтиметрические измерения показывают, что перепад уровня в реальности не превышает 10 см на 100 км.

Установлено, что поверхностные течения воль экватора Тихого океана переменные по направлению, их скорости достигают 1м/с. Считается, что ветры - пассаты создают движение воды на запад, соответственно, и подъём уровня воды на западе океана. Эпизодически ветры прекращаются и в результате разности уровней океана в западной и восточной его частях возникает, как считается, градиентное течение. В настоящее время с помощью альтиметрических измерений установлено, что перепад уровней между западной и восточной частями океана, имеющего протяжённость десять тысяч километров, не превышает 60 см. В этом случае уклон уровня океана на сто километров не превышает 60 мк.. Трудно даже представить, что такая малая величина разности уровней может двигать воды с такими большими скоростями течений. Эпизодически возникали ситуации, когда существовало сильное течение на запад, а перепад уровней был равен нулю [Мохов, 2000]. Это свидетельствует о том, что эти течения явно не градиентные.

**Ветровые течения.** Динамика ветровых течений была впервые рассмотрена Экманом в 1905 г. [Ekman, 1906] и до сих пор практически не претерпела изменений [Боуден К., 1988]. Часто к названию “ветровые течения” приписывают слово “Экмановские”, тем самым отмечается, что принимается в учёт не просто причина течений – ветер, а и механизм их образования, предложенный Экманом. Приведу основные положения теории, необходимые для понимания излагаемого далее. Считается, что ветер, действующий на поверхность моря, создаёт сдвиговые напряжения, передающиеся за счёт турбулентности нижним слоям воды. Экманом получены решения для случая горизонтальной поверхности моря (т.е. когда отсутствует градиентное давление) и для стационарного режима. Когда глубина моря  $H$  существенно больше толщины верхнего слоя, названного Экмановским, в котором присутствуют дрейфовые течения, решение даётся следующее. Полный перенос масс воды в Экмановском слое (Экмановский перенос) направлен под прямым углом вправо в Северном, и влево в Южном полушариях. Объёмный перенос на единицу длины в направлении ветра определяется выражением [Боуден, 1988]

$$T = \tau_s / \rho f ,$$

где  $\tau_s$  – касательное напряжение ветра на единицу площади поверхности моря,  $\rho$  - плотность воды,  $f = 2\omega \sin \varphi$  - параметр Кориолиса,  $\omega$  - угловая частота и  $\tau$  - период вращения Земли,  $\varphi$  - широта места, град. Следовательно, так называемый, Экмановский перенос зависит только от касательного напряжения ветра и широты места.

Составляющие по горизонтальным осям,  $x$ ,  $y$  касательного напряжения ветра  $\tau_x$ ,

$\tau_y$  на глубине  $z$  связаны с составляющими скорости соотношениями

$$\tau_x = \rho A_z (\partial u / \partial z), \quad \tau_y = \rho F_z (\partial v / \partial z),$$

где  $u$ ,  $v$  – составляющие скорости течения по осям  $x$ ,  $y$ ,  $A_z$  – коэффициент турбулентной вязкости.

Допустив, что коэффициент турбулентной вязкости не зависит от глубины, Экман получил решение, согласно которому течение на поверхности моря направлено под углом  $45^\circ$  вправо от направления ветра, и с глубиной вектор скорости по модулю экспоненциально убывает и поворачивается вправо (в Северном полушарии). На глубине  $D$  течение направлено против поверхностного течения и составляет приблизительно 0,04 от его величины. Глубина  $D$ , называемая глубиной трения, определяется выражением

$$D = \sqrt{2A_z / f}.$$

Согласно решению  $u_s = kW = 0,0127W / \sqrt{\sin \varphi}$ , скорость течения на поверхности связана с касательным напряжением ветра соотношением

$$u_s = \tau_s / \rho \sqrt{fA_z} = \sqrt{2\pi} \tau_s / \rho f D.$$

Касательное напряжение  $\tau_s$  определяют из соотношения

$$\tau_s = C \rho A W^n,$$

где  $W$  – скорость ветра, обычно измеряемая на высоте 10 м над поверхностью моря,  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $C$  – коэффициент трения, зависящий от высоты, на которой измеряется ветер, а также от устойчивости нижнего слоя атмосферы и шероховатости поверхности воды.

Обычно  $n$  принимается равным 2. Однако на этот счёт нет единого мнения. Разные исследователи экспериментальным путём получили различные значения для  $n$ , укладывающиеся в диапазон от 1,5 до 3 [Вильсон, 1964]. Как отмечалось, коэффициент трения зависит от состояния атмосферы, степени её устойчивости, которая, в свою очередь, зависит от разности температур воды и воздуха. Коэффициент трения может иметь значения от 0,0003 до 0,0065 [Соркина, 1958]. Для скоростей ветра от 6 до 20 м/с многие исследователи используют коэффициент  $C$ , равный 0,0026 [Миязаки и др., 1964]. Кроме того, в расчёты касательного напряжения ветра часто вводится поправочный коэффициент, меняющийся в зависимости от продолжительности действия ветра и его скорости, в пределах от 1 до 2,2.

Для определения скорости ветра  $W_z$ , на высоте  $z$  над поверхностью моря обычно используется соотношение [Боуден, 1988]

$$W_z = \frac{W_*}{K_0} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (2)$$

где  $W_*$  – скорость трения, связанная с касательным напряжением ветра  $\tau_s$  зависимостью  $\tau_s = \rho_a W_*^2$ ,  $z_0$  – параметр шероховатости,  $K_0$  – постоянная Кармана, обычно принимаемая 0,4.

Из (1), (2) при  $n = 2$  следует, что скорость ветра на высоте 10 м  $W_{10}$  и скорость трения связаны соотношением



$$W_{10} = \sqrt{C}W_{10}.$$

Как уже отмечалось,  $C$  – величина непостоянная. Экспериментальные данные [Вильсон, 1964] показывают, что она будет зависеть также от скорости ветра.

Для определения необходимых параметров дрейфового течения по скорости ветра часто используют соотношения, полученные экспериментально для условий  $\varphi > 10^\circ$  и  $W > 6$  м/с [Боуден, 1988]:

$$u_s = kW = 0,0127W / \sqrt{\sin \varphi} \text{ [м/с];}$$

$$D = 4,3W / \sqrt{\sin \varphi} \text{ [м];}$$

$$A_z = 1,37W \text{ [см}^2\text{/с]}.$$

Величина  $K$  – ветровой коэффициент – определяется по данным непосредственных наблюдений в море  $u_s$  и  $W$ . Определить ветровой коэффициент с высокой точностью практически невозможно, поскольку в реальных условиях в чистом виде дрейфовые течения не наблюдаются, а разделить дрейфовую и не дрейфовую части весьма сложно, даже приближенно.

Выполненные автором исследования свидетельствуют, что обычно исследователи получают завышенную в 5 – 10 раз величину ветрового коэффициента, поскольку при его расчётах берётся не дрейфовая часть течений, а целиком все течения, куда обычно входят и течения иного происхождения [Бондаренко, 1993, Бондаренко, 2001].

Влияние глубины моря на параметрах течения сказывается следующим образом. В мелком море, когда  $H < D$ , течение на поверхности отклоняется от направления ветра на величину, меньшую  $45^\circ$ . Угол отклонения зависит от соотношения  $H/D$ . При  $H/D$  порядка 0,1 течения на поверхности и на дне моря практически должны совпадать с направлением ветра.

Промежуток времени действия ветра на водную поверхность до установления дрейфовых течений для глубокого моря зависит от широты места, приблизительно равен одним маятниковым суткам и определяется с помощью соотношения  $\frac{2\pi}{\omega} \sin \varphi$ .

Экмановская глубина зависит от широты места, т.е. от параметра Кориолиса.

Естественно, что для мелкого моря стационарное состояние чисто дрейфовых течений должно наступить быстрее. Считается, что для Северного Каспия, средняя глубина которого  $\sim 6$  м, оно наступает через 6 ч [Герман, 1970].

Дрейфовые течения создают наклон уровня моря, в результате возникают горизонтальные градиенты давления, которые практически действуют на всю толщу воды и вызывают её движение, т.е. создаются градиентные течения.

Для условий глубокого однородного моря при чисто градиентных течениях величиной трения пренебрегают. В стационарном режиме в этом случае течение находится в геострофическом равновесии и направлено под прямым углом к

градиенту давления, т.е. вдоль изобар так, что в Северном полушарии относительно направления течения уровень моря выше справа, а в Южном – слева. Это мы обсуждали в предыдущем разделе. В этом случае скорости течения определяются из соотношений (1), полученных ранее Сандстремом и Хелланд-Хансенom.

В мелком море на течение существенно влияет трение. С уменьшением глубины течение разворачивается в сторону направления наибольшего градиента давления, для малых глубин оно практически совпадает с этим направлением.

Некоторыми авторами получены решения, которые показывают, что на глубокой воде течение на поверхности отклоняется от направления ветра не на  $45^0$ , а лишь на  $10^0$  [Madsen,1977]. Оно быстрее затухает с глубиной и на поверхности быстрее выходит на стационарный режим после начала действия ветра. Если по Экману течение выходит на стационарный режим приблизительно за одни маятниковые сутки, то здесь практически за 3 – 4 ч. Однако ниже поверхности моря стационарное состояние устанавливается медленнее и течение во всём Экмановском слое формируется за время порядка одних маятниковых суток. Время выхода градиентных течений на стационарный режим будет зависеть от морфометрии бассейна, параметров ветра и дрейфового течения.

Составляющие напряжения трения на дне моря по осям  $x$ ,  $y$

$$\tau_{bx} = \rho A_z \frac{\partial u}{\partial z}; \quad \tau_{by} = \rho A_z \frac{\partial v}{\partial z}; \quad z = H.$$

Для определения придонного трения также используют соотношения вида [Боуден, 1988]

$$\tau_b = k^* \rho |u_b| u_b; \quad \tau_b = k^* \rho u_b,$$

где  $k^*$  - безразмерный коэффициент трения, зависящий от шероховатости дна.

Эти выражения просты и поэтому удобны в расчётах. Однако при более точных определениях безразмерного коэффициента трения используется выражение [Миязаки и др. 1964], в котором учитываются, в частности, также глубина моря и тангенциальное напряжение ветра. Для упрощённых расчётов скорости течений по скорости ветра на мелких морях обычно используют соотношение, аналогичное (3), а именно

$$u_s = AW^n + B,$$

где  $A$ ,  $B$ ,  $n$  – постоянные величины, определяемые отдельно для данного района моря.

В заключение хотелось бы отметить. Теория ветровых течений не проверена и не обоснована натурой. Хотя некоторые её положения можно считать верными. Действительно ветер создаёт течения. Но очевидно, что величина течений завышена в  $\sim 10$  раз. Не определены количественно характеристики передачи движений воды от поверхности океана на глубину. Расчёты течений, выполненные по теории Экмана, требуют сравнения их с натурой.

**Длинноволновые крупномасштабные течения.** Течения градиентные и ветровые. Это популярное и практически почти общепринятое, но не единственное объяснение природы крупномасштабных течений. В начале шестидесятых годов в океанах доказательно были зарегистрированы мощнейшие гидродинамические образования – долгопериодные волны, получившие название планетарных волн Россби или, просто, волн Россби [Гилл, 1976, Лаппо, 1978, Монин, 1978]. Те же самые волны в зоне близкой берегу или в замкнутых морях получили название континентальных шельфовых волн [Лаппо, 1978, Ле Блон, Майсек, 1981, Hsih, 1982]. Поэтому в дальнейшем для упрощения изложения содержания работы часто их также будем называть волнами Россби.

В замкнутых морях (Каспийском и Чёрном) континентальные шельфовые волны были доказательно зарегистрированы в конце восьмидесятых – начале девяностых годов [Бондаренко, 1993, Иванов, Янковский, 1993]. Более подробное описание этих волн будет дано в последующем разделе.

Анализ параметров волн Россби и крупномасштабных течений подсказал учёным, что эти два явления, волны и течения, как-то должны быть взаимосвязаны. Наличие связи учёные объясняли двояко: одни считали, что крупномасштабные течения в результате их неустойчивости формируют волны Россби, однако другие считали, что волны образуют течения. Преимущественно рассматривались два механизма образования крупномасштабных течений путём передачи энергии волн течениям: отрицательной вязкости в волнах и нелинейного взаимодействия волн [Монин, 1974, Лаппо, 1979]. В целом рассматривались механизмы передачи энергии волн течениям, или наоборот в виде “накачки”.

Известный отечественный океанолог академик А.С. Монин, изучая эти механизмы формирования крупномасштабных течений, понимал важную роль волн Россби в динамике вод океана. Он отмечал, что так (с позиции длинноволновой природы течений) можно объяснить большие скорости струйных течений и устойчивый их характер. Для убедительности изложенного обсудим некоторые работы этого направления.

Так, М. Лайтхилл [Lighthill, 1969] предполагал, что планетарные волны Россби экваториальной зоны Индийского океана, достигнув побережья Африки, передают свою энергию водам прибрежной зоны, формируя, таким образом, Сомалийское течение. В дальнейшем эта гипотеза была развита другими учёными.

Дж. Кнаусс [Knauss, 1966] полагал, что экваториальные планетарные волны Россби имеют отношение к динамике подповерхностных течений Тихого и Атлантического океанов.

Р. Ниллер и Л. Мусак отмечали, что волны Россби взаимодействуют с пограничными течениями – Восточно-Австралийским и Гольфстримом, чем и объясняются их большие скорости [Niller, Mysak, 1971].

Для объяснения экваториального подповерхностного течения Кромвеля В.Манком и Д. Муром была предложена гипотеза участия волн Россби в формировании течений [Munk, Moore, 1968]. Рассматривался механизм однонаправленного волнового (осреднённого) переноса вод волнами Россби, возникающего в результате нелинейного взаимодействия волн.

Некоторые авторы [Коротаяев, Михайлова, Шапиро, 1986] считают, что ветры, дующие над экваториальной восточной половиной Тихого океана, генерируют сильные экваториальные течения, но в западной части океана, где ветры слабые, подобные течения генерируются волнами Россби (механизм ими не объясняется).

Однако эти гипотезы не получили должного развития. На мой взгляд, объяснение этому следующее. Во-первых, они противоречат существующему в океанологии мнению, основанному на представлениях о Стоксовом и Лагранжевом переносах, согласно которым волновой перенос является крайне малой величиной, особенно в глубоководных частях океанов и морей. Поэтому считается, что волны не переносят однонаправленно большие массы воды, следовательно, и не участвуют в формировании крупномасштабных течений. Во-вторых, отсутствовали экспериментальные доказательства этих гипотез.

Сравнительно недавно автором монографии с коллегами экспериментально была обоснована возможность формирования крупномасштабных течений долгопериодными волнами [Бондаренко и др., 2000 – 2004, 2007а, 2008]. Об этом в следующем разделе.

### **Глава III Формирование крупномасштабных течений долгопериодными волнами. Экспериментальные исследования**

*Приведены экспериментальные исследования связи долгопериодных волн и крупномасштабных течений Мирового океана. Связь одновременная, высоко достоверная.*

Представления о связи волн и течений. В работах [Бондаренко, 1993, Бондаренко, Жмур и др., 2004, Лаппо, 1979] приводится информация, показывающая, что в переменных течениях замкнутых морей и океанов доминируют течения долгопериодных волн: в океанах - приливных, инерционных и волн Россби, а в замкнутых морях - инерционных и континентальных шельфовых волн. Наглядно это видно из спектров течений типичных для океанов и внутренних морей (рис. 17а, б).

Как отмечалось, существует несколько гипотез формирования долгопериодных волн (волн Россби, континентальных шельфовых), крупномасштабных течений в океанах и замкнутых морях, их взаимных связей с явлениями их образующими, следуя которым можно выделить и рассмотреть следующие два сценария формирования и связи между собой рассматриваемых явлений. Расположим их по степени популярности.

*Первый сценарий.* Крупномасштабные течения формируются ветром в режиме ветровых (экмановских) течений или (и) термохалинными структурами в режиме геострофических или квазигеострофических течений, а волны Россби и континентальные шельфовые являются продуктом этих течений: они сформированы их неустойчивостью.

*Второй сценарий.* Атмосферная активность создаёт волны Россби и континентальные шельфовые, а те через механизм их отрицательной вязкости или нелинейного взаимодействия волн формируют крупномасштабные течения.

В этих двух сценариях рассматривается режим передачи энергии в виде

“накачки”: течений - волнам, наоборот, волн - течениям.

Хотя и существует общее стремление ученых объяснять конкретные ситуации в течениях, наблюдаемых в естественных условиях, с позиции популярных гипотез ветровой и термохалинной их природы, однако далеко не всегда это удается. С позиции только этих гипотез трудно объяснить многое в реально наблюдаемых течениях, в частности, большие скорости струйных течений (составная часть крупномасштабных течений), устойчивый их характер и сложную структуру [Монин, 1978].

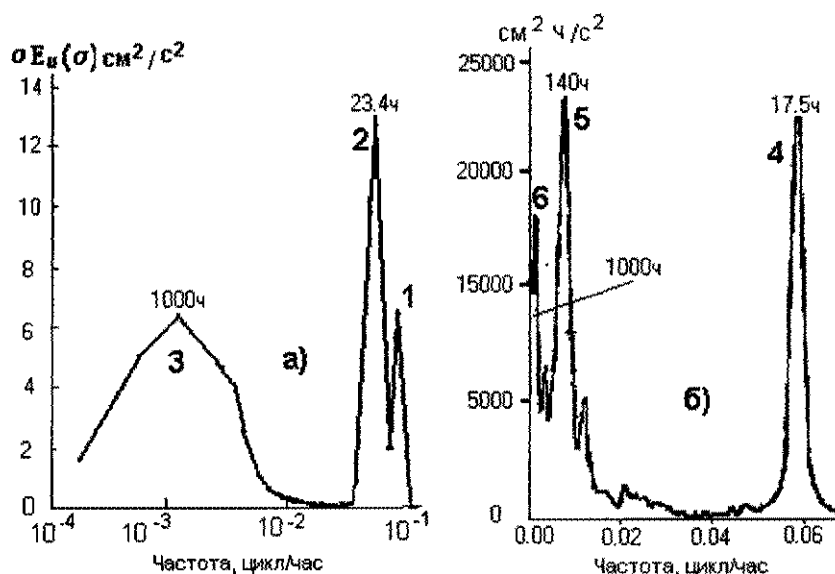


Рис. 17а, б. Функции спектральной плотности течений типичные для океанов (а) и внутренних морей (б): а – построена по измерениям течений в западной Атлантике на глубине 500 м на станции “D”, по данным трехлетних измерений [Thompson, 1979]; б - Каспийского моря в пункте “Нефтяные Камни”, недалеко от Апшеронского п-ва, по данным трёхлетних измерений [Бондаренко, 2001].

Из анализа информации о волнах Россби, континентальных шельфовых и крупномасштабных течений учёным стало ясно, что эти два явления как-то связаны между собой. Так, например, характер распределения по глубине средних за продолжительное время величин кинетических энергий крупномасштабных течений и волн Россби оказался одинаковым [Лаппо, 1979].

Подобного рода связь может быть объяснена с позиции любого из двух указанных сценариев. Однако эту связь большинство учёных объясняли и сейчас объясняют с традиционных позиций о происхождении течений в свете первого сценария: течения ветровые и термохалинные, а волны генерируются ими с помощью механизма неустойчивости течений.

Однако некоторые учёные рассматривали возможность развития событий в обратной последовательности, т.е. в свете второго сценария: волны генерируются атмосферной активностью, а те участвуют в формировании крупномасштабных течений, возможно, наряду с ветровыми и термохалинными течениями.

В конце восьмидесятых годов сотрудниками Института водных проблем РАН выполнялись исследования течений Каспийского моря, и было установлено, что в течениях доминируют не ветровые, как ранее считалось, а волновые течения. В частности, тогда и было установлено существование в морях энергетически мощного вида движений вод – континентальных шельфовых волн [Бондаренко, 1993]. Всё изложенное, а также наличие некоторых общих свойств континентальных шельфовых волн и крупномасштабных течений, в частности, распространяться в одном направлении, а также невозможность показать только ветровое или термохалинное происхождение крупномасштабных течений и подсказало авторам [Бондаренко, 1993, Бондаренко, 2000 - 2004], что эти явления должны быть связаны между собой. Предполагалось, что связь должна развиваться по второму сценарию, т.е. континентальные шельфовые волны через механизм отрицательной вязкости или нелинейного взаимодействия волн в виде волнового переноса создают крупномасштабные течения.

Какая из рассмотренных гипотез связи долгопериодных волн и крупномасштабных течений реализуется в естественных условиях, должны показать экспериментальные исследования. Частично они будут приведены ниже.

**О некоторых закономерностях течений океанов и морей.** Ниже приведены данные анализа трёх экспериментов по измерению течений с неподвижного основания: в Каспийском море, в экваториальной зоне Тихого океана и в Охотском море.

*Первый эксперимент.* Анализировались продолжительные (три года) измерения течений в пункте "Нефтяные камни", расположенном недалеко от Апшеронского п-ва в Каспийском море. Для этого измерения течений были обработаны общепринятым следующим методом. Из непосредственных измерений течений фильтром "скользящее равновесное среднее" с интервалом сглаживания 48 ч были исключены быстроменяющиеся течения, образованные инерционными волнами, поскольку они не принимают участия в процессе формирования крупномасштабных течений. Предполагалось, что в этот оставшийся диапазон входят квазипостоянные течения (рис. 18а), которые рассматривались, как крупномасштабные течения Каспийского моря (рис. 6, гл. I) и течения низкочастотного диапазона, образованные континентальными шельфовыми волнами с периодом 140ч. Эти два вида течений были однонаправлены на  $150^0$ , вдоль берега. Анализ показал, что составляющие скорости течений, перпендикулярные берегу, существенно меньше составляющих вдоль берега, и поэтому вдольбереговую составляющую можно рассматривать, как вектор или модуль течений.

С помощью фильтра "скользящее равновесное среднее" с интервалом сглаживания 280 ч из низкочастотного диапазона течений (рис. 18а) были выделены переменные течения, пульсации течений, собственно континентальных шельфовых волн с периодом 140 ч (рис 18б) и квазипостоянные, которые, как отмечено выше, мы отнесли к крупномасштабным течениям (рис 18в). Хотя это и принятое, но не совсем правильное деление течений и оно выполнимо далеко не всегда. Это мы будем обсуждать немного позже. Колебания течений

континентальных шельфовых волн на рис 18а, б помечены цифрами 1, 2, 3.

В результате анализа этих измерений была получена зависимость скорости течений  $U$ , которые здесь отнесли к квазипостоянным или крупномасштабным течениям, от амплитуды колебания скорости течений континентальных шельфовых волн  $V_0$  вида:

$$U = KV_0 \quad (1)$$

Коэффициент корреляции  $R$  связи (2) равен 0,88, а  $K = 1/2$ .

Колебания течений континентальных шельфовых волн присутствуют в море постоянно и образуют модуляции (группы, цуги, биения), впрочем, как и во многих других типов волн, состоящие в среднем из восьми колебаний (I-II, II-III, IV-V, V-VI, рис.18а, б) последовательно с малыми - большими - малыми и т.д. амплитудами.

Связь амплитуд колебаний скорости течений волн,  $V_0$  с величиной скорости квазипостоянных течений,  $U$  хорошо заметна при рассмотрении рис. 18б, в. Например, на участках графиков около обозначений I, II, III, и т. д. амплитуды колебаний скорости течений волн Россби крайне малы, порядка 1-2 см/с. Соответственно и скорости квазипостоянного течения в эти моменты малы, практически равны нулю (см. I', II', III' и т. д., рис. 18в). Большим волнам соответствуют и большие скорости квазипостоянных течений. При этом периоды модуляций континентальных шельфовых волн и крупномасштабных течений практически равны.

*Второй эксперимент.* В [Halpern, Knox, Luther, 1988] приведены продолжительностью пять лет измерения течений на экваторе в Тихом океане, которые демонстрируют, что события в океанах могут развиваться приблизительно также как и в морях.

Путем осреднения измерений течений по суткам были исключены течения инерционных и приливных волн и выделены течения волн Россби с периодом 20 суток, а путем осреднения по месяцам – квазипостоянные течения, которые, напомним, принято относить к крупномасштабным течениям.

Экспериментально установлено, что волны распространяются вдоль экватора на запад с фазовой скоростью 0,9 м/с. На рис. 19а приведена меридиональная составляющая скорости течений волн Россби  $V_0$  (вверх на север, вниз на юг) и зональная составляющая переменного по направлению квазипостоянного течения, которое принято относить к крупномасштабному течению (19б), изменяющегося с периодом около года (вниз на запад, вверх на восток). Связь квазипостоянного течения  $U$  с амплитудой колебания скорости течения волн Россби подчиняется (1), при  $K \sim 1/2$ ,  $R=0,90$ .

Связь скорости крупномасштабного течения с величиной амплитуды колебания скорости течений волн Россби хорошо заметна, впрочем, как и в предыдущем эксперименте, непосредственно по измерениям течений. Так, минимальным (I - VI) и максимальным (I' - VI') значениям квазипостоянного течения соответствуют минимальные и максимальные значения амплитуд колебаний скорости течений волн Россби (рис 19а, б). Средние для всей реализации скорости квазипостоянного течения и амплитуды колебания скорости течения волн будут

такие: минимальные значения 40, 20 см/с, а максимальные 120, 60 см/с. Можно утверждать, что два процесса: волны и квазипостоянные течения зависят друг от друга. Особенно хорошо эта зависимость прослеживается там, где волны Россби образуют четкие модуляции.

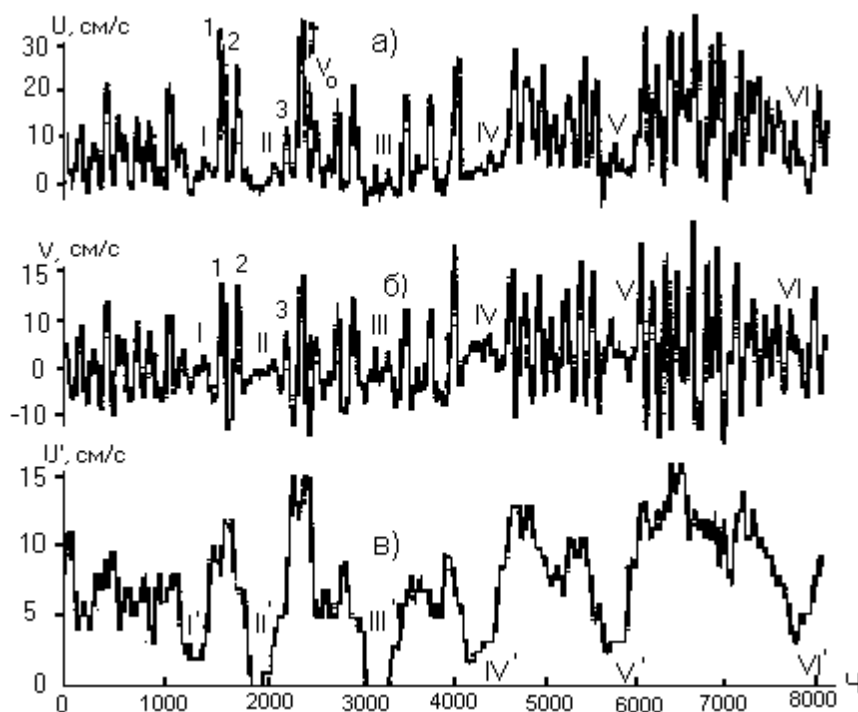


Рис. 18а, б, в. Исходные измерения течений Каспийского моря в пункте Нефтяные камни  $U$  (а), включающие колебания скорости пульсаций течений, вызванных континентальными шельфовыми волнами  $V$  (б) и квазипостоянные, крупномасштабные течения  $U$  (в). Цифрами 1, 2, 3 обозначены колебания скорости пульсаций течений, их период  $\sim 140$  ч, цифрами I - VI выделены модуляции пульсаций, а I' - VI' - изменения скорости квазипостоянных, крупномасштабных течений,  $V_0$  - амплитуда колебания скорости пульсаций течений.

Наличие модуляций указывает на то, что в данном случае существует две или несколько систем волн с различными периодами, что, в принципе, согласуется с гипотезой Манка - Мура. Так, волны Россби сформированы в модуляции с периодом около года и с тем же самым периодом и в такт с амплитудами колебаний скорости течений волн  $V_0$  изменяются и квазипостоянное течение.

Авторы [Halpern, Knox, Luther, 1988], анализируя эти данные, также заметили существование связи волн Россби с крупномасштабными, квазипостоянными течениями, которая, выражалась в том, что в моменты, когда амплитуды колебаний скорости течений волн  $V_0$  в модуляциях были наибольшими, квазипостоянные течения  $U$  были направлены на запад и их



скорости также были наибольшими. Однако каких-либо объяснений этому феномену и каких-либо количественных оценок связи параметров волн Россби с течениями дано не было.

*Третий эксперимент.* В одной из научных статей приведены непрерывные продолжительностью три месяца измерения течений в Охотском море над банкой Кашеварова на горизонте 140 м и на расстоянии 14 м от дна моря, выполненные при участии сотрудника Тихоокеанского института океанологии РАН Рогачёва К.А. и любезно нам предоставленные [Рогачёв, 2001]. Течения однонаправлены (как и в эксперименте на Каспийском море) с севера на юг (рис. 20а). Фильтром "скользящее равновесное среднее" с интервалом сглаживания 48 ч из этих течений выделены квазипостоянные течения  $U$  (обозначены на рисунке жирной линией) и течения собственно приливных волн (рис 20б).

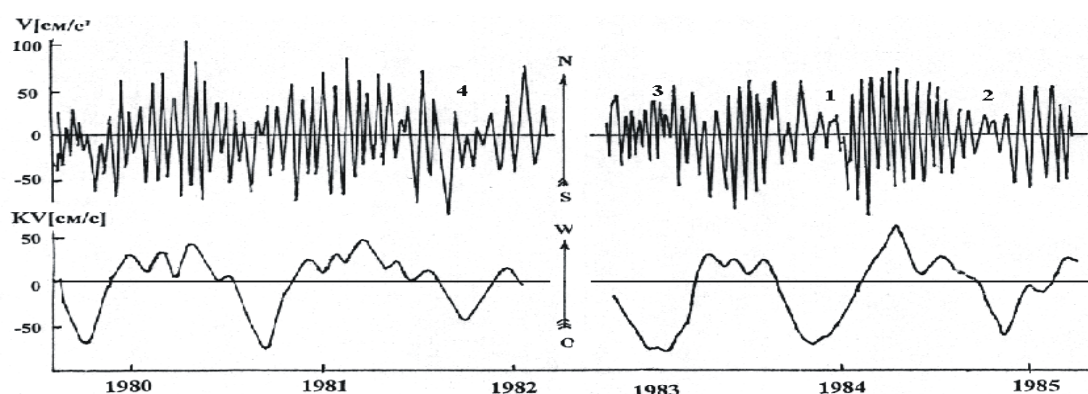
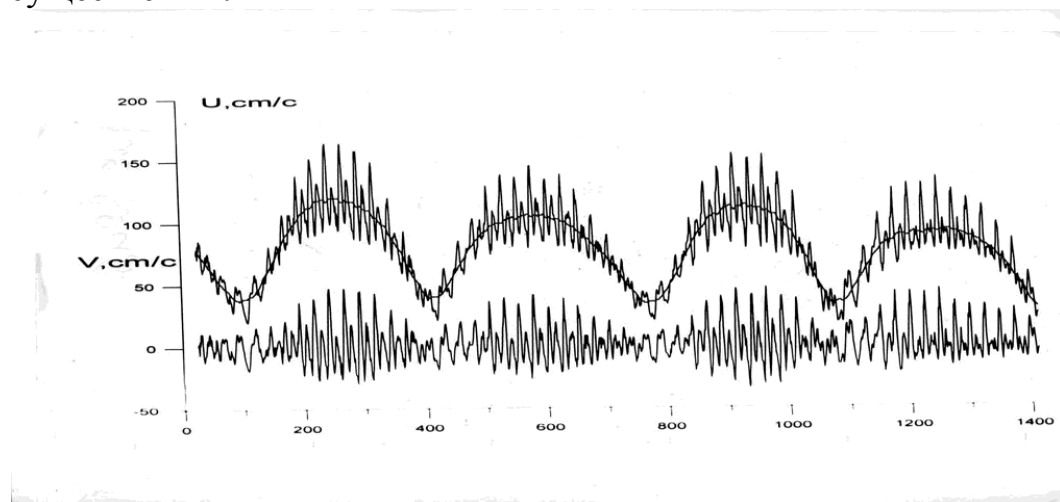


Рис. 19а, б. Течения, зарегистрированные на экваторе, на горизонте 20м. Меридианальная составляющая скорости течений волн Россби  $V$  (а) и зональная составляющая квазипостоянного, крупномасштабного течения  $U'$  (б). Моменты I - VI и I' - VI' соответствуют максимальным и минимальным значениям скорости квазипостоянных течений и амплитуд колебания скорости течений волн Россби.

Приливные волны (и течения) состоят из двух гармоник с близкими периодами 25,82 ч и 23,93 ч, в результате чего в течениях образуются модуляции с периодами 13,66 ч (I - II, II - III, III - IV и т.д. (рис. 20 а, б). В моменты I, II, III, и т.д., когда фазы волн  $\sim 180^\circ$ , то амплитуды колебаний скорости собственно волновых течений минимальны, в моменты I', II', III' и т. д., когда фазы волн  $\sim 0^\circ$ , максимальны (рис. 20б). С тем же самым периодом (13,66 ч) и пропорционально величинам амплитуд колебаний скорости течений приливных волн,  $V_0$  изменяется и квазипостоянные течения  $U$ , приблизительно, как (1). Полученная связь скорости квазипостоянного течения,  $U$  с величинами амплитуд колебаний скорости течений приливных волн,  $V_0$  характеризуется зависимостью (1) с параметрами:  $K \sim 3$ ,  $R \sim 0,9$ . Максимальные значения амплитуд колебаний скорости течений приливных волн равны  $\sim 35$  см/с, а волнового переноса  $\sim 120$  см/с. Если рассчитывать волновой перенос по методу Лагранжева переноса, то он

должен быть  $\sim 5$  см/с, расхождения с наблюдаемыми весьма и весьма существенны.



ЛД

Рис. 20а, б. Течения над банкой Кошеварова в Охотском море(а), оно постоянно направлено на юг. На рис.3 а плавной жирной линией выделены квазипостоянные течения  $U$ . На рис. 3 б представлена собственно приливная часть течения с амплитудой  $V_0$ .

По результатам этих экспериментов был сделан вывод: долгопериодные волны генерируют течения в режиме одновременной их связи. Такая связь не может быть объяснена с позиции ни одного из указанных ранее механизмов: нелинейного взаимодействия волн, отрицательной вязкости в волнах или неустойчивости течений. Мы пришли к выводу, что это некий механизм типа Лагранжева или Стоксова переносов. Была опубликована статья: “О переносе масс воды морскими и океанскими волнами” [Бондаренко, Жмур и др., 2004]. Результаты и тогда у нас вызвали сомнение. “Слишком большая величина волнового переноса”, - отмечал теоретик В.В. Жмур. На что экспериментатор, аналитик А.Л. Бондаренко возражал: “Так это может быть в глубоком море она большая, а у нас оно мелкое и это эксперимент показывает, он вроде бы чисто выполнен и обработан”. “Да, он чисто выполнен, но всё равно и для мелкого моря это очень большой перенос”, - отмечал В.В. Жмур. Решено было статью опубликовать, однако вывод сделать очень осторожный, писалось не о существовании механизма переноса вод волнами, а о возможности его существования.

Повторимся и отметим ещё раз, что этот метод выделения течений хотя и общепринятый, но, как увидим, неверный. Будет показано, что В.В. Жмур был прав – волновой перенос не может быть большим. Но об этом позже. А пока мы рассмотрим, является ли закономерность (1) справедливой для морей и океанов в целом.

**О некоторых закономерностях течений океанов и морей.** Экспериментальные исследования. Из изложенного в предыдущем разделе было установлено, что течения включают некую квазипостоянную часть течений, получившую название крупномасштабных течений, и пульсационную, образованную долгопериодными волнами.

Мы проанализировали свыше двухсот дрейферных измерений течений в Чёрном море, в районе Гольфстрима, Куроисио, Сомалийского, Восточно-Австралийского, Бразильского течений и установили, что течения в них имеют подобный пульсационный характер. Скорость измеренного течения изменяется от нуля (или приблизительно от нуля) и при этом модуль скорости квазипостоянного течения  $U$  равен амплитуде колебания скорости пульсаций  $V_0$ , т.е. выполняется (1) при  $K \sim 1/2$ .

Далее в качестве образца приводим отдельные результаты экспериментальных исследований течений в указанных выше объектах: Чёрном море, Гольфстриме, Куроисио, Сомалийском течениях. На рис. 21а, б, в, г приведены средние по ансамблю наблюдений течения в них.

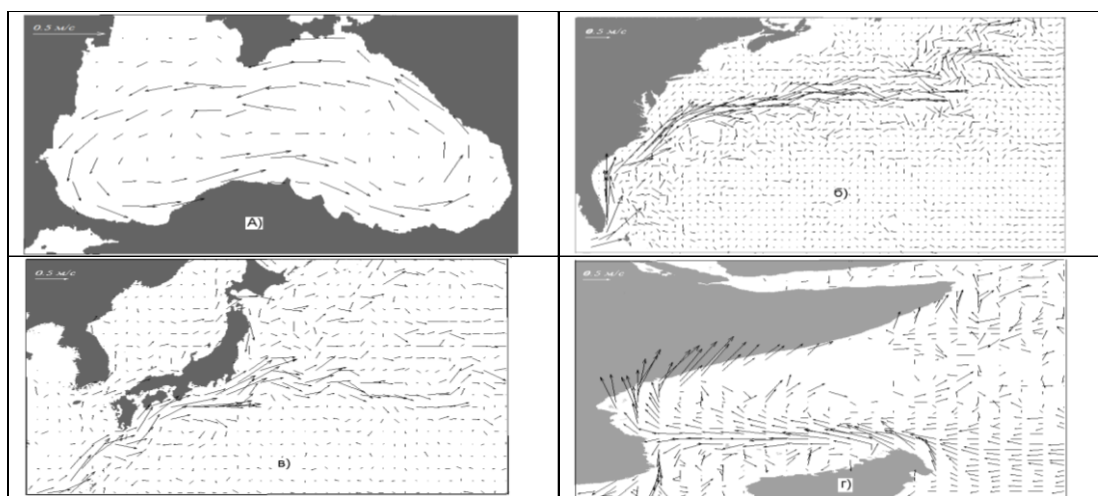


Рис. 21а, б, в, г. Векторы средних по ансамблю измерений течений. Область с большими скоростями течений соответствует крупномасштабным течениям: Чёрного моря (а), Гольфстрима (б), Куроисио (в), Сомалийского (г).

На рис. 22 а, б, в, г и 23а, б, в, г приведены типичные трассы дрейферов и, соответственно, графики модуля скорости течений по трассе.

Мы видим, что течения в целом однонаправленные и отсутствуют движения вихреобразной формы. Вместе с тем, модуль течений пульсирует, в минимумах скорости крайне малы, почти нулевые. Если течения, изображённые на рис. 23а, б, в, г подвергнуть фильтрации с интервалом сглаживания приблизительно равным периоду пульсаций, то удаётся выделить в “чистом” виде пульсации и крупномасштабные течения. При этом будет выполняться соотношение (1). Такое течение является длинноволновым и состоит из квазициклических по форме течений собственно волн Россби и крупномасштабных однонаправленных течений.

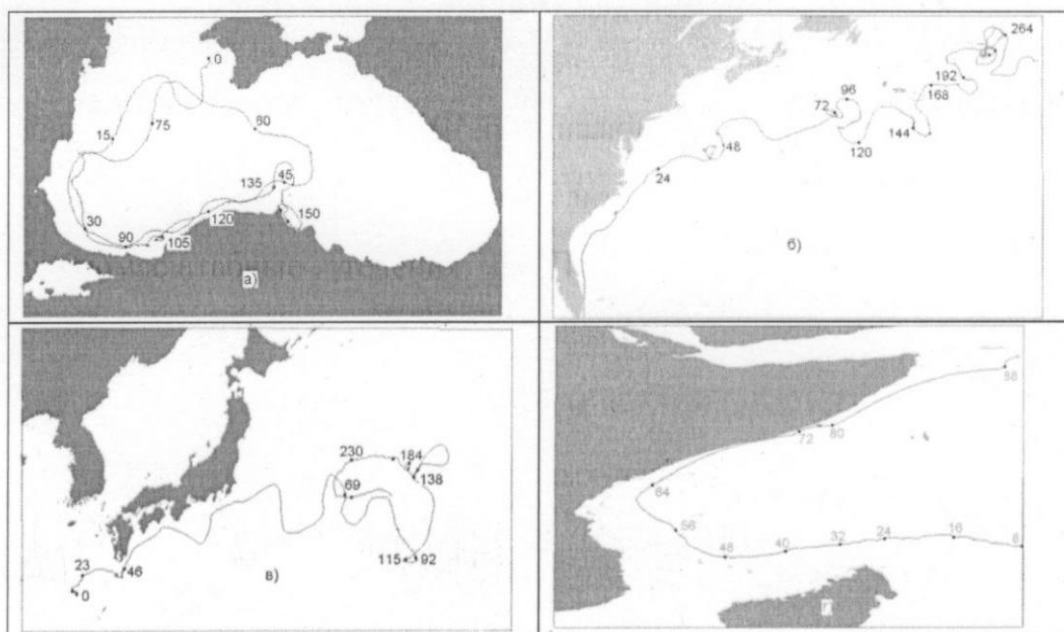


Рис. 22а, б, в, г. Трассы дрейфтеров, в течениях изображённых на рис. 21а, б, в, г. Цифры около кружочков – время движения дрейфтера в сутках с начала его запуска.

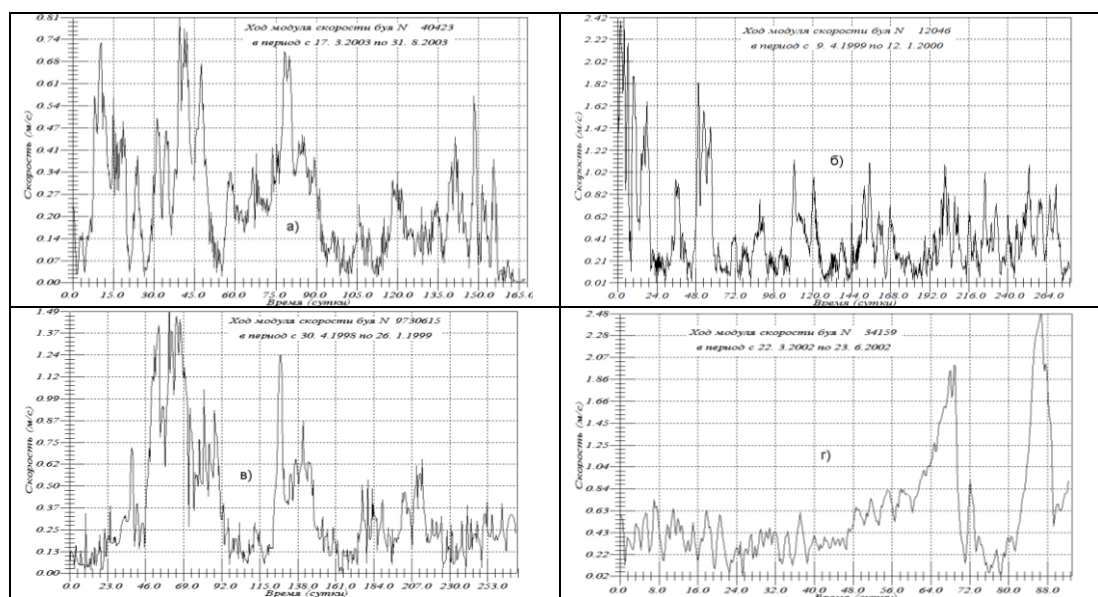


Рис. 23а, б, в, г. Модуль скорости течений по трассам дрейфтеров, изображённых на рис. 22а, б, в, г.

**Обсуждение, выводы.** Экспериментально получена одновременная связь скорости квазипостоянных, крупномасштабных течений и амплитуд колебаний скорости течений долгопериодных волн в виде (1). Величины  $U$  и  $V_0$  соизмеримы, а точнее  $K \sim 1,5$  при коэффициентах корреляции 0,8 - 0,9, что

позволяет рассматривать эту связь, как близкую к функциональной. Связь (1) качественно похожа на получаемую с помощью соотношений Лагранжева и Стоксова переносов. Это указывает на то, что в данном случае механизмы передачи энергии в виде “накачки” не работают. А поэтому указанные выше гипотезы формирования волн течениями и формирования течений волнами в экспериментах не реализуются.

В данном случае не реализуются и механизмы образования течений в виде Стоксова или Лагранжева переносов, ибо коэффициенты  $K$  для волн Россби и приливных небольшие и составляют  $\sim 0,01 - 0,05$  [Longuet-Higgins, Wunsh, 1973], т. е. существенно меньше величин, полученных в эксперименте.

Не может быть и речи о реализации гипотезы формирования волн неустойчивостью крупномасштабных течений. В этом нас убеждает третий эксперимент, приливные волны генерируются не течениями, а приливообразующими силами.

Из этих исследований пока можно сделать только один вывод. Крупномасштабные течения связаны с волновыми течениями соотношением (1). Однако механизм связи пока неизвестен. Связь (1) будет рассмотрена более основательно в гл. VI,

Проанализируем соотношение (1) более основательно. При фильтрации исходного ряда измерений мы фактически его усредняем по времени равному периоду волны и выделяем высокочастотную волновую часть течений и низкочастотную часть течений, куда должны входить крупномасштабные течения и течения полученное в результате усреднения высокочастотной части течений. Поскольку коэффициент корреляции большой, то из этого следует, что величина  $U$ , точно также как и  $V_0$  принадлежат определённой волне и в этом случае  $U$  не крупномасштабное течение и  $V_0$  не амплитуда. Связь (1) указывает на то, что нет крупномасштабного течения, а есть долгопериодные волны, включающие компоненты  $U$  и  $V_0$ . Что представляют эти волны, мы рассмотрим позже.

#### **Глава IV Долгопериодные волны океанов и морей**

*Приведены сведения о долгопериодных волнах океанов и морей, теоретического и экспериментального характера, сведения о реально наблюдаемых в океанах и морях волнах, дается сопоставительный анализ их с теорией.*

**Некоторые закономерности формирования долгопериодных волн.** Океан можно рассматривать как сложную механическую систему, всегда стремящуюся тем или иным способом сохранить равновесное состояние. Если какая-либо сила выводит эту систему из равновесия, то процесс возвращения к исходному состоянию чаще всего и в основном, как мы убеждаемся, реализуется в виде волн. Как всякая механическая колебательная система океан обладает набором собственных колебаний. Одним из наиболее эффективных механизмов энергоснабжения океана от внешних источников является резонансный, когда собственные колебания океана совпадают с колебаниями внешних сил,

возбуждающих его волновое движение. Потери энергии волнами крайне малы, что обусловлено их свойством суперпозиции, поэтому волны являются своего рода накопителями и обладателями большой энергии. Обладая большой массой при малых потерях энергии, они способны сохранять свои свойства неизменными в течение длительного времени.

Часто вспоминаются высказывания известного отечественного океанолога – теоретика, специалиста по океанским течениям П.С. Линейкина. Читая нам лекции, он отмечал, что волновые движения вод океана являются наиболее устойчивым из всех видов движений. Это говорилось в то время (конец пятидесятих годов), когда о долгопериодных волнах океанов практически ничего не было известно. В дальнейшем, изучая волны Россби, мы в этом неоднократно убеждались.

**Виды долгопериодных волн.** Можно выделить две категории волн. Это гравитационные и градиентно-вихревые волны [Боуден, 1988]. Под гравитационными, подразумеваются волны, в которых роль восстанавливающей силы, возвращающей в равновесное положение смещённый по вертикали объём воды, играет сила тяжести. Это волны инерционно-гравитационные, длинные гравитационные, краевые гравитационные, волны Кельвина и сейшевые.

Динамика градиентно-вихревых волн определяется принципом сохранения потенциального вихря. Для столба воды  $H$  от поверхности до дна потенциальный вихрь определяется, как  $(\zeta + f)/H$ , где  $\zeta$  – относительная завихренность около вертикальной оси, определяемая выражением

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

Если столб воды движется так, что  $f_{us} = kW = 0,0127W / \sqrt{\sin \varphi}$  или  $H$  изменяется, то из принципа сохранения потенциального вихря следует, что должна измениться и относительная завихренность. К этим волнам относятся инерционные (или гироскопические), планетарные волны Россби, топографические и шельфовые.

Приведём основные характеристики указанных видов волн [Блатов и др., 1984].

1. Инерционно-гравитационные волны подчиняются дисперсионному соотношению

$$\sigma^2 = N^2 \cos^2 \theta + f^2 \sin^2 \theta,$$

где  $\sigma$  – частота волны,  $N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}}$  – частота Вайселя-Брента,  $\theta$  – угол между направлением распространения волны и горизонтальной плоскостью.

2. Длинные гравитационные волны имеют следующие дисперсионные соотношения:

для баротропной моды  $\sigma_0^2 = gHK^2 + f$ ;

для бароклинных мод  $\sigma_n^2 = gH_n K^2 + f^2$ ,

где  $K = 2\pi / \lambda$  - волновой вектор,  $\lambda$  - длина волны,  $H_n$  - эффективная глубина (для моды  $n$ -го порядка), которая в наиболее простом виде вертикальной стратификации плотности  $N_z = \text{const}$  определяется из соотношения

$$H_n = N^2 H^2 g \pi^2 n^2.$$

3. Краевые гравитационные волны при  $N(z)=0$ , т.е. в однородной вращающейся среде, имеют дисперсионное соотношение

$$\sigma_n = \pm [(2n+1)g\alpha K]^{1/2},$$

где  $\alpha$  - угол наклона морского дна. В случае  $\alpha = 1$  эти волны превращаются в короткие гравитационные волны.

При стратификации, заданной в виде  $N(z)=\text{const}$ , для коротких краевых гравитационных волн может быть получено дисперсионное соотношение

$$\sigma^2 = N^2 \sin^2 \alpha \cos^2 \theta.$$

4. Волны Кельвина в случае аппроксимации берега вертикальной стенкой имеют простое дисперсионное соотношение

$$\sigma_n = \sqrt{gH_n} R,$$

где  $R$  - радиус захвата, который соответствует внутреннему радиусу деформации (Россби),  $R_d = HN / f$ .

5. Сейши – это свободные стоячие волны. При отсутствии вращения ( $f=0$ ) для бассейна прямоугольной формы с постоянной глубиной они имеют дисперсионное соотношение

$$\sigma_n^{lm} = \pi \left[ gH \left( \frac{l^2}{a^2} + \frac{m^2}{b^2} \right) \right]^{1/2},$$

где  $l, m$  - номера горизонтальных мод по осям  $x, y$ ;  $a$  и  $b$  - соответственно размеры бассейна по эти осям.

6. Инерционные, или гироскопические, волны. При  $N(z)=0$

$$\sigma^2 = f^2 \cos^2 \Omega,$$

где  $\Omega$  - угол между направлением распространения волны и вертикальной осью вращения. Период этих волн определяется по простой формул  $T = 12\text{ч} / \sin \varphi$  (так называемый локальный инерционный период).

7. Планетарные волны Россби. При  $\beta \neq 0$  могут быть получены следующие дисперсионные соотношения:

для баротропной моды

$$\sigma_0 = \frac{\beta K_1}{K_H^2 + 1/R_e^2};$$

для дивергентных бароклинных мод

$$\sigma_n = \frac{\beta K_1}{K_H^2 + n\pi / R_d},$$



где  $R_e$  – внешний и  $R_d = NH / f$  – внутренние радиусы деформации Россби,  $K_1$  и  $K_2$  – составляющие волнового вектора на оси  $x, y$ , направленные соответственно на восток и север,  $K_H^2 = K_1^2 + K_2^2$ ;  $\beta$  – параметр Россби,  $\beta = df / dy$ .

8. Топографические и шельфовые волны. Для дна с постоянным наклоном имеют дисперсионное соотношение

$$\sigma = -\frac{\alpha f}{H} \left[ \frac{K_1}{K_1^2 + K_2^2} \right].$$

Волна распространяется так, что более мелкая вода или берег остаётся справа в северном полушарии и слева – в южном. Для шельфовых волн коэффициент захвата определяется соотношением

$$R = [R + (f^2 - \sigma^2) / gH]^{1/2}.$$

Здесь  $H$  – глубина моря на границе шельфа. Из формулы следует, что для волн с частотами  $\sigma \leq f$  захват невозможен.

9. Солитоны и солитоны Россби. Представляется возможным реальные долгопериодные волны, получившие название волн Россби идентифицировать моделью волн солитонов. Эту проблему мы рассмотрим немного позже, но сейчас о волнах солитонах. Волна солитон – это уединенная волна в различных средах, сохраняющая неизменным свою форму и скорость распространения.

Первая официально зарегистрированная встреча человека с волной солитоном произошла 150 лет назад, в августе 1834 г., вблизи Эдинбурга. Джон Скотт Рассел, шотландский физик и талантливый инженер-изобретатель, исследовал движения барж по каналу, соединяющего Эдинбург и Глазго. И в ходе этих опытов он неожиданно столкнулся с совершенно необычным явлением, которое он описал в своем «Докладе о волнах» [Russel, 1838]: «Я следил за движением баржи, которую быстро тянула по узкому каналу пара лошадей, когда баржа неожиданно остановилась. Но масса воды, которую баржа привела в движение, собралась около носа судна в состоянии бешеного движения, затем неожиданно оставила его позади, катясь вперед с огромной скоростью и принимая форму большого одиночного возвышения – округлого, гладкого и четко выраженного водяного холма. Он продолжал свой путь вдоль канала, несколько не меняя своей формы и не снижая скорости. Я последовал за ним верхом, и когда нагнал его, он по-прежнему катился вперед со скоростью примерно 8 – 9 миль в час, сохранив свой первоначальный профиль возвышения длиной около тридцати футов и высотой от фута до полутора футов. Его высота постепенно уменьшалась, и после одной или двух миль погони я потерял его в изгибах канала». Он назвал это явление волной трансляции (переноса) или большой уединенной волной (great solitary wave). От слова solitary и был позже произведен термин «солитон».

Однако его сообщение встретили скепсисом признанные авторитеты в области гидродинамики – Джордж Эйри и Джордж Стокс, полагавшие, что волны при движении на большие расстояния не могут сохранять свою форму. Для этого у них были все основания: они исходили из общепринятых в то время уравнений



гидродинамики. Признание «уединенной» волны, которая была названа солитоном гораздо позже, в 1965 году [Zabusky. Kruskal, 1965] произошло еще при жизни Рассела трудами нескольких математиков, которые показали, что такая волна может существовать. Кроме того, были повторены и подтверждены опыты Рассела. Но споры вокруг солитона все же долго не прекращались – слишком велик был авторитет Эйри и Стокса.

Окончательную ясность в проблему внесли голландский ученый Дидерик Иоханнес Кортевег и его ученик Густав де Фриз. В 1895 году, через тринадцать лет после смерти Рассела, они нашли точное уравнение, волновые решения которого полностью описывают происходящие процессы. Так ведет себя нелинейная волна на поверхности воды при отсутствии дисперсии. Ее скорость не зависит от длины волны, но увеличивается с ростом амплитуды. Способность солитона сохранять при распространении свою форму неизменной объясняется тем, что поведение его определяется двумя действующими взаимно противоположно процессами. Во-первых, это, так называемое, нелинейное укрупнение (фронт волны достаточно большой амплитуды стремится опрокинуться на участках нарастания амплитуды, поскольку задние частицы, имеющие большую амплитуду, движутся быстрее впереди бегущих). Во-вторых, проявляется такой процесс как дисперсия (зависимость скорости волны от ее частоты, определяемая физическими и геометрическими свойствами среды: при дисперсии разные участки волны движутся с разными скоростями и волна расплывается). Таким образом, нелинейное укрупнение волны компенсируется ее расплыванием за счет дисперсии, что и обеспечивает сохранение формы такой волны при ее распространении. Линии токов волны солитон приведены ниже в гл. VI (рис. 30а, б). В последние двадцать лет началась новая жизнь солитона, который оказался поистине многоликим и вездесущим. Ежегодно публикуются тысячи научных работ о солитонах в физике, математике, гидромеханике, астрофизике, метеорологии, океанографии, биологии [Захаров и др., 1980, Ньюэлл, 1989, Филиппов, 1990]. Собираются научные конференции, специально посвященные солитонам, о них пишутся книги, все большее число ученых включается в их исследования.

Для условий равенства нулю вертикальной составляющей скорости движения среды учёными [Ларичев, Резник, 1982, Makino et al., 1981, Незлин, 1986] было получено решение, которое названо солитоном Россби. В подвижной системе координат терминах функции тока  $\psi(r, \theta)$ , решение Ларичева и Резника выглядит следующим образом:

**$\psi = [A J_1(kr) - \beta + k^2 c k^2 r] \sin \theta, r < a$  (1)** - внутренне решение

**$\psi = B K_1(pr) \sin \theta, r > a$  (2)** - внешнее решение

**$J_1(kr)$**  - функция Бесселя 1-го рода 1-го порядка

**$K_1(pr)$**  - функция Макдональда 1-го порядка (модифицированная функция Бесселя 2-го рода первого порядка)

Здесь  $r$  – расстояние от центра вихря до рассматриваемой точки в полярной системе координат  $(r, \theta)$ ; угол  $\theta$  отсчитывается от направления на Восток,  $\beta$  – коэффициент в приближении  $\beta$  – плоскости.

В Решение (1) - (2) входят ряд параметров, два из которых следует задавать – это радиус окружности  $a$  и скорость движения солитона на  $c$ . Остальные параметры  $p, k$  и постоянные сшивки  $A$  и  $B$  вычисляются.

Линии токов таких солитонов изображены (рис.24). Из этих решений следует, что волны Россби, представленные в виде солитонов, обладают свойством суперпозиции. Мы видим, как солитоны после прохождения друг через друга не изменяют своей формы и содержания.

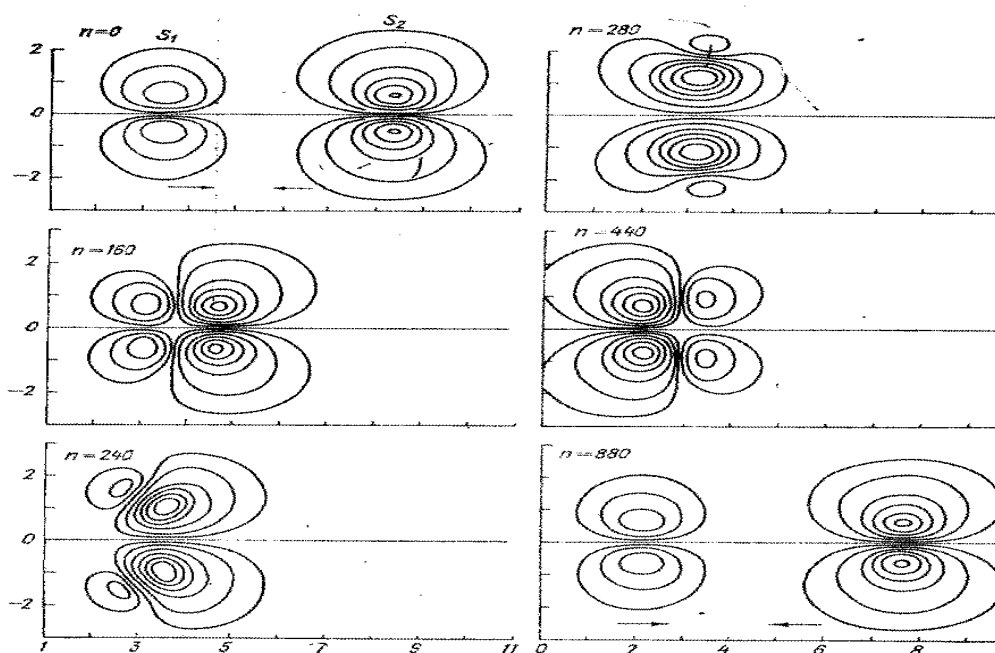


Рис. 24. Прохождение одного баротропного солитона  $S_1$  через другой баротропный солитон  $S_2$  по результатам численных экспериментов Ларичева, Резника (1982). Изображены линии тока в неподвижной системе координат в различные моменты условного времени  $t$ . Стрелки – направление движения солитонов, - условное время счёта.

В науке часто рассматриваются не одиночные волны солитоны, а волны объединённые в группы – групповой солитон, состоящий обычно из 14 – 20 волн. Пожалуй, в реальной действительности, в океанах и атмосфере, мы имеем дело с групповыми солитонами. Это мы увидим позже. Например, на экваторе Тихого океана волны часто формируются в группы с групповым периодом один год (рис. 56а). В данной работе они названы модуляциями. Период волны равен приблизительно 20-и суткам и группа состоит из 18-и волн.

**Общие представления о реальных волнах Россби.** В начале шестидесятых годов, сравнительно недавно, по меркам развития океанографической науки, в океанах доказательно были зарегистрированы гидродинамические образования, получившие название планетарных волн Россби. Те же самые волны в зоне

близкой берегу или в замкнутых морях получили название континентальных шельфовых волн. Поэтому в дальнейшем для упрощения изложения содержания статьи их также будем называть волнами Россби. Однако всегда следует помнить, что это фактически волны солитоны, что мы раньше обсуждали.

Что представляют эти волны, основательно мы рассмотрим немного позже. Но сейчас приведём только некоторые сведения о них. Они имеют периоды от недели до пяти недель, фазовые скорости распространения от нескольких см/с до одного метра, длину от 100 до 1000 км, а скорости орбитальных движений частиц воды в волне, фактически течений, от десятка см/с до 2,5 м/с. Читатель, конечно, понимает, что речь идет о волнах, существенно отличных от ветровых волн, которые мы обычно наблюдаем в море или океане. Для сравнения. Ветровые волны имеют периоды порядка 10 сек, длину порядка 100м, скорость распространения волны порядка 10 м/с. Волны создают колебания уровня моря, заметные глазом, их мы видим. В то время как волн Россби мы не видим, поскольку уровень воды моря в них меняется очень медленно и не существенно. Об их присутствии в море исследователи обычно судят по измерениям течений, вектор которых изменяется с периодом волны.

Если регистрировать течения в любой точке Мирового океана, то обязательно будут регистрироваться и течения волн Россби. Океан буквально “забит” этими волнами. На рис. 25 представлены векторные диаграммы течений, преимущественно создаваемых волнами Россби, зарегистрированных на различных горизонтах (глубинах) Атлантического океана. Заметны вращательные движения вектора течений с периодом, равным периоду волн Россби, приблизительно 40 суткам. Из анализа этих измерений следует, что буквально вся огромная масса океана от поверхности до дна находится в режиме синхронных движений вод волн Россби. В течениях доминируют течения волн Россби, других почти нет. Волны Россби проявляются не только в течениях, но и в колебаниях поверхности океана (рис. 26). Обычно амплитуда колебания уровня океана приблизительно равна 10 - 20 см, но вот на этом рисунке зарегистрирован уникальный случай, она составляет около метра. Такие по форме колебания поверхности океана больше похожи на колебания поверхности, создаваемые волнами солитонами, нежели Россби. В дальнейшем мы приведём доказательства свидетельствующие, что реальные волны, названные волнами Россби больше похожи на солитоны.

В настоящее время выполнено много экспериментальных исследований и большое количество измерений этих волн в океанах и морях, что позволяет нам дать относительно полное их описание. Это свободные, прогрессивные волны, их относят к градиентно-вихревым волнам, которые обязаны своим существованием гироскопическим силам и определяются законом сохранения потенциального вихря. Однако реальные волны, получившие название волн Россби, отличны их математической модели, предложенной С. Россби ещё в 1939 г для описания волн в атмосфере. Многие исследователи эти реальные волны рассматривают с позиции “смешанных”, гравитационных и волн Россби, Rossbe – gravity waves. Тем не менее, реальные волны зачастую называют просто волнами Россби.

Наблюдаемые в определённой части океана волны следует рассматривать, как составную часть сплошного поля взаимосвязанных волн всего Мирового океана. Последовательность волн во времени и в пространстве представляет собой непрерывный ряд, сформированных в модуляции (группы) малых - больших - малых и т.д. волн. Энергия от источника передаётся волновому полю всего Мирового океана малыми дозами, в течение длительного времени, в режиме “накачки” и теми же волнами она перераспределяется по океану. Предположительно источником возбуждения волн является атмосферная активность, флуктуации атмосферного давления или/и ветра.

Некоторые исследователи считают, что источником поступления энергии могут быть приливные волны или приливообразующая сила. В силу того, что потери энергии в волнах крайне малы, она накапливается в них, и поэтому волны обладают большой энергией. Это тот случай, когда малыми усилиями за счёт резонансного возбуждения в течение длительного времени приводятся в волновое движение огромные массы воды океана. Изменение амплитуд колебаний скорости течений в волнах и построение их в модуляции происходит за счёт работы некоего неизвестного науке механизма перестройки волн, названного нами модуляционным, но не за счёт отдельных поступлений энергии от источника. Эти поступления энергии от источника никак не отражаются в поведении волн, ибо они малы по сравнению с энергией волнового поля Мирового океана, волны “живут” по своим волновым законам в режиме свободных прогрессивных волн.

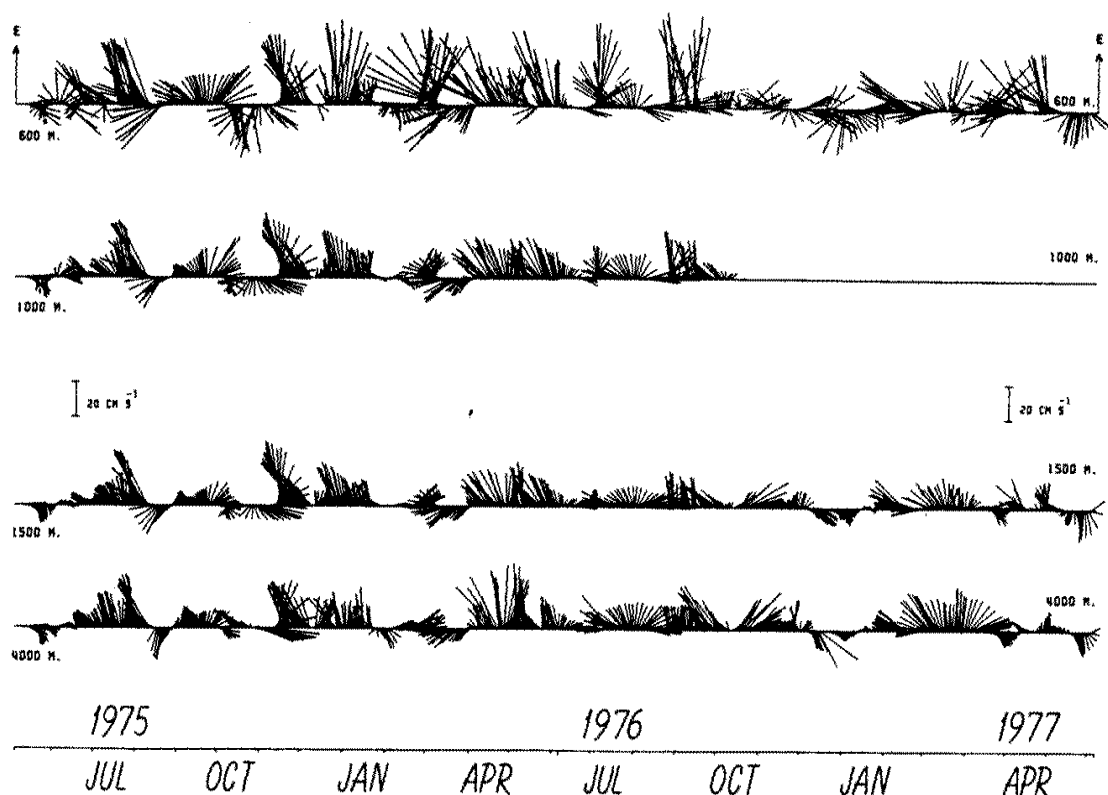


Рис 25. Среднесуточные векторы скорости течений, измеренных в 1975-76 гг. на различных горизонтах Атлантического океана недалеко от Бермудских островов [Атлас ПОЛИМОДЕ].

Параметры волн и источника корреляционно независимы. Эту мысль читатель должен усвоить: поведение и изменение параметров волн не зависит от поведения источника энергии, а волны развиваются по своим волновым законам. Позже мы это ещё будем обсуждать. Об инерционных свойствах этих волн можно судить по величине времени их жизни, приблизительно равного десяти годам. Это значит, что после прекращения подачи энергии волнам, они будут жить ещё в течение десяти лет. Большое время жизни объясняется огромной массой воды вовлечённой в движение и крайне малыми потерями энергии волн. Для сравнения, время жизни ветровых волн равно всего нескольким суткам. Они быстро возбуждаются и в силу относительно больших потерь энергии быстро прекращают своё существование.

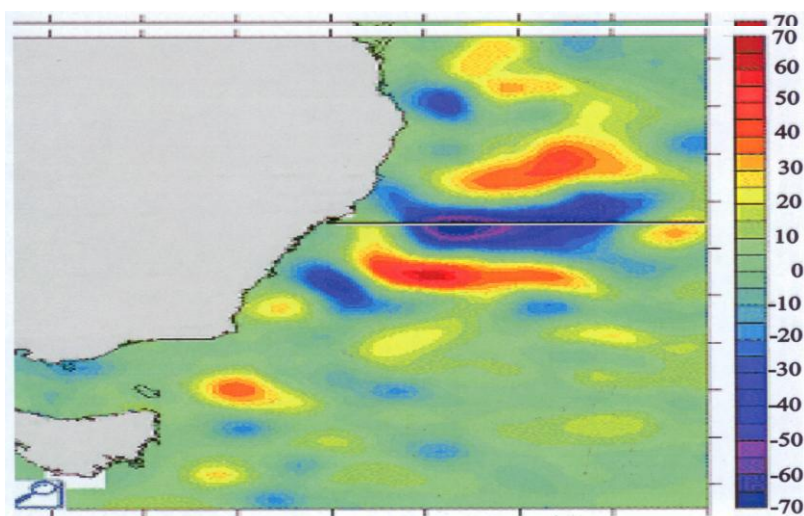


Рис. 26. Поверхность океана у восточного берега Австралии, выделяются аномалии, создаваемые волнами Россби. Справа – вертикальная шкала положения поверхности океана (в см) относительно условной горизонтальной плоскости.

В средних широтах открытой части Атлантического океана волны Россби имеют приблизительно такие параметры: фазовую скорость распространения 5 см/с, длину волны 400 км, амплитуды колебаний скорости течений 10 – 15 см/с. Характерным свойством этих волн является свойство всегда и везде в открытой части океана распространяться преимущественно в западном направлении. Волны пересекают Атлантический океан около широты Гольфстрима приблизительно за 2 года. То же самое расстояние волна цунами пробегает за 3-4 часа, распространяясь со скоростью приблизительно 600 км/ч.

Амплитуды колебания скорости течений волн Россби в Гольфстриме достигают 3 м/с. В Гольфстриме и его окружении волны со скоростью приблизительно 10 см/с распространяются вдоль берега, так что берег находится справа по отношению к направлению распространения волн. Волны проходят Гольфстрим, от северной границы, около Ньюфаундлендской банки до южной границы, у полуострова Флорида, приблизительно за 250 суток. Это расстояние равно 1000 км.

Об энергетическом вкладе волн Россби в динамику течений океанов и морей частично можно судить по энергетическим спектрам их течений, представленных на рис. 17а, б. В океанах заметно выделяются максимумы энергии приливных, инерционных и волн Россби, для средних широт средний

период которых равен 40 суток. Энергию (кинетическую) течений волн можно оценить по площади их спектра. Мы видим, что основная доля энергии в океанах принадлежит волнам Россби. В морях, мы видим, тоже самое. Заметно выделяются максимумы энергии инерционных волн (период 17,5 ч), волн Россби (период 5,5 суток) и максимум энергии связанный с модуляционным строением волн с периодом приблизительно 40 суток. Приливные волны в морях небольшие и поэтому в спектре течений не заметны. Думаю, читатель уловил некую специфику волн Россби.

Исследования, выполненные авторами [Бондаренко, Жмур, 2007] показали, что реальные долгопериодные волны, названные волнами Россби, больше похожи на уединённые волны, солитоны. Но поскольку они уже названы волнами Россби, то и мы иногда будем называть их так же. Волновое поле, в частности, Гольфстрима и его окружения представляется в виде последовательности долгопериодных волн. Частицы воды в волнах движутся по замкнутому контуру в горизонтальной и вертикальной плоскостях (рис. 41 а, б). Такое расположение линий токов реальных долгопериодных волн похоже на линии токов диполя, проводящей средой которого является вода. Напомним читателю, что линии токов указывают на мгновенное направление векторов течений, или, что одно и тоже, направление силы создающей течения, т.е. движения частиц воды. Скорость течения пропорциональна плотности линий токов. В дальнейшем мы увидим, что представленное так волновое поле океана хорошо согласуется с данными натурных наблюдений течений.

Мы видим, что в Гольфстриме плотность линий токов гораздо больше, чем за его пределами, а отсюда, и скорости течений больше, чем за его пределами. При скорости движения волн равных нулю траектории движения частиц воды волн совпадают с линиями токов. Если волны распространяются, то траектории не совпадают с линиями токов. В этом случае радиус траекторий будет меньше радиуса линий токов. Так, анализ дрейферных измерений течений в районе Гольфстрима показал, что при длине волн в Гольфстриме 200-300 км радиус движения частиц волны составляет приблизительно 50 км. Движения частиц воды в долгопериодных волнах происходят, как отмечалось, в режиме суперпозиции, т.е. частицы различных волн не взаимодействуют. Это свойство характерно для всех видов океанических долгопериодных волн. Поэтому при пересечении волн их параметры не меняются. Подобное происходит в световых потоках. Мы часто наблюдаем, как луч света от одного источника без всяких искажений (в режиме суперпозиции) проходит через луч света другого источника.

**Инерционные волны.** Первые теоретические исследования инерционных движений (волн) были выполнены в 1938 г. К. Россби, который считал, что первопричина этих движений – ветер, генерирующий течения. Сила Кориолиса отклоняет течения вправо (в северном полушарии), и массы воды смещаются вправо относительно основного потока, и как следствие этого, возникает горизонтальный градиент давления на воду – сила, стремящаяся остановить движение основного потока воды. Так как массы воды обладают инерцией,

поэтому они проскакивают положение равновесия. В этом движении гармонически меняются нагрузки на массы воды, создаваемые силой Кориолиса и градиентом давления. При наличии трения это движение затухает. Если какая-либо из причин вызывает флуктуации потока, частота которых близка инерционной, то в результате резонанса будут расти амплитуды колебания течений инерционных волн. Причинами, создающими флуктуации потока, могут быть переменный по скорости ветер, флуктуации атмосферного давления, турбулентность в основном потоке, а также длиннопериодные волны.

В зависимости от причины образования этих движений последние будут обладать различными свойствами. Экспериментальные данные подтверждают, что в большинстве случаев инерционные движения генерируются ветром, т.е. ветер генерирует поток, который, в свою очередь, генерирует инерционные волны. В пользу этого аргумента говорит следующее. Быстро уменьшается амплитуда скорости движения воды с глубиной и корреляционная связь этих движений с увеличением расстояния. Так величине когерентности 0,7 – 0,9 по вертикали соответствует расстояние 80 м, а по горизонтали – 50-70 км [Блатов и др., 1984].

Иногда инерционные волны регистрируются на значительной глубине. Допускается, что в этом случае они генерированы флуктуациями атмосферного давления, движениями основного потока или длиннопериодными волнами. Тогда существует хорошая корреляция движений на различных горизонтах. Фазовая скорость инерционных и в целом градиентно-вихревых волн имеет порядок 1 м. Она существенно зависит от степени однородности движений, генерирующих инерционные волны. Теоретически доказано, что инерционные волны носят локальный характер [Монин, 1978]. Экспериментальные исследования показывают, что они наблюдаются в виде групп состоящих из 4 – 5 волн, но иногда и больше [Блатов и др., 1984]. Это свидетельствует о том, что условия резонанса существуют непродолжительное время, скорее всего, в связи с тем, период вынуждающего воздействия быстро изменяется, или же в связи с наличием нелинейных эффектов, обусловленных предположим, турбулентностью.

В Чёрном море присутствуют инерционные волновые движения, в основном генерируемые ветром [Блатов и др., 1984]. Обычно они прослеживаются в верхнем 50 метровом слое. Вертикальная когерентность быстро убывает с глубиной, и на глубине 20 м она равна 0,2 – 0,5. Однако отмечены случаи хорошей когерентности (0,75 – 0,80) в слоях 120 и 500 м, а в некоторых случаях и по всей глубине. Последнее указывает на то, что они (инерционные волны) иногда могут быть вызваны и другими причинами. Информации о величинах горизонтальной когерентности движений в Чёрном море нет, по-видимому, из-за отсутствия необходимых наблюдений [Блатов и др., 1984].

Инерционные волны в Каспийском море мало изучены. Можно назвать ряд работ [Блатов и др., 1984; Бондаренко, Косарев, 1990; Блатов, Ведев, 1990], в которых представлены результаты спектрального анализа, позволяющие сделать только допущение о существовании инерционных волн в Среднем и Южном Каспии. Исследования, выполненные [Блатов, Ведев, 1990] на гидродинамической



модели, показывают, что инерционные волны могут возникнуть в глубоководных частях Каспийского моря в результате разрушения дрейфовых течений при резком “выключении” ветра. Согласно этим исследованиям, в прибрежной части моря спектр движений воды сложный и инерционные волновые движения на инерционном периоде не выделяются. О более поздних исследованиях, выполненных после 1990г на Каспийском море при нашем участии, будет изложено позже. Однако уже сейчас можно отметить, что у нас о них сложилось несколько иное представление. Следует всё же помнить, что инерционные волны это свободные образования с большим временем жизни и возбуждения. Согласно исследованиям [Munk, Phillips, 1968] их время жизни и возбуждения превышает 150 периодов волн. Энергия волнам поступает малыми дозами по сравнению с энергией поля волн и, поэтому, эти поступления не отражаются в поведении волн. В этих условиях корреляционная связь с источником должна отсутствовать и, поэтому, не существует возможности определить источник их формирования.

Довольно полные экспериментальные исследования природы инерционных волн приведены в [Бондаренко, Ведев, 1998] и изложены в следующей главе монографии.

**Шельфовые волны.** Относятся к категории захваченных шельфом или берегом и являются разновидностью топографических планетарных волн [Ле Блон, Майсек, 1981]. Впервые доказательно были обнаружены у западных берегов Австралии в 1962 г и математически описаны [Robinson, 1964]. Система таких волн представляет собой последовательность горизонтальных “вихрей” (образования похожие на вихри) чередующихся знаков, распространяющихся вдоль шельфа и ограниченных его областью. Это теоретически. Их основные свойства таковы: периоды больше инерционных, вектор фазовой скорости направлен вдоль берега, находящегося справа относительно движения волны в северном полушарии, и слева – в южном; по сравнению с гравитационными волнами они имеют относительно небольшие фазовые скорости,  $\sim 1$  м/с; подъём уровня в них невелик, редко превышает 10см/с, но скорости течений могут быть более 20 см/с. Поэтому, они легче обнаруживаются по записям течений, нежели уровня моря, впрочем, как все градиентно–вихревые волны. Основная доля энергии этих волн (они баротропны) соответствует первой моде, генератором могут служить крупномасштабные погодные системы,двигающиеся вдоль или поперёк шельфа.

До настоящего времени было выполнено много исследований шельфовых волн по материалам измерений течений в различных частях океанов и морей. Эти исследования позволили несколько иначе взглянуть на эти волны, и прийти к такому выводу. Реально наблюдаемые шельфовые волны совсем не похожи на “теоретические”, т.е. на их математическое описание [Гилл, 1986]. Континентальные шельфовые волны это фактически реальные волны Россби, но развивающиеся в прибрежных зонах океанов и в замкнутых морях. Они регистрируются не только в зоне шельфа, но и в областях значительно удалённых от него. Движения частиц воды в волнах такие же, как и в реальных волнах

Россби. Поэтому мы вполне основательно поступили, когда отнесли их к классу волн Россби (реальных).

Фазовые скорости течений имеют порядок 5 – 10 см/с, но не один метр. Скорости волновых течений в морях и океанах небольшие, в основном составляют ~ 20 см/с. Но в некоторых областях океанов, например, в западных пограничных областях океанов - достигают более 2,5 м/с. Всё перечисленное позволяет сделать вывод, что реальные волны, названные континентальными шельфовыми волнами, не могут быть описаны моделью этих волн. В действительности они, также как и волны Россби, по-видимому, являются некой смесью континентальных и гравитационных волн.

Нам представляется, что волны в реальности, названные Россби и континентальными шельфовыми волнами существенно не различаются по их кинематике и, поэтому, нет необходимости их различать по названию. Поэтому в дальнейшем континентальные шельфовые и волны Россби в реальности часто будем иногда называть волнами Россби.

Многочисленные измерения течений в океанах и морях свидетельствуют о том, что в океанах доминируют течения приливных, инерционных и долгопериодных волн Россби, а в морях инерционных и долгопериодных волн Россби (рис.17а, б). Течений иных волн заметно не обнаруживается. Поэтому, если мы регистрируем течения на приливном периоде или инерционном, то это будут течения приливных или инерционных волн, изменчивость течений с периодами порядка недели или нескольких недель следует отнести к течениям волн Россби, или континентальных шельфовых волн. В дальнейшем мы ещё многократно будем обсуждать проблему волн Россби и читатель сможет более полно с ним познакомиться. Мы покажем в гл. VI, что реальные волны Россби больше похожи на волны солитоны. Но для этого нам понадобится новая информация о течениях, которая приведена в гл. VI.

## **Глава V Инерционные волны. Экспериментальные исследования**

*Изложены результаты экспериментальных исследований инерционных волн. Показано, что это постоянно наблюдаемое энергетически устойчивое волновое поле с большим временем возбуждения и жизни, изменение скорости течений инерционных волн преимущественно зависит от их взаимодействия между собой. Из анализа измерений течений ясно, что течения инерционных волн доминируют в течениях высокочастотного диапазона течений в морях и океанах. Демонстрируется важная роль инерционных волн в динамике вод моря или океана.*

В океанах, морях и крупных озёрах обнаруживаются инерционные волны, частицы воды в которых движутся в горизонтальной плоскости почти по круговым орбитам с периодом  $T=12ч/\sin\varphi$ , где  $\varphi$  - широта места [Блатов и др., 1984, Морозов, 1985, Филатов, 1983]. Роль инерционных волн в динамике вод

морского и океанического бассейна огромна. Так, например, их энергия в Каспийском море может достигать 60% энергии переменных течений [Бондаренко, 1993]. Также указывалось о важной роли этих волн в динамике вод оз. Мичиган [Veber, 1964].

Изучению инерционных волн уделяется много внимания, однако мнения о некоторых их свойствах и характере связей с источником энергии весьма противоречивы и часто неубедительны. В настоящее время экспериментально установлено, что в океанах и морях такие волны регистрируются от поверхности до горизонта 5000м, однако наибольшие скорости волновых течений наблюдаются в верхнем слое воды (50-100 м) [Блатов и др., 1984]. В Атлантическом океане и в Чёрном море в поверхностном слое воды максимальные скорости инерционных течений составляют 50-60, а средние – 20-25 см/с [Блатов и др., 1984, Гилл, 1986]. С такими же скоростями зарегистрированы волны в Среднем Каспии [Бондаренко, 1993]. В прибрежной зоне частотная структура течений инерционных волн меняется, а скорости могут достигать 100-150 см/с [Бондаренко, 1993]. В этом случае эти волны могут рассматриваться как фактор силового давления на дно моря или гидротехнические сооружения.

В море инерционные волны наблюдаются в виде групп. Амплитуда колебаний скорости течений в группе постепенно увеличивается и, достигнув максимума, постепенно уменьшается [Блатов и др., 1984, Морозов, 1985]. Группы включают в себя в основном 2-6 [Блатов и др., 1984] или 15-18 волн [Бондаренко, 1993]. На рис.27 приведены записи скоростей течений инерционных волн, зарегистрированных в средней части Среднего Каспия [Бондаренко, 1993, Бондаренко и др., 1993, Бондаренко, Щевьёв, 2006]. Период колебания вектора течения равен инерционному периоду 17,5 ч. Эти течения доминируют в высокочастотной области спектра течений моря. Инерционные волны существенно изменяются не только во времени, но и в пространстве. Так, согласно [Блатов и др., 1984] при расстоянии 3 км в горизонтальном направлении когерентность инерционных течений составляет всего 0.7, а согласно [Бондаренко, 1993, Бондаренко, Ведев, 1998, Иванов, Янковский, 1993] она равна 0.8-0.9 при горизонтальных расстояниях 70 км. Амплитуда групп инерционных волн и их фазы в толще вод 50-1300 м почти одинаковы [Морозов, 1985]. Поэтому можно предположить, что такие волны представляют собой взаимосвязанные единые целостные образования. Считается, что они могут быть вызваны переменным по скорости и направлению ветром, флуктуациями давления, турбулентностью квазипостоянных течений, а также разными долгопериодными волнами [Блатов и др., 1984, Гилл, 1986]. Нам кажется, что наиболее вероятные источники инерционных волн – флуктуации атмосферного давления и (или) ветра.

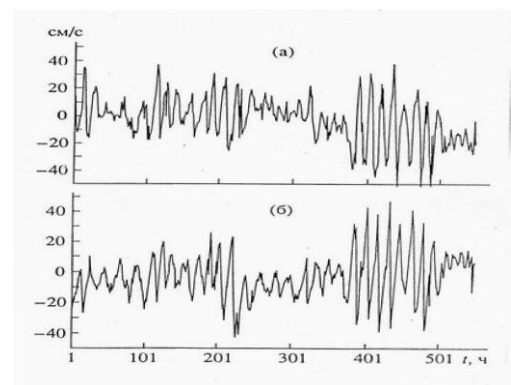


Рис.27а, б. Проекция на меридиан (а) и параллель (б) колебаний скорости течений инерционных волн.

Считается также [Блатов и др., 1984, Иванов, Янковский, 1993], что увеличение амплитуды скорости течения в волне вызвано возбуждением их источником энергии, после прекращения действия, которого волны затухают. Однако автору не известны экспериментальные данные, убедительно подтверждающие связь параметров волн с источником.

Итак, по мнению большинства исследователей, инерционные волны наблюдаются в виде групп и могут быстро образовываться и быстро “затухать”, а параметры групп и самих волн зависят непосредственно от параметров сиюминутного действия источника. В этом случае волновой процесс рассматривается как локальный, а его связь с источником энергии, как квазикогерентная. Время возбуждения волн равно 2 - 3, а время их жизни – 2 - 10 периодам инерции.

Такие представления о волнах, по мнению автора данной работы, не обоснованы экспериментальными данными и не согласуются с результатами анализа поведения волн и источника их энергии. Процесс не может быть локальным, а связь с источником – квазикогерентной, так как когерентность волновых движений по горизонтали затухает гораздо быстрее, чем поле источника, в качестве которого принимаются анемобарические образования (тайфуны, циклоны, области с повышенной скоростью ветра и т.д.). На это указывают ряд исследований [Блатов и др., 1984, Морозов, 1985]. Скорее всего, источник энергии характеризуется случайным распределением временных и пространственных параметров. Если это так, то согласно оценкам [Munk, Phillips, 1968], время жизни волн должно быть большим, больше 100 суток. Такое несоответствие расчётных и наблюдаемых значений этих временных характеристик отмечает и автор этой работы.

Если придерживаться представлений о локальности волнового процесса и квазикогерентной связи волн с источником, то трудно себе представить, что существует источник энергии, способный в течение 2-3 инерционных периодов привести огромные массы воды в специфическое для инерционных волн круговое движение со скоростями, достигающими 50-60 см/с. Трудно предположить также, что потери энергии в волнах велики настолько, что движение последних прекращается за такое же время. Потери энергии в волнах крайне малы. Противоречия между расчётными [Munk, Phillips, 1968] и данными наблюдений [Блатов и др., 1984, Морозов, 1985] может быть разрешено, если развитие инерционных волн представить следующим образом: как постоянно наблюдаемое явление [Бондаренко, 1993, Гилл, 1986, Иванов, Янковский, 1993]. Такие волны не локальны, а охватывают воды всего бассейна и представляют собой целостное образование – волновое поле. Дозы поступления энергии волнам и ее потери за время, равное их периоду, малы по сравнению с энергией самих волн, практически не нарушают их квазигармоническую структуру и поэтому незаметны в развитии волн. Связь с источником энергии имеет случайно распределённый во времени и пространстве характер, и, соответственно [Munk, Phillips, 1968], время жизни волн должно быть большим. Скорее всего, энергия

поля инерционных волн квазипостоянна [Бондаренко, 1993], а их групповая структура связана с взаимодействием волн между собой. Подобное взаимодействие наблюдается в ветровых волнах [Давидан, Лопатухин, Рожков, 1985]. Применительно к инерционным волнам групповая структура может быть образована путем взаимодействия (или простого “наложения”) волновых движений частиц воды с различными периодами, зависящими от широты места образующихся волн. В реальных условиях не наблюдается чётких, правильных по форме групп в колебаниях инерционных течений, так как масса воды моря не сосредоточена в небольшом объёме воды, а непрерывно распределена по большому пространству.

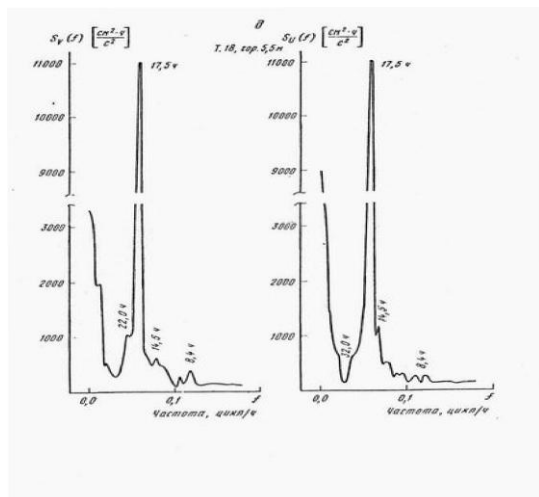


Рис. 28а, б. Функции спектральной плотности проекций на параллель (а) и меридиан (б) течений, измеренных у восточного побережья Среднего Каспия на горизонте 5,5 м при глубине моря 50 м. Здесь и на рис. 29 числа у кривых – периоды, ч, энергетических максимумов и минимумов.

Изложенные представления об инерционных волнах пока ещё не являются строгим доказательством, но и не

противоречат имеющимся данным наблюдений. Так, при очень слабой атмосферной активности над всем Каспийским морем в течение месяца в пункте, расположенном на границе между Северным и Средним Каспием, эпизодически регистрировались течения инерционных волн с очень большими скоростями (до 60-70 см/с) [Бондаренко, 1993]. Такие большие скорости течений наблюдались только один этот раз за десять лет наблюдений течений. Описан случай [Иванов, Янковский, 1993], когда в течение двух месяцев также при слабой атмосферной активности в Чёрном море около Южного берега Крыма инерционные волны большой величины регистрировались непрерывно.

На то, что поступающие дозы энергии малы, по сравнению с энергией волн, указывают спектры течений (рис. 28а, б) и ветра – предполагаемого источника волновых колебаний (рис. 29а, б) [Бондаренко, 1993]. Так, на 24-ч периоде в спектре скорости ветра наблюдается внушительный максимум энергии, а вместе с тем в спектре течений на этом же периоде имеется глубокий “провал” энергии. Можно допустить, что энергия источника не превышает энергию “шума” спектра течений. Тогда она составляет 10-15% энергии переменных течений.

Таким образом, инерционные волны - постоянно наблюдаемое, энергетически устойчивое поле с большим временем возбуждения и жизни. Изменение во времени и пространстве амплитуд колебаний скорости течений преимущественно зависит не от поступления энергии от источника, а от взаимодействия между собой волн, имеющих различные, но близкие периоды. Поэтому, корреляционная связь амплитуд колебаний скорости течений

инерционных волн с параметрами источника не прослеживаются.

Мы осветили некоторые теоретические и экспериментальные стороны различного типа долгопериодных волн, которые, как предполагается, должны существовать в океанах и морях. Среди них заметно выделяются в натурных измерениях волны Россби и инерционные (см. рис. 17а, б).

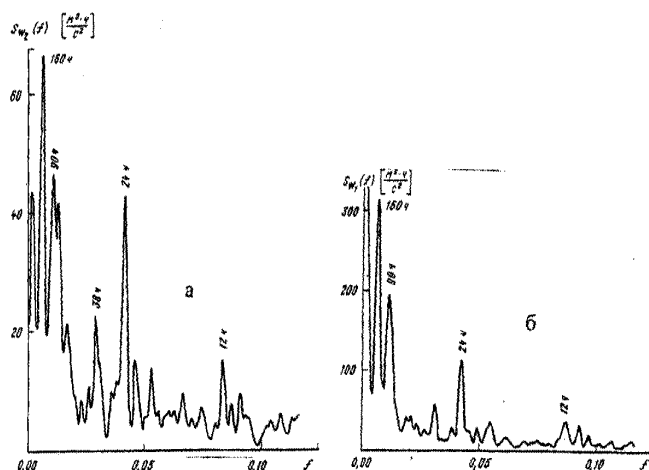


Рис.29а, б. Функции спектральной плотности проекций ветра на параллель (а) и меридиан (б).

## Глава VI. Основные закономерности формирования крупномасштабных течений на примере Гольфстрима

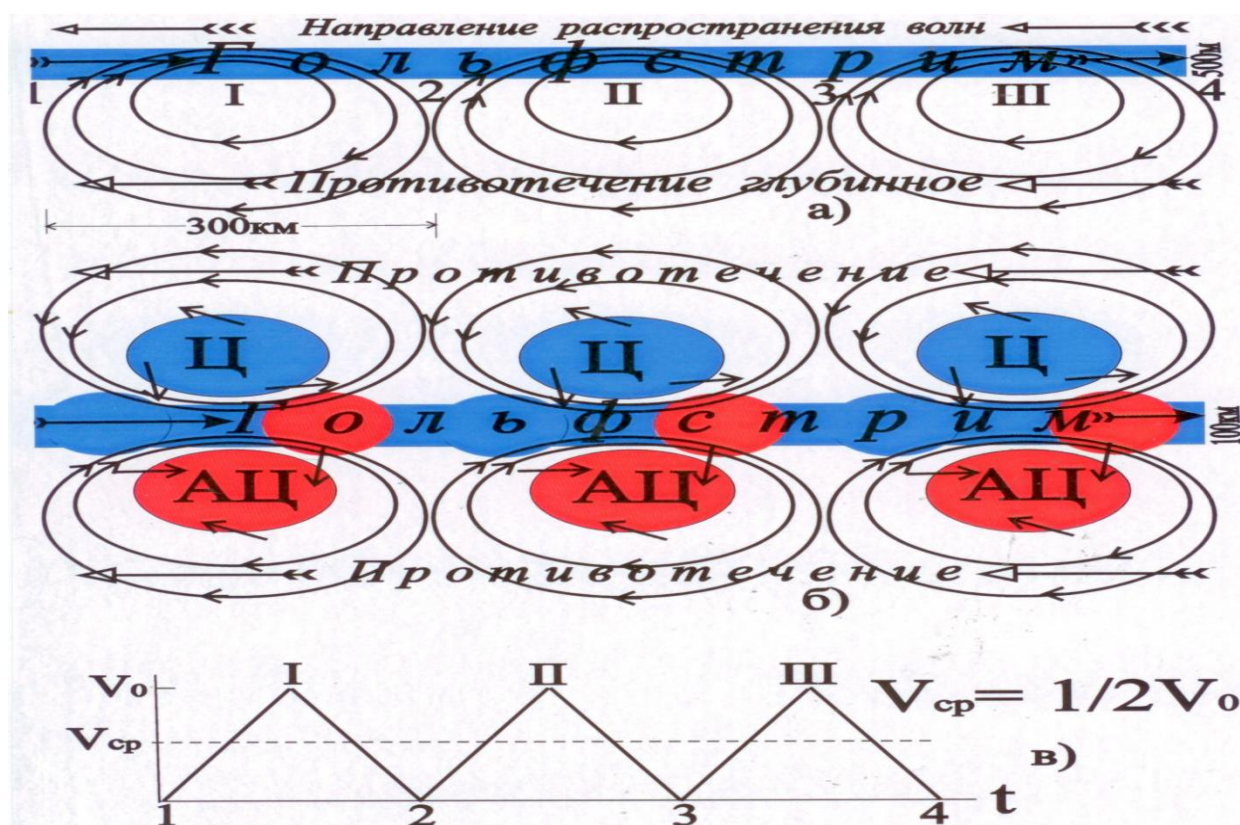
*Автор монографии более тридцати лет изучает Гольфстрим и другие океанические течения и уверенно заявляет: человечество неверно представляет об океанические течения, в частности, Гольфстрим. Современная наука объясняет неверно или вообще не может объяснить многое, а практически почти всё, в поведении Гольфстрима. Причина: учёные в своих объяснениях океанических течений руководствуются неверными, хотя и общепринятыми представлениями, концепциями природы течений. С позиции новой, своей концепции течений, автор смог объяснить практически всё, ранее необъяснимое, или неверно объясняемое в поведении Гольфстрима. Об этом доказательно, с привлечением натурных наблюдений изложено в монографии и статьях автора [Бондаренко, 2013, 2016].*

**Общепринятые концепции океанических течений.** По кинематическим свойствам принято выделять следующие два вида океанических течений: градиентные и ветровые. Концепции этих течений популярны и общеприняты. Издавна считалось, что градиентные течения направлены по наклону уровня океана. Первым их так объяснил Аристотель (V в. до н. э.). В настоящее время градиентные течения объясняются с позиции концепции норвежских учёных Хелланд-Хансена и Сандстрема, сформулированной в 1902-1903 гг, ими получены зависимости скорости течений от наклона уровня воды океана [Sandström I.W., Helland-Hansen B., 1903]. При этом считается, что течения

геострофические и направлены вдоль наклона уровня океана. Математическое описание ветровых течений было дано немецким учёным Экманом в 1905 г, получены зависимости скорости течений от скорости ветра [Ekman V.W., 1905]. Со временем эти концепции стали называть теориями. Следует пояснить, что они были созданы и развивались практически без обоснования натурой, поэтому их нельзя считать теориями.

**Концепция автора монографии океанических течений.** По исследованиям автора океанические долгопериодные волны, называемые волнами Россби, на самом деле не являются таковыми, а волнами солитонами. Океанические течения есть не что иное, как орбитальные движения частиц волн. В настоящее время установлено существование этих волн во многих средах. И вот теперь автор показывает, что они существуют в океанах. Эти волны рассматриваются как устойчивые слабо нелинейные образования, параметры которых неизменны во времени. Например, автором экспериментально установлено, что фазы волн экваториальной и субтропической зоны Тихого океана на протяжении двадцати пяти лет были неизменны [Бондаренко, 2016].

Океанические волны солитоны в открытом океане распространяются в западном направлении. Достигая берега, трансформируясь, они распространяются вдоль него в южном направлении. Параметры волн изменяются, удельная энергия волн увеличивается, порой значительно. Параметры волн таковы. Длина волн в открытом океане соизмерима с тысячей км, период - порядка месяца. Но у берега они существенно меньше. Так, в районе Гольфстрима их период равен  $\sim 10$  суток, а длина  $\sim 300$  км.





*Рис. 30. 5а, б, в. Линии тока в виде эллипсов долгопериодных волн, похожих на волны солитоны в вертикальной плоскости, проходящей через Гольфстрим, что одно и то же, через центр волн (а) и в горизонтальной плоскости у поверхности воды (б). Стрелки на линиях тока – направление силы, воздействующей на частицы воды, что одно и то же – направление течений. АЦ – антициклон, антициклональное движение воды, область конвергенции и опускания на глубину тёплой воды. Ц - циклон, циклональное движение воды, область дивергенции и подъёма холодной воды с глубины океана на его поверхность. Красными и синими кружками выделены области опускания тёплой воды с поверхности океана на глубину и подъёма холодной воды с глубины на поверхность, создаваемые вертикальными движениями частиц воды волн. Модуль скорости течения, измеренного стационарно установленным прибором у поверхности воды или дрифтером в моменты времени прохождения через них частей волн I, II, III, и т.д., 1, 2, 3, 4 и т.д.,  $V_o$  – амплитуда модуля скорости течения волны,  $V_{cp}$  – модуль средней скорости течения волны,  $t$  – время (а).*

На рис. 30 а, б изображены силовые линии, линии тока волн солитонов, в частности, Гольфстрима и его окружения, т. е. направление силы, действующей на частицы воды. Волны движутся в противоположную сторону течения Гольфстрим. Величина силы пропорциональна плотности силовых линий. В Гольфстриме плотность линий тока наибольшая в волне, соответственно, и скорости наибольшие, они достигают 3 – 4 м/с, в то время как за пределами Гольфстрима они невелики, ~ 10 см/с. Орбитальные движения частиц воды волн формируют также противотечения: поверхностные с боков Гольфстрима и глубинное под Гольфстримом. Скорости поверхностных противотечений небольшие, 5 – 10 см/с, а глубинных – большие и достигают 70 см/с, особенно у дна и в близости Флоридского пролива. Ранее наука не могла объяснить наличие противотечений.

Считается, что Гольфстрим переносит теплые воды Мексиканского залива или Карибского моря к берегам Европы и в Северный Ледовитый океан. Покажем, что это не так. Гольфстрим не переносит воды в пространстве, а поэтому не обогревает Европу и Северный Ледовитый океан. Для доказательства этого рассмотрим, как измеряются течения. В фиксированный момент времени в точках 1, 2, 3, 4, расположенных между волнами скорости течений равны нулю, а в точках I, II, III – максимальны. Мы задавали вопрос, что заставляет Гольфстрим останавливаться, затем набирать скорость и снова останавливаться? И вот ответ: долгопериодные волны, похожие на волны солитоны. Такое распределение скоростей течений в волнах фиксируется дрифтером или стационарно установленным в потоке прибором, как пульсирующее течение, аналогичное изображённому на рис. 31 и 32. При фильтрации этого пульсирующего течения путём осреднения измерений по времени, равному периоду волны, выделяем высокочастотную, волновую и низкочастотную, квазипостоянную часть течений. Эта низкочастотная часть есть средняя величина волнового течения.

Эту среднюю часть, полученную в результате фильтрации волновых

течений, исследователи ошибочно относят к крупномасштабным течениям. Таким образом, присутствие в океане волновых течений вносит существенную погрешность в измерения крупномасштабных течений. Может оказаться и так, что крупномасштабных течений нет, а мы ложно их фиксируем, принимая за них среднюю скорость волновых течений, равную

$$V_{cp} = KV_0, \quad K=1/2.$$

Таким образом, если регистрируем течения, в которых присутствуют волновые течения, и величина выделенных низкочастотных течений будет равна  $1/2V_0$ , то это значит, что квазипостоянных, крупномасштабных течений нет, а есть только волновые. В реальности так и есть. Так, например, если подвергнуть описанному здесь анализу запись модуля скорости движения дрейфтера в Гольфстриме (рис. 4), то получим, что скорости крупномасштабных течений в Гольфстриме равны нулю или очень малые.

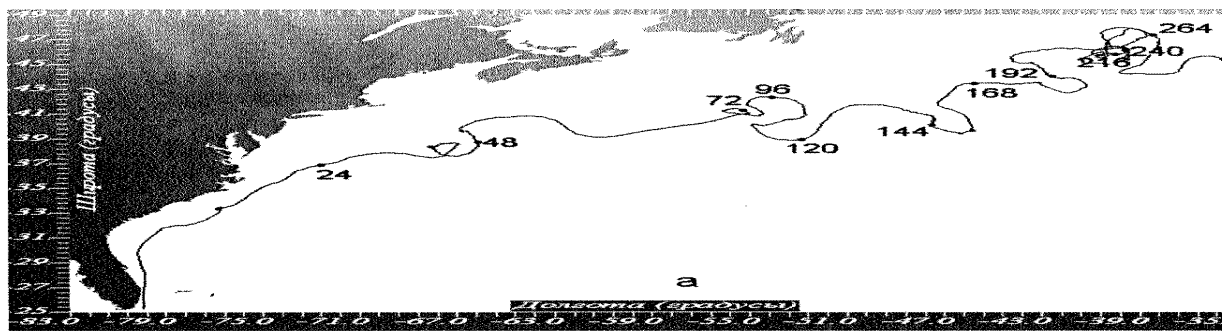


Рис. 31. Трасса дрейфтера, запущенного в воды Гольфстрима. Числа около точек – время движения дрейфтера в сутках с момента его запуска.

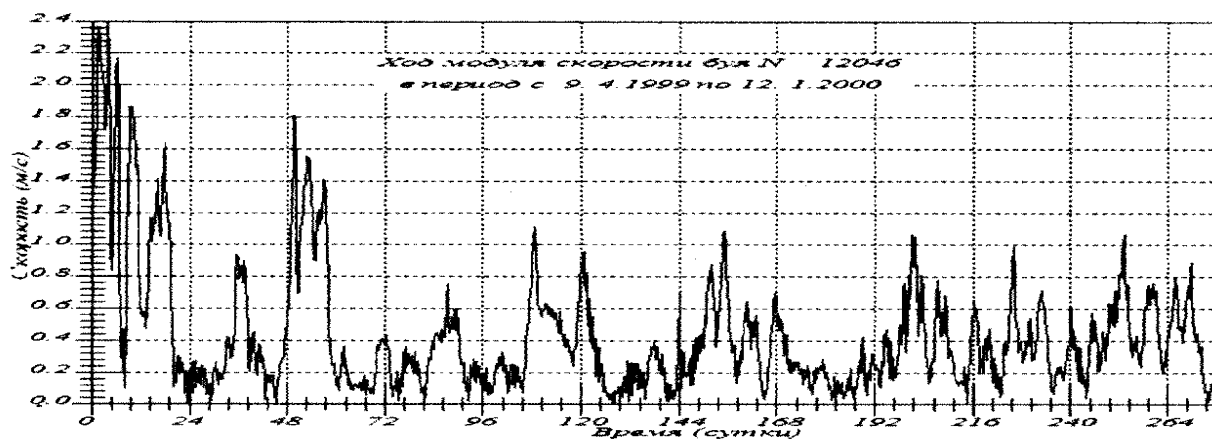


Рис. 32. Модуль скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке.

Выводы автора подтверждаются следующей информацией. Так Гольфстрим выходит только из Мексиканского залива (рис. 33, 34, 35), но вод Мексиканского залива в Гольфстриме нет, он состоит из вод Саргассова моря и склоновых вод со стороны материка [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982]. Это установленный факт. Значит, вода Гольфстримом не переносится и следовательно концепция автора, состоятельная.

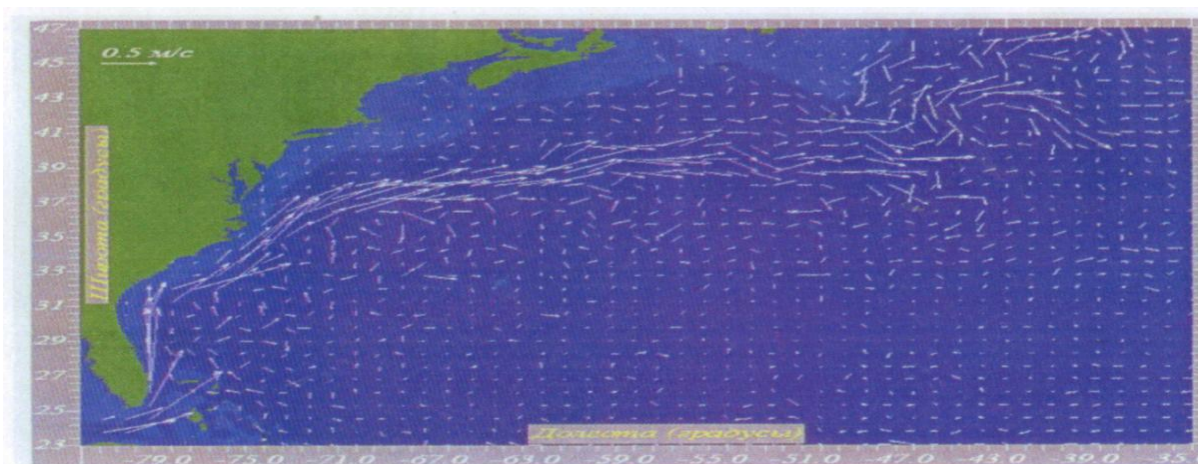


Рис. 33. Средние по ансамблю дрейферных наблюдений векторы течений. Выделяется область Гольфстрима со скоростями течений порядка 0,5 – 1 м/с.

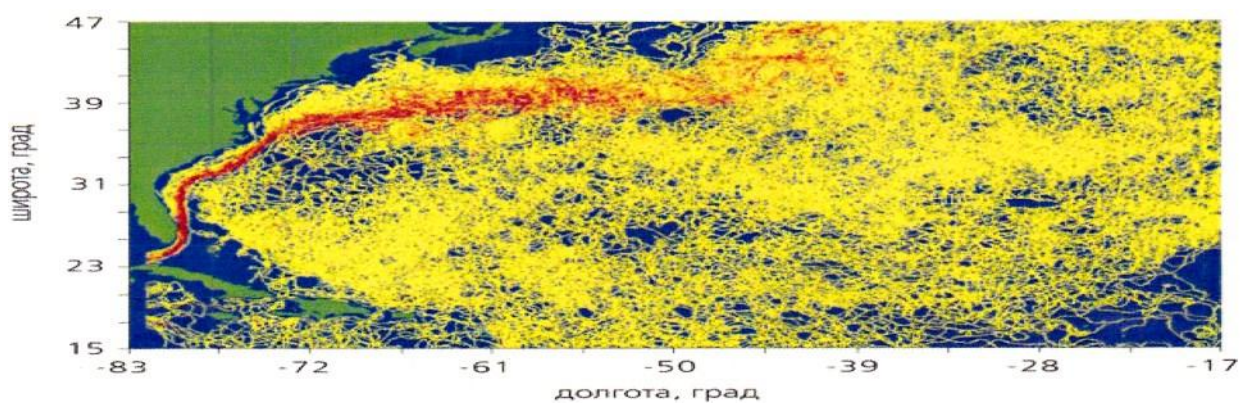


Рис. 34. Трассы дрейферов, запущенных в Гольфстриме и около него. Красным цветом выделены участки трасс дрейферов, в которых их скорость перемещения, следовательно, и скорость течения, превышала 100 см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

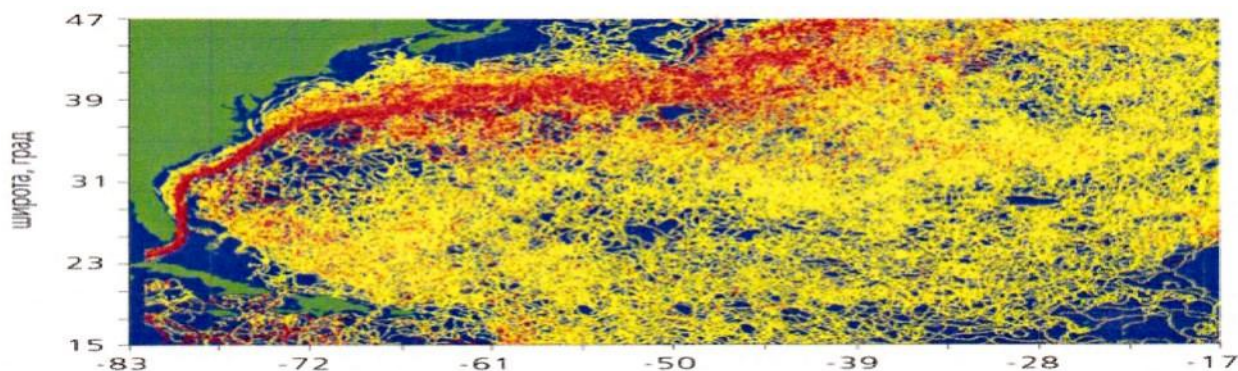


Рис. 35. Трассы дрейферов, запущенных в Гольфстриме и около него. Красным цветом выделены участки трасс дрейферов, в которых их скорость



перемещения, следовательно, и скорость течения превышала 50 см/с, а жёлтым цветом - меньше указанных значений.

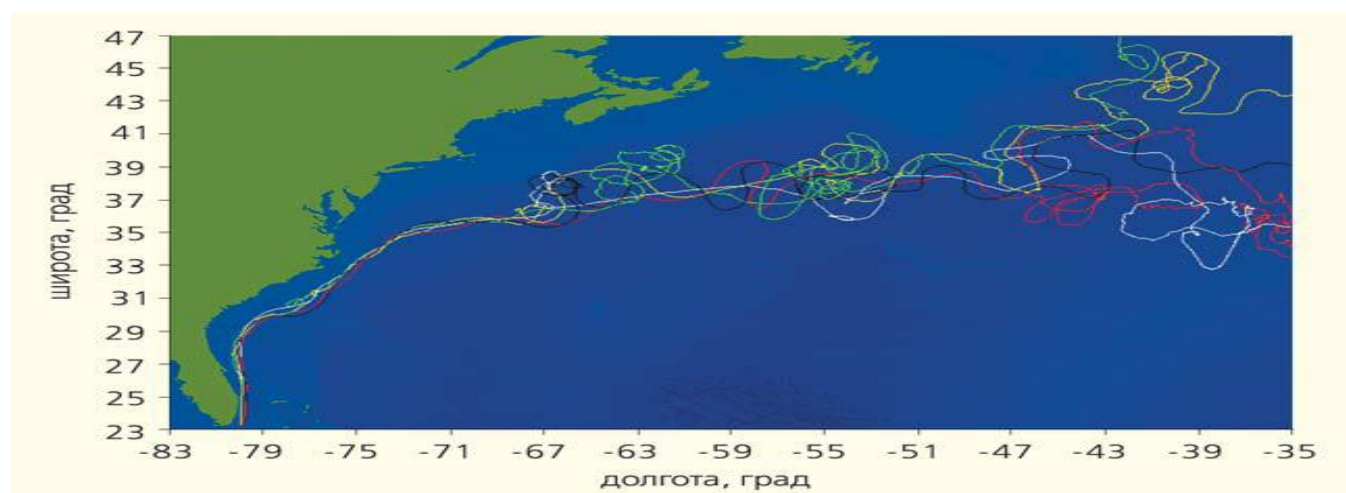


Рис. 36. Трассы отдельных дрейфтеров, запущенных в воды южной части Гольфстрима в различное время.

Таким образом, пульсирующий характер течений Гольфстрима указывает на то, что он состоит только из волновых течений, т. е. орбитальных движений частиц воды волн, в нём отсутствует постоянное крупномасштабное течение. Как и во всяких волнах, в долгопериодных масса воды в пространстве не переносится, она перемещается по замкнутому контуру внутри волны. Создаётся только иллюзия переноса масс, поскольку прибор не фиксирует движения частиц воды, движущихся по орбитам, которые на самом деле переносят массу воды, а только некую горизонтальную составляющую действия на прибор частиц воды волн. Такое происходит при измерениях течений не только дрейфтером, но и стационарно установленным в воде прибором. Таким образом, можно говорить о том, что Гольфстрим не переносит массы воды и не обогревает Европу и Арктику, как это общепринято.

### ***Формирование температурного поля поверхностных вод Атлантического океана долгопериодными волнами в районе Гольфстрима.***

Рассмотрим на нижеследующем примере закономерности формирования температуры поверхностных вод долгопериодными волнами в районе Гольфстрима. На рис. 37а изображено поле температуры вод северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м 5 февраля 1997г. Следует отметить, что температура вода на поверхности такая же, как и на глубине 5 м, т. е. с глубиной температура воды не изменяется или изменяется незначительно (рис. 37б). Мы видим, что в целом в этой части океана изотермы простираются почти в широтном направлении. На юге вода тёплая,  $25^{\circ}\text{C}$ , а к северу её температура уменьшается и примерно на  $40^{\circ}$  с. ш. равна  $12^{\circ}\text{C}$ .

Но в западной части океана, у берегов США, изотермы вытянуты вдоль берега, образуя формы петель, вытянутых на север, ограничивающих части океана с более тёплой водой внутри петель, чем за их пределами. Глядя на такое

распределение температуры воды (рис. 37а, б), складывается впечатление, что эти петли образованы теплыми водами Гольфстрима, поступающими с юга, в основном со стороны Саргассова моря и лишь частично из Мексиканского залива. Именно так, по распределению температуры вод, выделяется положение Гольфстрима.

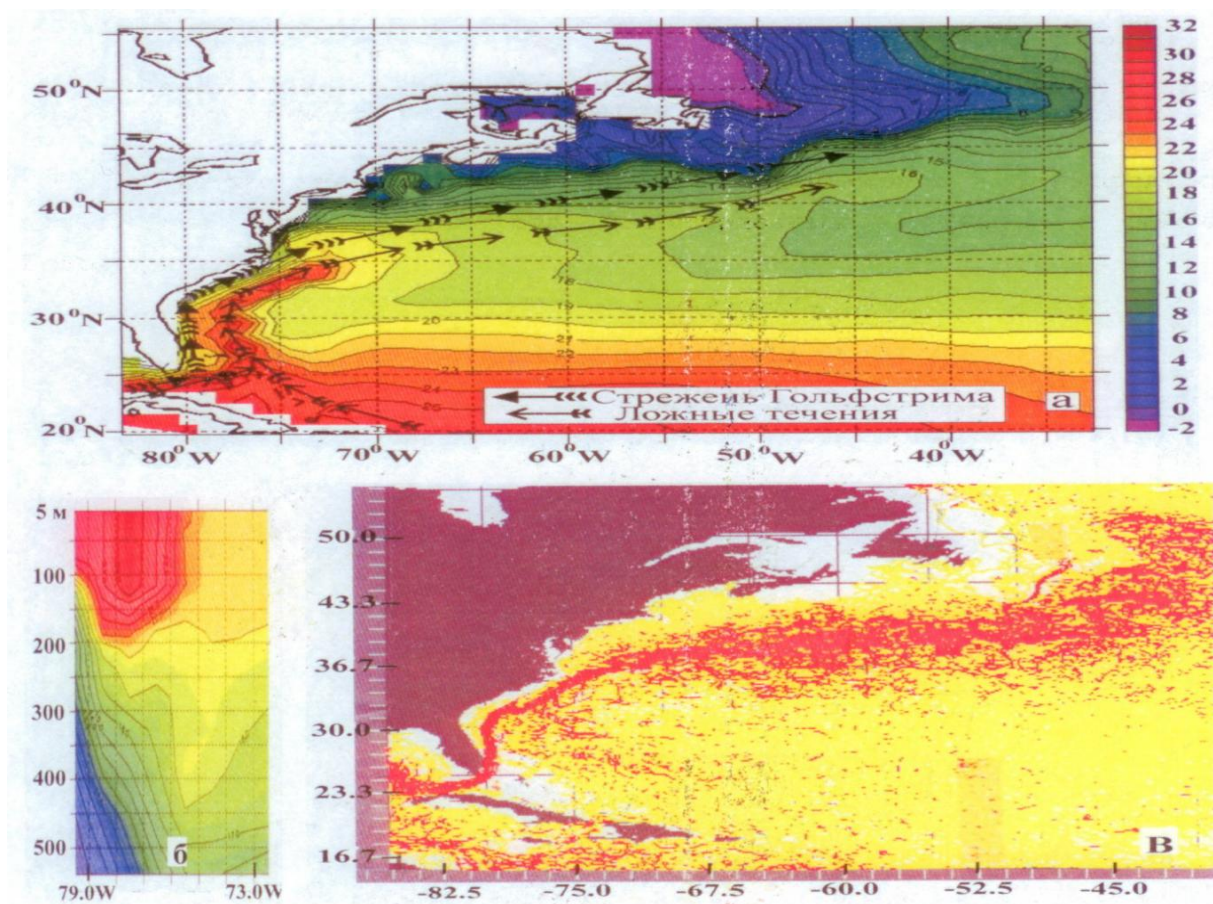


Рис. 37. ба, б, в. а) Температурное поле воды в изотермах северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м 5 февраля 1997 г, числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по  $29^{\circ}\text{N}$  между пунктами  $80^{\circ}\text{W}$  и  $72,5^{\circ}\text{W}$  [ecco.jpl.nasa.gov/external/index.php]. в) Красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50см/с. Скорости и местоположение течений получены по данным дрейфтерных измерений.

Существует популярное представление о том, что Гольфстрим – тёплое течение и его воды проникают далеко на север. Это, вроде бы, видно на рис. 37а, б. В настоящее время существует две гипотезы образования Гольфстрима. Первая – Гольфстрим образован тёплыми водами Антильского течения, которое проходит с юго-востока на северо-запад и примерно в точке с координатами  $25^{\circ}\text{N}$  и  $76^{\circ}\text{W}$  переходит в Гольфстрим. Скорее всего, автор рис. 6а трассу Антильского течения обозначил различного рода формами в виде коротких прямых линий и углов. Вторая гипотеза – Гольфстрим образован в основном тёплыми водами Антильского течения и лишь частично тёплыми водами, поступающими из

Мексиканского залива. Напомним, что ранее была популярна гипотеза – Гольфстрим полностью выходит из Мексиканского залива. Эти новые гипотезы были разработаны, после того как выяснилось, что воды Гольфстрима состоят из склоновых вод, поступающих со стороны материка и вод Саргассова моря, а вод Мексиканского залива в Гольфстриме нет. Такое распределение температуры поверхностных вод около Гольфстрима (рис. 37а) вроде бы и не противоречит этим новым гипотезам формирования Гольфстрима.

На рис 6в красным цветом выделена область реального Гольфстрима со скоростями больше 50 см/с. Если сопоставить это положение Гольфстрима с температурным полем, то можно сделать такие выводы. Во-первых, Гольфстрим выходит только из Мексиканского залива. Во-вторых, тёплые воды, вытянутые на север находятся за пределами Гольфстрима, справа. Объяснить это невозможно, если рассматривать Гольфстрим, как градиентное течение, т.е. так, как это общепринято.

Это можно объяснить, если рассматривать течение, как волновое, т. е. так, как рассматривает автор данной монографии. Уже обсуждалось, как формируются волновые течения, в частности Гольфстрима. Волны распространяются вдоль берега против направления течения Гольфстрим. Слева от направления распространения волн формируются антициклональные движения воды, в которых собирается с поверхности океана тёплая вода, а справа – циклональные движения с холодной водой, поступающей со дна океана (рис. 37а, б 6а, б). Что мы и наблюдаем в реальности (рис. 37а 6а). В тёплых водах температурных петель наблюдаются аномалии тёплой воды эллиповидной формы, они образуются в центрах зон конвергенции волн. Расстояние между аномалиями равно длине волны, приблизительно 200 км. На юге эти аномалии распространяются вдоль о-ва Куба в сторону Мексиканского залива. Эти аномалии, как и тёплая вода, расположенная вдоль Гольфстрима, сформированы долгопериодными волнами солитонами.

Этот пример формирования температурного поля океана является очередным доказательством состоятельности концепции автора монографии о формировании температуры поверхностных вод океаническими волнами солитонами.

Таким образом, если придерживаться принятой и изложенной выше концепции формирования Гольфстрима, то ошибка в определении его положения будет ~ 200 - 300 км. Однако существуют и другие широко распространённые представления о динамике Гольфстрима. Согласно этим представлениям тёплые температурные аномалии, сформированные антициклоническими волновыми движениями вод, есть тёплые вихри Гольфстрима, которые должны находиться слева от него (рис 38, 39). Тогда Гольфстрим должен быть расположен на расстоянии приблизительно 200 км восточнее от аномально тёплой области океана, принимаемой за область Гольфстрима. В этом случае ошибка в определении положения Гольфстрима будет составлять приблизительно 400 км. В других случаях Гольфстрим “располагают” в левой части петель, ограничивающих тёплую воду с юга (рис. 39). В этом случае, выделенный

Гольфстрим будет расположен приблизительно на 100 – 150 км восточнее реального Гольфстрима. Вот новые и прежние ложные представления о течениях Гольфстрима.

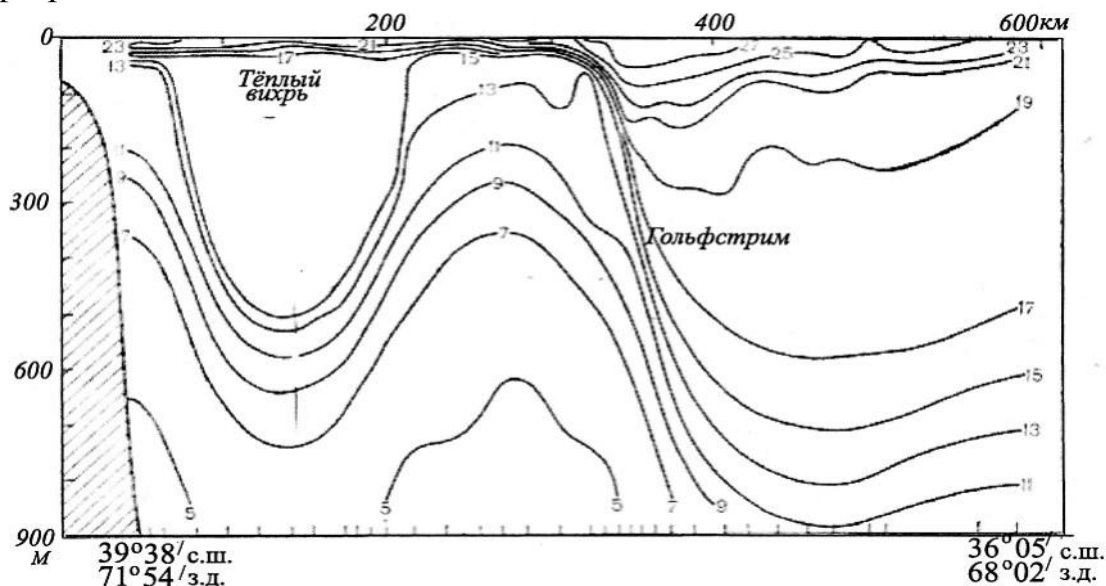


Рис. 38. Распределение температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на разрезе поперёк Гольфстрима и порождённого им антициклонического вихря 29 июня 1975 г. [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982].

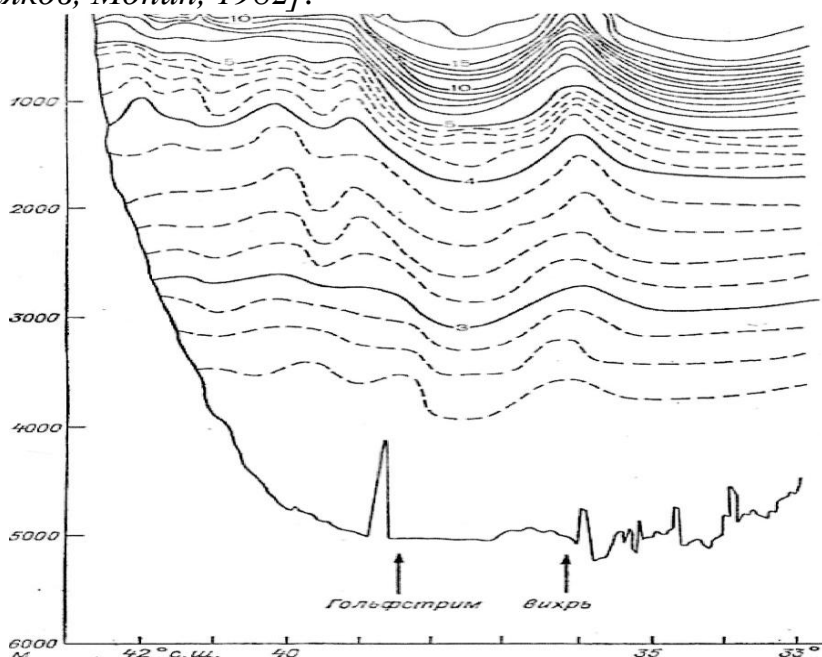


Рис. 39. Распределение температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на разрезе вдоль  $64^{\circ}30'$  з. д. в апреле 1960 г. [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982].

**Будущее Гольфстрима.** В свете новых представлений природы течений интересно обсудить проблему возможного взаимного влияния изменений климата Земли и крупномасштабных течений, в частности Гольфстрима.

В последнее время часто в СМИ появляются сценарии изменения климата Земли приблизительно такого содержания: частично могут растаять ледники Гренландии и Северного Ледовитого океана, что приведёт к опреснению океанских вод и, соответственно, ослаблению и даже к изменению направления



Гольфстрима. Иногда исследователи заявляют, что Гольфстрим может направиться в сторону Африки. Ослаблению течений может способствовать и изменение режима ветра над океаном. В результате этого возможно полное прекращение подачи тёплых вод Гольфстрима на север. Как следствие этого - резко похолодает климат северной части Европы и Азии. Приблизительно через 30 лет средняя многолетняя температура воздуха, например, в Англии, уменьшится на 4°C.

Не берусь предсказывать возможность изменения климата на Земле. Но утверждаю, что если климат и изменится, то это не приведёт к сколь-нибудь заметным изменениям режима крупномасштабных течений, в частности, и Гольфстрима. Автор данного исследования показал, что крупномасштабные течения сформированы долгопериодными волнами, похожими на волны солитоны, но не являются ветровыми и градиентными. Динамика долгопериодных волн никак не связана с изменениями режима термохалинного поля вод океана и крайне слабо связана с изменениями режима ветра в целом над Мировым океаном. Параметры волн, соответственно, и волновых течений, зависят от широты места и морфометрии бассейна, которые практически не изменяются, что позволяет утверждать, что и параметры волновых течений в перспективе не изменяться.

Энергетический уровень волнового поля Мирового океана находится в состоянии предельного насыщения энергией. Поэтому, если даже допустить, что энергетический уровень ветра или/и флуктуаций атмосферного давления в целом над всем Мировым океаном как-то изменится, скорее всего, несущественно, то эти изменения не отразятся сколько-нибудь заметно на состоянии насыщенности энергией долгопериодных волн, образующих океанические течения в целом и, в частности, Гольфстрима.

К этому хотелось бы добавить следующее. Если бы учёные, прогнозисты климата, присмотрелись к течениям западных окраин океанов, в том числе и к Гольфстриму, то обратили бы внимание на такую их особенность: эти течения везде, во всех океанах "прижимаются" к западным их окраинам. Это свойство течений заложено природой, поэтому, они не могут покинуть эти окраины, следовательно, и изменить своё направление.

***О течениях океанов и морей.*** На примере сильного струйного течения Гольфстрим продемонстрировано, как течения образуются долгопериодными волнами. Практически все крупномасштабные течения океанов и морей это не что иное, как движения частиц воды долгопериодных волн. В какой-то части океана эти движения усилены и преимущественно однонаправлены, как, например, в струйных течениях, где-то они слабые и имеют разнонаправленный характер, как, например, в остальной части океана. Показано (рис. 22а, б, в, г и 23а, б, в, г), что в струйных течениях морей и океанов движения дрифтеров практически однонаправлены, поскольку сами волны усилены и перемещаются однонаправленно, они создают преимущественно однонаправленное силовое поле и оказывают однонаправленные воздействия частиц воды на дрифтер. Струйные течения это область сильных и однонаправленных движений воды

долгопериодных волн.

В остальной части океана дрифтер перемещается по сложным траекториям, что обусловлено сложным характером силового поля, создаваемого волнами, движущимися в различных направлениях и создающими сложные движения частиц воды, действующих на дрифтер. Примеры таких движений дрифтера в океане приведены на рис. 40а, б, в, г (Глава VIII). Пожалуй, впервые с подобного рода сложными движениями течений учёные столкнулись при запуске поплавков (дрифтеров) SOFAR на глубине 1500 м в районе проведения эксперимента МОДЕ с сентября 1972 г. по июль 1976г [Rossby, Freeland, 1977]. Запущенные практически одновременно и в пределах небольшой площади океана, поплавки буквально “разбежались” в разные стороны.

Это можно объяснить так. Движения частиц воды волн происходят в режиме суперпозиции. Параметры движений частиц волн не меняются при пересечении волн. На поплавки могут действовать силы различных волн и направленных по-разному.

Из вышеизложенного, стало ясно, что долгопериодные волны играют важную роль в движениях вод океанов и морей. Горизонтальные движения воды формируют течения и противотечения, поверхностные и глубинные (гл. VII), вертикальные движения воды формируют термохалинное поле океанов и морей, создают такие процессы, как апвеллинг – даунвеллинг (XI), Эль-Нино – Ла-Нинья (XII), атмосферные вихри (гл. XIV), тепловое взаимодействие океана и атмосферы (гл. XV).

**Итак.** Мы видим, что неправильное понимание природы течений в основном и явилось причиной неправильного представления об океанических течениях, в частности, и Гольфстрима. Выяснилось, что течения Гольфстрима вовсе не градиентные, термохалинные, а отсюда стало ясным, что наблюдаемому термохалинному полю вод океана вовсе не соответствует распределение реальных течений, связанных с полем режимом геострофического приспособления. Гольфстрим сильно не меандрирует, в нём нет и вихрей. В Гольфстриме нет сплошного и непрерывного потока воды в виде реки, и в этом смысле Гольфстрим не - струйное течение. Гольфстрим не переносит однонаправленно массы воды, как это представляется. Возможно, и существуют однонаправленные перемещения воды в сторону направления течений, но можно однозначно утверждать, что они невелики, скорее всего, на уровне величин второго - третьего порядка малости, по сравнению со скоростями измеренных течений. Течения Гольфстрима это преимущественно однонаправленные пульсирующие движения частиц воды долгопериодных волн. В волнах массы воды однонаправленно практически не переносятся, а только циркулируют около некоего положения равновесия. К зоне Гольфстрима волны приходят из открытого океана. В зоне Гольфстрима, недалёкой от берега, они трансформируются, в результате чего их энергия концентрируется в верхнем слое океана, в котором скорости течений сильно увеличиваются за счёт концентрации энергии в меньшем объёме воды. Эта зона с трансформированными долгопериодными волнами, отсюда и увеличенными

скоростями течений, и есть Гольфстрим. Термохалинное поле вод в термохалинных аномалий формируется вертикальными и горизонтальными движениями воды долгопериодных волн.

## **Глава VII Формирование противотечений в океанах и морях.**

*Приводится объяснение закономерностей формирования долгопериодными волнами глубинных и поверхностных противотечений Мирового океана.*

Обычно течения за пределами крупномасштабного течения направлены в противоположную сторону этого течения, образуя противотечения. Принято выделять глубинные и поверхностные противотечения. Так, под Гольфстримом наблюдается глубинное противотечение, а справа и слева от него поверхностные противотечения [Каменкович, Монин, 1978, Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. Фактически ложе, по которому течёт Гольфстрим, движется в обратную сторону самого течения Гольфстрим. Скорости глубинных противотечений Гольфстрима около Флоридского пролива достигают 50 - 60 см/с, при скоростях самого течения у поверхности океана до 2,5 – 3 м/с [Kielmann, DÜing, 1974]. С глубиной скорости противотечений увеличиваются и у дна они максимальны. Скорости поверхностных противотечений небольшие, ~ 5 см/с.

Широкая полоса вод Антарктического Циркумполярного течения движется в восточном направлении, в то время как воды, прилегающие к Антарктиде, движутся в обратном, западном направлении, образуя течение названное течение Восточных ветров. Фактически это поверхностное течение является противотечением по отношению к Антарктическому Циркумполярному течению. Скорости течений этого противотечения большие, ~ 20см/с (см. схему течений Мирового океана, автор Schott, 1943, гл. II монографии, она опубликована в [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]).

В замкнутом Чёрном и Каспийском море крупномасштабные течения имеют, как отмечалось, циклоническую направленность, т.е. против движения часовой стрелки [Бондаренко, 1993, Кривошея и др., 2001]. В узкой прибрежной зоне, шириной приблизительно до 5 км, и в центральных частях морей существуют противотечения антициклонической направленности. Противотечения прибрежной зоны Чёрного и Каспийского морей были зафиксированы инструментально [Бондаренко, 1993, Кривошея и др., 2001]. Противотечения центральной части Чёрного моря были обнаружены автором по данным их измерений дрейфтерами. Мы привели только несколько из известных примеров существования противотечений, их гораздо больше.

Из изложенного ранее, можно сделать вывод, что глубинные и поверхностные противотечения, сопутствующие крупномасштабным течениям есть некая закономерность динамики вод океанов и морей.

Закономерности формирования этих противотечений изучены плохо, во всяком случае, нет единой концепции их формирования. Известны только отдельные работы, в которых противотечения рассматриваются с позиции

градиентной и ветровой природы течений и при этом применительно только к отдельным регионам [Штокман, 1970].

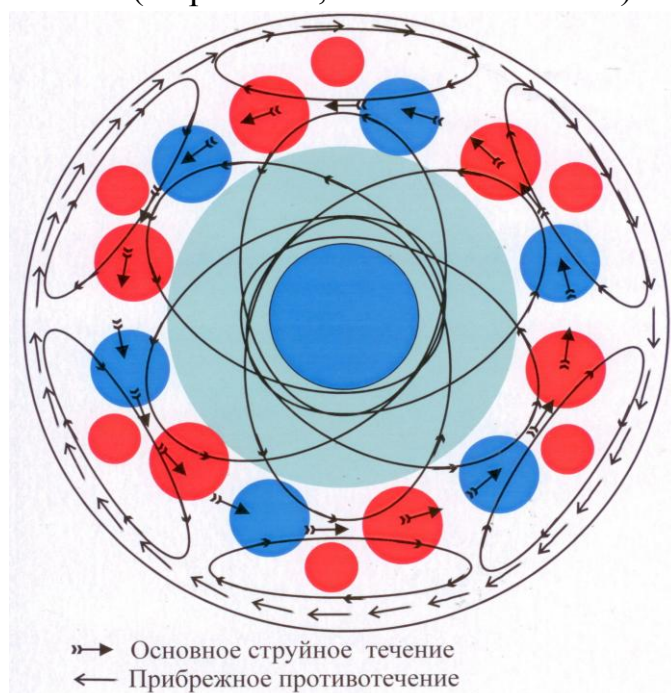
Авторы одной из работ [Kielmann, DÜing, 1974] обратили внимание на большие скорости глубинных противотечений Гольфстрима во Флоридском проливе и предположили, что они сформированы долгопериодными волнами. Предположили, но не объяснили их кинематику. По-видимому, вывод они сделали под влиянием экспериментальных исследований долгопериодных волн этого района, выполненных ранее [Thompson, 1971].

Не буду анализировать эти гипотезы на предмет их репрезентативности, а приведу новое объяснение закономерностей формирования противотечений, основанное на представлениях о длинноволновой природе течений. Сколь оно репрезентативно отражает объективную реальность, покажут последующие исследования.

Согласно представлениям [Бондаренко, 2007, Бондаренко, Жмур, 2007, Бондаренко, Борисов, Жмур, 2008] в формировании течений и противотечений играют важную роль долгопериодные волны Мирового океана названные долгопериодными волнами Россби, но которые, как неоднократно отмечалось ранее, больше похожи на волны солитоны.

Исследования, приведенные в гл. VI, позволили волновое поле, в частности, Гольфстрима и его окружения, представить в виде цепочки уединённых волн солитонов, течения (движения частиц воды волн), в которых, происходят по замкнутому контуру в вертикальной и горизонтальной плоскости (рис. 38 а, б, в). Скорость течения пропорциональна плотности линий токов. Мы видим, что в Гольфстриме плотность линий токов волн гораздо больше, чем за его пределами, а отсюда и скорости течений больше, чем за его пределами.

Можно допустить, что это волновое течение, где плотность линий токов большая (на рис. 39а, б она затемнена), участвует в формировании крупномасштабных течений, в частности Гольфстрима. Эти волновые течения и есть течения Гольфстрима. Глубинные и поверхностные противотечения формируются орбитальными движениями частиц воды волн, в которых плотность линий токов меньше (на рис. 37а, б они обозначены).



Уже отмечалось, что с глубиной скорости противотечений увеличиваются. Объяснение этому такое. Дно и воздух являются границей – изолятором поля линий токов волны, а у границы плотность линий токов увеличивается, она большая.

Рис. 40. Линии в виде эллипсов – линии токов долгопериодных волн в горизонтальной плоскости у поверхности воды в бассейне округлой формы. Стрелки на линиях тока –

*направление силы, действующей на частицы воды, что одно и то же – направление течений. Красным цветом обозначены области опускания воды, а голубым и бирюзовым – подъёма.*

Образование течений и противотечений в замкнутом бассейне округлой формы типа Чёрного и Каспийского морей можно продемонстрировать схемой, изображённой на (рис. 40).

**Итак.** Крупномасштабные течения, глубинные, поверхностные противотечения и вертикальные движения воды есть орбитальные движения частиц воды долгопериодных волн Мирового океана.

## **Глава VIII. Основные закономерности поступления в Северный Ледовитый океан тёплых вод Атлантики. Куда течёт Гольфстрим?**

*Показано, что в Северный Ледовитый океан тёплые воды Атлантики поступают путём турбулентного обмена вод океанов, но не адвективно. Воды Гольфстрима адвективно не попадают в Северный Ледовитый океан [Бондаренко и др., 2007, Бондаренко, 2009].*

Воды Северного Ледовитого океана, находящиеся в зоне соприкосновения с водами Атлантического океана, Гренландского, Норвежского и Баренцева морей, гораздо теплее вод остального океана. Воды этих морей, практически никогда не покрываются льдом, в то время как остальной океан большую часть года покрыт мощными льдами. Соответственно и воздух над этими морями и прилегающими к ним частями суши значительно теплее, климат мягче, чем над остальным океаном. Объяснение этому дано простое: в Северный Ледовитый океан поступают тёплые воды из Атлантического океана с помощью системы течений Гольфстрим – Северо-Атлантическое – Норвежское течение с ответвлением в Баренцево море Нордкапского течения (рис. 2).

Создаётся впечатление, что тёплые воды Мексиканского залива, частично и Атлантического океана, как бы транзитом, в виде единого потока, адвективно поступают в Северный Ледовитый океан. Считается, что эти течения являются градиентными геострофическими течениями, в которых сила градиента давления на воду, обусловленная наклоном уровня океана, уравновешена силой Кориолиса.

Исследования, приведенные ранее, показали, что крупномасштабные течения вовсе не градиентные, как обычно считается, а длинноволновые, они сформированы долгопериодными волнами, а поэтому океанические течения и течение Гольфстрим не переносят воды поступательно, адвективно и, следовательно, они не попадают в таком виде в Северный Ледовитый океан. Из исследований также следует, что Гольфстрим и другие крупномасштабные течения не изменяют своего положения, как бы не менялся климат Земли. Тогда как же тёплая вода Атлантического океана проникает в Северный Ледовитый океан?

Рассмотрим схему средних многолетних течений Гольфстрима, построенную по дрейферным измерениям (рис. 9а). На этой схеме чётко выделяется область течений Гольфстрима с большими скоростями. В южной части Гольфстрима средние скорости течений  $\sim 1$  м/с, а в северной  $\sim 50$  см/с, в то время как за пределами Гольфстрима скорости течений небольшие и составляют  $\sim 10$  см/с. Слабо выражено Северо-Атлантическое течение, скорости его течений небольшие,  $\sim 20$  см/с, около берегов Ирландии, вообще, малые,  $\sim 10$  см/с, они соизмеримы со скоростями течений остальной части океана. Скорости Норвежского течения  $\sim 25$  см/с. Создаётся впечатление, что не существует непрерывного перехода Гольфстрима в Норвежское течение.

Однако исследователи руководствуются не этой схемой, а схемами типа (рис. 2), на которых изображён довольно мощный поток Гольфстрима переходящий в Северо-Атлантическое и Норвежское течения. Поэтому у них создалось впечатление, что из Мексиканского залива вода вытекает в Атлантический океан в виде мощного потока и далее вдоль берега распространяется в северо-западном направлении, в сторону Северного Ледовитого океана. Считается, что вода из Мексиканского залива адвективно или квазиадвективно попадает в Северный Ледовитый океан.

Такое представление о течениях, в частности о Гольфстриме, находится в противоречии с наблюдаемым составом вод Гольфстрима. Установлено, и это мы отмечали раньше, что воды Гольфстрима сформированы водами Саргассова моря, поступающими справа от Гольфстрима и склоновыми водами, поступающими слева от Гольфстрима, а вод Мексиканского залива в Гольфстриме практически нет. Отсюда вывод: вода Мексиканского залива не может попасть в Северный Ледовитый океан. Объяснение этому было дано ранее.

Ранее было показано на примере течений Гольфстрима, каким образом формируются крупномасштабные течения, почему Гольфстрим не переносит односторонне массы воды (или переносит крайне мало), почему его воды не вытекают из Мексиканского залива, почему струя Гольфстрима пульсирует, почему дрейфер односторонне перемещается, в то время как воды остаются на месте. Становится ясным, что воды Гольфстрима не попадают в Северный Ледовитый океан, во всяком случае, адвективно и в большом количестве, как представляется.

Тогда каким же образом в Северном Ледовитом океане оказывается теплая вода Атлантического океана? Отмечалось, что Гольфстрим сформирован теплыми и солёными водами Саргассова моря, поступающими справа от Гольфстрима и холодными и менее солёными водами, поступающими слева от Гольфстрима. Эти воды сходятся где-то около Гольфстрима. В данном случае частицы воды этих вод проникают друг в друга и таким образом воды перемешиваются. Эта переходная зона перемешанных вод называется гидрофронтом. Считается, что смешение вод происходит за счёт турбулентного обмена вод. Но известно, что в волнах турбулентность отсутствует? Да. Тогда может речь идти о слабой турбулентности, тем более что реальные долгопериодные волны, похожие на волны солитоны, являются нелинейными волнами. Тогда можно говорить о

слабом смешении вод, т.е. о крайне медленном проникновении одних вод в другие.

Скорее всего, таким же образом, в результате слабого турбулентного обмена и поступает тёплая вода Атлантического океана в Северный Ледовитый океан, но не адвективно. Процесс этот крайне медленный по сравнению с адвективным переносом, скорее всего на три порядка медленнее. Считается, что смена вод Северного Ледовитого океана (при адвективном их переносе) происходит за 40 лет [Фащук, 2002]. Тогда, если учесть что перенос имеет слабый турбулентный характер, эта величина может быть увеличена в тысячу раз, т. е. будет равна 40 тысяч лет.

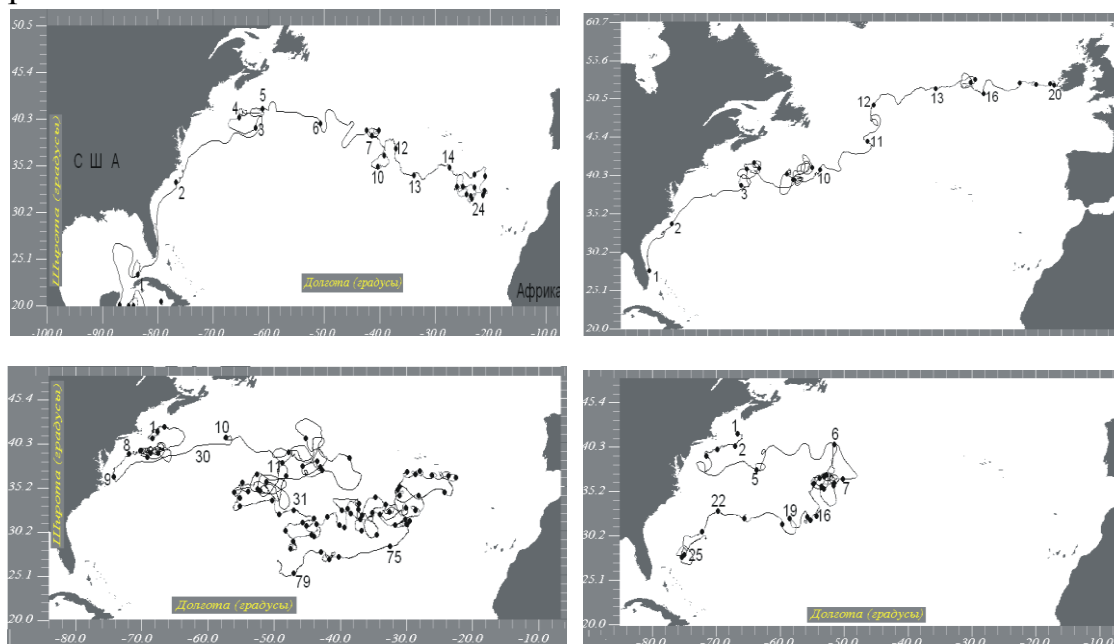


Рис. 41а, б, в, г. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Гольфстрима или около него и прошедшие через Гольфстрим. Цифры около точек: время движения дрейфтера с момента начала наблюдений в месяцах.

Теперь допустим, что данное нами объяснение природы течений неверно. Будем считать, как это и принято: течения градиентные геострофические, они адвективно переносят массы воды, воды Гольфстрима попадают в Северный Ледовитый океан и дрейфтер движется вместе с водой переносимой течением, т.е. дрейфтер фиксирует перемещения масс воды. Тогда с помощью дрейфтерных наблюдений должна существовать возможность проследить, куда попадает вода Гольфстрима. Для этого мы выбрали сто трасс дрейфтеров, проходящих через Гольфстрим, и проследили за их последующим движением. Обычно дрейфтер, попадая в Гольфстрим, быстро его покидает. Время пребывания дрейфтера в Гольфстриме в основном не превышает двух - трёх месяцев. Большинство дрейфтеров, покидая Гольфстрим, направлялись в сторону Африки (см. образец, рис. 41а), иногда – в сторону берегов Португалии и крайне редко – в сторону островов Великобритания (рис. 41б). Обычно при почти прямолинейном движении дрейфтера он пересекает океан приблизительно за два года. Часто дрейфтер длительное время совершает сложные движения в центральной части



Атлантического океана (рис. 40в) или около Гольфстрима (рис. 41г). В первом случае он дрейфовал в океане приблизительно 7 лет (рис. 41в), а во втором (рис. 41г) два года, при этом он сместился на юг и чуть не оказался снова в Гольфстриме. Но никогда дрейфтер не попадал в Северный Ледовитый океан.

Эти исследования были закончены, когда мы обнаружили в Интернете интересную информацию [M. Susun Lozier, 2010]: “С 1990 по 2002г из сотни дрейфтеров, запущенных в Гольфстрим (течение, которое рассматривается, как часть потока океанического конвейера), но только один достиг области полярных круговоротов”. Как и мы, они пришли к выводу, что воды Гольфстрима не попадают на север.

**Вывод.** Изложенное даёт основание объяснить автору природы переноса масс воды в Северный Ледовитый океан из Атлантического океана считать верным. Воды Гольфстрима адвективно не поступают в Северный Ледовитый океан. Можно допустить, что поступают путём турбулентного обмена вод Атлантического и Северного Ледовитого океанов, но в крайне малом количестве. Возможен адвективный перенос вод волнами в режиме Стоксова или Лагранжева переносов, но он также обеспечивает обмен вод в крайне малом количестве. В целом из Атлантического океана в Северный Ледовитый океан воды могут поступать за счёт слабого турбулентного обмена вод океанов и Стоксова переноса, но в крайне малом количестве. Процесс этот крайне медленный по сравнению с адвективным переносом.

Поскольку перенос вод зависит от параметров волн, которые в среднем во времени не меняются, то можно считать, что и перенос вод в Северный Ледовитый океан в перспективе не изменится и, следовательно, этот перенос не отразится на изменениях климата.

## **Глава IX. Что собой представляют океанские и морские течения, движения воды? Что измеряется приборами?**

*Приведены исследования, показывающие, что длинноволновые течения принципиально отличны от градиентных и дрейфовых течений. В этом случае принятые методы измерения не обеспечивают получение репрезентативной информации о длинноволновых течениях океанов и морей. Исследователи, использующие эту информацию, получают неверные представления о длинноволновых течениях и процессах, их создающих.*

Под течениями обычно понимается перемещение масс воды в пространстве. Каких по объёму масс, не оговаривается. Скорее всего, составители этого понятия считали, что в природе происходит некое однородное по относительно большому пространству перемещение водных масс. Видно, считалось, что если в некой фиксированной точке течение имеет определённые параметры, то и в соседнем значительно удалённом окружении параметры течения такие же. Представлялось, что масса воды движется в пространстве, как единое целое, адвективно или

квазиадвективно. В этом случае считалось, что измеренные параметры течений можно приписывать течениям значительно удалённым от точки измерения.

Более детальные исследования структуры океанских течений показало, что это далеко не так. Может оказаться, что в ближайшем окружении течения будут сильно различаться по скорости и направлению. Так отмечены случаи, когда запущенные одновременно в фиксированной точке дрейфтеры “разбегались” в различных направлениях. Скорее всего, учитывая сложную структуру течений, А. Лакомб [Ла Комб, 1974] дал иное определение течений: *течение это движение частиц воды*. Скорее всего, элементарных, на уровне молекул. На наш взгляд это обобщающее и более правильное определение. Для решения ряда задач исследователя интересует информация о пути движения отдельных частиц воды, а отсюда и в целом масс воды. Например, такая задача стоит при исследовании обмена вод океанов.

Ранее мы выделяли два вида течений, движений воды: движения воды в дрейфовых, градиентных течениях и в волновых. В дрейфовых и градиентных течениях движения частиц воды происходят в связанном режиме, в виде движений массы воды как некоего единого целого по некоторому объёму. В этом случае понятие течений можно было бы сформулировать и так: течение это движение некоторых объёмов воды, предположим, соизмеримых с приёмной частью измерителя течений или больших объёмов. Определение понятия течения, данное А. Ла Комбом, может быть одинаково применимо к этим двум видам движения воды. Мы помним, что орбитальные движения частиц воды фактически являются течением.

При градиентных или дрейфовых течениях приёмник измерителя течений “работает” в режиме присоединённой массы воды и его показания будут соответствовать движениям масс воды. Например, по параметрам движения дрейфтера в этом случае можно было бы определить сколько, куда и с какой скоростью воды перемещаются.

В волновых течениях приёмная часть прибора “работает” в режиме воздействий на неё частиц волны, движущихся каждая по своей орбите. Отдельные частицы воды волн, распространяющиеся в режиме суперпозиции, воздействуют на приёмную часть прибора, и она воспринимает их как силу суммарного воздействия. В этом случае направление результирующей силы воздействия на прибор частиц воды не обязательно совпадает с направлением перемещения частиц воды, следовательно, и масс воды. Поэтому в данном случае по показаниям прибора невозможно доказательно определить направление перемещения масс воды. Предположим, частицы двух волн перемещаются в разных направлениях. Тогда сила воздействия на прибор будет равна векторной сумме сил частиц воды этих двух волн.

Применительно к дрейфовым и градиентным течениям всё ясно. Прибор тарируется в режиме градиентного потока, поэтому по показаниям прибора мы правомерно переходим к параметрам движения масс воды. В волновых течениях много неопределённого и непонятного. Вместе с тем, с помощью прибора,

тарированного по градиентным течениям, мы определяем параметры волнового течения.

Можно рассмотреть два варианта построения волн солитонов: волны - солитоны изолированы друг от друга (рис. 42а) и совмещены (41б). В первом варианте на дрифтер оказывает влияние силовое поле только одной волны, в которой он находится (рис.42а), во втором – и силовое поле соседних волн солитонов (рис. 42б).

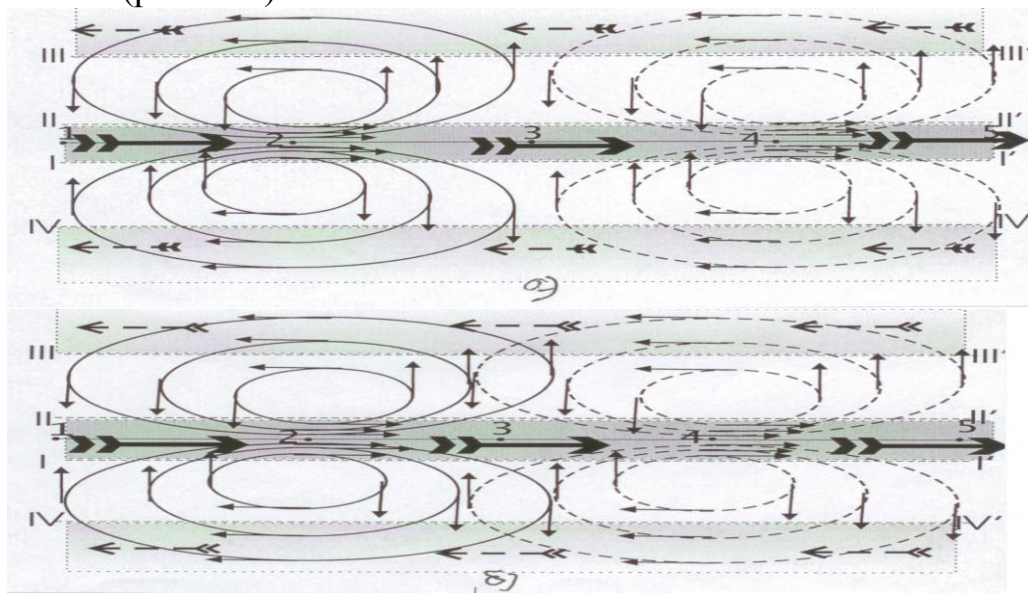


Рис. 42а, б. Линии токов в волнах солитонах: изолированных друг от друга (а), и совмещённых (б). Линии токов представлены в виде эллипсов, стрелки – направление течений.

Мгновенно течения (орбитальные движения частиц воды) будут направлены по линиям токов в сторону направления стрелок. Скорость течения будет пропорциональна плотности линий токов, и в районе линии 1-5 она будет максимальной. Допустим, что эти волны солитоны распространяются влево с некой фазовой скоростью. В точках 2, 4 скорости течений будут максимальны, а в точках 1, 3, 5 – равны нулю. Тогда, если измерительный прибор установить в точке 1 стационарно, то при движении волн солитонов будет зафиксировано пульсирующее течение, направленное вправо. Скорость течения будет меняться от нуля в изолированных солитонах или от некоторой малой величины в совмещённых солитонах, до некоторого максимума и затем снова до нуля или малой величины. Далее всё будет повторяться. Время пульсаций скорости течений будет равно периоду волн солитонов, т.е. времени прохождения волны мимо неподвижной точки, предположим мимо измерителя течений, первоначально установленного, предположим, в точке 1. Подобное, когда течения пульсируют, мы уже обсуждали (рис. 23а, б, в, г).

Если отфильтровать по “записи” эти пульсации, то будет выделена некая квазипостоянная однонаправленная часть течений, которая исследователями ошибочно принимается за постоянное течение и переменное, пульсирующее волновое течение с периодом волн солитонов. В подобных случаях считается, что масса воды перемещается по линии 1 - 5 вправо. Это ложная информация,

обусловленная неверными представлениями о течениях и их свойствах. На самом деле волны не переносят одно направленно массы воды и это хорошо известно исследователям, а масса воды в виде орбитальных движений частиц воды вращается на месте по эллипсовидным траекториям вокруг некоего неподвижного положения равновесия (рис.29а, б). Эта проблема уже рассматривалась, гл. III.

При фазовой скорости равной нулю траектории движений частиц волны совпадают с линиями токов. В противном случае они различаются, окружность траектории будет меньше окружности линий токов. В реальности в районе Гольфстрима нередко нам приходилось наблюдать вращательные движения дрейфтера с диаметром окружности  $\sim 50$  км при длине волн порядка 300 км.

Если стационарно установленные приборы разместить несколько в стороне от линии 1 – 5, в области I – I' – II – II', то они зафиксируют пульсирующие течения, вектор которых будет меняться не только по модулю, но и направлению, и постоянные. При этом в области I – I' – II – II' постоянные течения будут сильными (на рис 42а, б они обозначены большими жирными стрелками). За пределами этой области, например, выше III – III' или ниже IV – IV' течения будут слабыми и направлены в противоположную сторону (обозначены пунктирными стрелками).

Если течения измерять дрейфтерами, в изолированных или совмещённых волнах солитонах, (рис. 42а, б) и их выпустить вдоль линии 1 – 5, предположим в точке 1, то они зафиксируют такие же течения, как и при стационарных измерениях, с теми же пульсациями. Но за счет Допплерова эффекта их период будет несколько отличен от периода реальных долгопериодных волн похожих на солитоны.

Если дрейфтер поместить в изолированные волны солитоны (рис. 41а), то он будет отслеживать орбитальные движения частиц воды волн солитонов, т.е. перемещения масс воды, что в принципе и требуется при регистрации течений.

Если солитоны будут совмещены, то на движения дрейфтера будут влиять движения частиц воды обоих солитонов и в этом случае будет зафиксирована картина течений схожая с картиной регистрации течений в стационарном режиме. Будет зафиксирована некоторая пульсирующая и постоянная часть течений в виде сильных и слабых течений, как показано на рис. 40б.

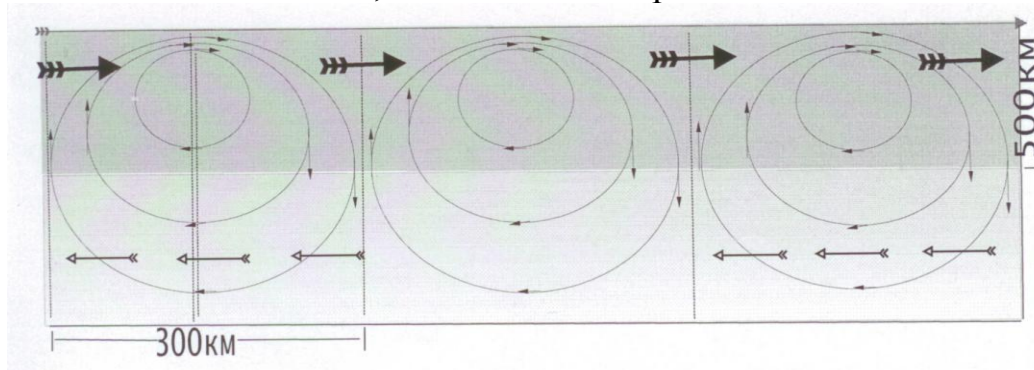


Рис. 43. Линии токов в волнах солитонах (по вертикальному сечению).

Согласно нашим исследованиям, вихреобразные движения воды существуют не в Гольфстриме, а с его боков и в экваториальных течениях

океанов. В струе Гольфстрима должны существовать вращательные вихреобразные движения воды в вертикальной плоскости, на что указывает пульсирующий характер модуля скорости течений и появление аномалий температуры воды с боков волны (рис. 39б). Последнее указывает на подъём глубинных вод на поверхность океана и опускание поверхностных вод на глубину. Течения пульсируют, и не только в Гольфстриме, но и за его пределами. Это указывает на то, что вращения воды происходят в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Вертикальные скорости течений малы. Так, при скорости течений Гольфстрима 1 м/с, скорость вертикальных течений, движений воды небольшая, всего 1 мм/с.

Если измерять течения стационарно в фиксированных точках у поверхности воды или на различных горизонтах или с помощью дрейфтера у поверхности моря, то получим картину течений схожую, описанной ранее.

Таким образом, при измерениях течений с помощью дрейфтеров или стационарно установленных приборов долгопериодных волн в морях и океанах получаем в основном ложные представления о течениях, поскольку прибор регистрирует не движения отдельных, определённых частиц воды волн перемещающихся по своим орбитам, а некое суммарное воздействие частиц воды разных орбит.

Фактически мы не регистрируем движения частиц воды – течения, не отслеживаем их перемещения, что в принципе следует делать, а регистрируем их воздействие на прибор, что, как видим, не одно и то же. Постоянных течений нет, но они в измерениях получаются, переменные течения регистрируются в виде движений воды, пульсаций совершенно не похожих на движения частиц воды в волнах солитонах.

Таким образом, при регистрации долгопериодных волн зачастую в измерениях получается картина, в которой ложно присутствуют постоянные течения и в искажённом виде течения волн. В подобной ситуации мы не можем строго доказательно по движениям дрейфтера или показаниям стационарно установленного прибора определить величину реальных течений, их скорость и направление. Из анализа следует, что, скорее всего, волновые течения, перемещения масс воды в волне крайне незначительны.

Мы наблюдаем, что дрейфтер движется быстро под воздействием частиц воды, судя по всему сильных воздействий. Значит, частицы должны быстро перемещаться! Но мы видим, что массы воды перемещаются крайне медленно. Тогда можно допустить, что частицы воды перемещаются, в виде импульсов: быстрого и кратковременного движения и более продолжительной остановки.

Из изложенного становится понятным, почему “течения” вроде бы существуют и регистрируются, а массы воды не переносятся, почему воды не перемешиваются или перемешиваются слабо и многое другое. Эта проблема требует дальнейшего изучения. Ведь без её решения мы не можем решить проблему движения масс воды в океане, а отсюда и многое другое, связанное с этими движениями. Нам кажется, что для решения этой проблемы следует

использовать информацию о движениях водных масс, полученную с использованием методов “меченых” частиц воды, например, облучённых.

Мы уже ранее демонстрировали на примере океанских волновых течений, что дрейфтер может перемещаться в пространстве однонаправлено, хотя и пульсационно, в то время, как частицы воды, следовательно, и массы воды, перемещаются около некоего положения равновесия, т.е. адвективно вместе с дрейфтером не перемещаются. Это одна сторона проблемы волновых движений и их измерений. С другой стороны мы отмечали, что прибор реагирует на воздействия частиц воды, “удары” частиц воды по прибору. Но как сопоставить показания прибора с ударами и движениями частиц воды, а отсюда и перемещениями масс воды мы не знаем.

Ранее мы чисто условно приняли, что вектор течений, т.е. движений частиц воды в определённый момент времени направлен вдоль линий токов, а скорость движения частиц воды, скорость течений пропорциональна плотности линий токов. Но прибор измеряет удары частиц, а не скорость их движения. Как их сопоставить? Как перейти от показаний прибора к скорости движения частиц воды и, отсюда, перемещению водных масс мы не знаем. Таким образом, в данном случае течения, как перемещения масс воды мы не измеряем, а измеряем некое воздействие частиц воды на прибор. Только предполагаем, что скорость перемещения частиц, а отсюда и масс воды соответствует течению по показаниям прибора.

Некоторые наблюдения указывают на то, что это вроде бы оно так и есть. Так в [Бондаренко и др., 1985, Бондаренко и др., 1987, Бондаренко, 1993] приводится случай наблюдения перемещения гидрофронта по солёности через два пункта расположенных в центре мелководного Северного Каспия, в которых измерялось течение и солёность. В какой-то момент времени через эти пункты прошёл на север гидрофронт. Гидрофронт был зафиксирован первоначально в точке расположенной южнее, а затем севернее. Скорость движения гидрофронта равна расстоянию между пунктами, деленному на разность времени фиксации гидрофронта в двух точках. Эта скорость движения гидрофронта оказалась равной скорости измеренного течения, в данном случае равной  $\sim 25$  см/с. Всё это свидетельствует, что масса воды перемещается со скоростью измеренного течения. Однако по другим, весьма многочисленным наблюдениям, этого вывода сделать нельзя. Вот некоторые из примеров.

*Первый пример.* Измерение дрейфтерами течений Гольфстрима. На рис. 22б приведена типичная трасса дрейфтера, запущенного в Гольфстрим, на рис. 23б модуль скорости его движения. Считается, что скорость движения дрейфтера равна скорости движения воды, т.е. скорости течения. Мы видим (рис.22б), что дрейфтер совершает преимущественно однонаправленные движения. Но модуль его скорости меняется квазипериодически от величины, равной приблизительно нулю до некоторой существенной величины, т.е. модуль скорости движения дрейфтера пульсирует (рис.23б) и очень быстро, с периодом волн Россби в 10 – 20 суток. Подобным образом ведут себя дрейфтеры и в других крупномасштабных течениях (см. рис. 21а, б, в, г, 22а, б, в, г, рис.23а, б, в, г). Если придерживаться принятых



представлений о природе течений, как градиентных, то невозможно объяснить, какая причина и сила заставляет массы воды вести себя таким образом: останавливаться, набирать скорость, снова останавливаться и т.д. По измерениям течений с помощью фильтра выделяем однонаправленное квазипостоянное и квазипериодическое пульсирующее течение. Необъяснимым является, также и следующее. Хорошо известно, что воды Гольфстрима сформированы склоновыми водами с севера и северо-запада, а также водами Саргасова моря, но не Мексиканского залива. Из Мексиканского залива в океан вода практически не поступает. Это удивляет исследователей, течение существует, мы видим (рис. 21б), а вода не поступает. В это трудно даже поверить, но это так. Как это объяснить? На этот вопрос ответ был дан. Мы уже отмечали, что океанские и морские течения, в данном случае Гольфстрима, сформированы течениями волн. Вместе с тем хорошо известно, что волны однонаправленно воды не переносят, а отсюда и сформированное ими течение не переносит однонаправленно воды. Вот почему, течение выходит из Мексиканского залива, а воды из залива не поступают в Гольфстрим.

*Второй пример.* Измерение дрейфтерами течений Чёрного моря. Чаще всего дрейфтеры перемещаются вдоль кромки шельфа, преимущественно приблизительно вдоль линии равной плотности воды, изопикнов. Считается, что такие течения термохалинные, геострофические, что вроде бы и не противоречит таким ситуациям. Так ведут себя дрейфтеры часто, но далеко не всегда. Иногда дрейфтеры перемещаются не параллельно изопикнам, а под некоторым углом, нередко соизмеримым с  $90^\circ$  (рис. 22а). Дрейфтер нередко очень быстро пересекает Чёрное море, приблизительно за две недели, средняя скорость его движения бывает большой, порядка 20 – 40 см/с и при этом пульсирует (см. рис. 23а). В этой ситуации трудно объяснимо является то, что движения дрейфтера и, предположительно, течения направлены не вдоль изохалин. Дрейфтер движется одинаково как в сторону увеличения плотности воды, так и против увеличения. Такое течение не может быть геострофическим и даже просто градиентным. Понятно, что оно длинноволновое.

Поскольку дрейфтер пересекает море очень быстро и с большой скоростью, то и массы воды вроде бы должны быстро переноситься и перемешиваться. Но, судя по всему, этого не происходит: они не переносятся и не перемешиваются, а остаются на месте. всегда более плотные воды находятся в центральной части моря, а менее плотные - на окраине. Как это объяснить? Всё также. Волны не переносят масс воды, а отсюда они остаются на месте.

*Третий пример.* В водах мелководного Северного Каспия обычно доминируют течения долгопериодных волн, приходящих из Среднего Каспия [Бондаренко, 1993]. Скорости волновых течений достигают больших величин, порядка 60 см/с, но они не создают заметных изменений уровня моря. Однако при ветре возникают дрейфовые течения, именно они заметно изменяют уровень моря. Колебания уровня моря хорошо коррелируют с параметрами ветра, его скоростью, направлением и продолжительностью действия.



Каковы же при этом бывают скорости течений? Автор настоящей работы исследовал этот вопрос. Так, во время знаменитого шторма 1952г [Бондаренко, 2001], создавшего катастрофический подъём уровня моря в Северо-восточной части Северного Каспия до четырех метров, средние скорости дрейфовых течений составляли всего 5 см/с.

Волновые течения не переносят воду однонаправленно или переносят её, но в крайне малых количествах, предположим, в виде Лагранжева или Стоксова переносов. С другой стороны, орбитальные движения частиц воды в волнах это не что иное, как периодические волновые течения. Таким образом, волна имеет периодические, квазипериодические и однонаправленные поступательные движения воды, течения. Эти течения слабо проявляются в движениях уровня моря и, следовательно, в перемещениях масс воды. Значит, перемещения масс воды крайне малы.

**Итак.** В морях и океанах доминируют длинноволновые течения, в основном сформированные долгопериодными волнами, похожими на волны солитоны, но не градиентные и ветровые течения. Фактически это течения волн, они образованы орбитальными движениями частиц воды волн и их волновым переносом. Волны не переносят массы воды в пространстве, следовательно, и нет течения переносящего массы воды. Частицы воды волн перемещаются в режиме суперпозиции. Условно принято, что скорость течения пропорциональна плотности линий токов. Что представляют волновые течения, как движения воды? Нам не ясно, как перейти от измеренной скорости течения к перемещениям масс воды волной. Чисто условно считаем, что масса переносится со скоростью течения измеренного прибором.

## **Глава X. Формирование термохалинных аномалий в океанах и морях. Вихри или долгопериодные волны?**

*Показано формирование долгопериодными волнами солитонами, термохалинного поля вод океанов и морей [Бондаренко, Жмур, 2007а, 2007б, 2007в, Бондаренко, 2009а, Бондаренко, 20011в, Бондаренко и др. 2011].*

В температурном поле океанов и морей часто заметно выделяются аномалии овальной формы. Большинство исследователей считает, что эти аномалии образованы вихрями, или этим аномалиям соответствуют вихри [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. Зачастую исследователи настолько уверены в этом, что аномалии называют просто вихрями. Некоторые исследователи придерживаются иной точки зрения, и считает, что аномалии образованы долгопериодными волнами [Гилл, 1986]. Где же истина? Далее будет дан ответ на этот вопрос.

**Вихри в океанах и морях.** Под морскими или океанскими вихрями следует понимать вращательные движения как единого целого, некоторой массы воды моря или океана в горизонтальной плоскости вокруг центра масс. Такие движения являются преимущественно собственными с большим временем жизни, потери энергии в вихрях происходят очень медленно. Были зафиксированы в океанах предположительно вихри, время жизни которых превышало три года [Richardson, 1991]. Можно допустить, что это вихри, хотя убедительных доказательств этому нет.

Частицы воды в вихрях движутся практически по круговым орбитам с постоянной угловой скоростью, модуль линейной скорости каждой отдельной частицы в вихре постоянен. Если вихрь перемещается в пространстве горизонтально, то частицы воды в вихре будут совершать движения, представляющие сумму движений собственно вихря и его горизонтального перемещения. Разделить эти движения по их измерениям не составляет большой сложности. Дрифтер, помещённый в вихрь, будет “отслеживать” движения частиц воды в вихре и совершать вращательные движения в течение длительного времени.

Примерами таких движений дрифтеров в вихрях, на наш взгляд, могут быть движения, зафиксированные в середине Атлантического океана [Richardson, 1991] и около Гольфстрима (см. рис. 44). Полной уверенности того, что это движения вихря у нас нет, поскольку не измерен модуль скорости и мы не можем убедиться, он постоянный, как в вихрях или переменный, как в волнах.

Совершать вращательные движения дрифтер может и в долгопериодной волне. Но в этом случае вращения будут отличны от вращений в вихрях. Во-первых, радиус этих вращений будет меняться во времени, поскольку амплитуда колебаний волн изменяется во времени, во-вторых, траектория таких движений зачастую имеет форму отличную круговой, в-третьих, угловая и линейная скорость таких вращений не постоянна.

Примером таких движений, на взгляд автора данной работы, могут быть движения дрифтера в температурной аномалии, принимаемой за циклон Гольфстрима (рис. 45). Мы видим, что дрифтер совершает сложные движения, не похожие на движения в циклоне, и движется в основном не вдоль изотерм, а пересекает их под разными углами, часто близкими к углу  $90^0$ . Всё это свидетельствует о том, что аномалии не соответствует циклон и течение в ней не геострофическое.

Из информации, приведенной на рис. 46 и 47, видим, что дрифтер в восточной части Чёрного моря совершает вращательные движения, похожие на движения в вихре, но модуль скорости меняется пульсационно во времени и даже иногда равен нулю, что не должно наблюдаться в вихрях. Не может же вихрь останавливаться, а затем набирать скорость. Так движется дрифтер в волне. Итак, по форме траектории движения дрифтера можно судить о том, движется он в вихре или в волне.

Принято выделять вихри, наблюдаемые около струйных течений (вихри Гольфстрима, Куроисио и т. д.) открытого океана, вихри прибрежных зон океанов, вихри замкнутых морей и вихри над поднятиями дна, банками. Вихри Гольфстрима, Куроисио и т. д. часто называют рингами. Вихри открытого океана обычно называют синоптическими вихрями.

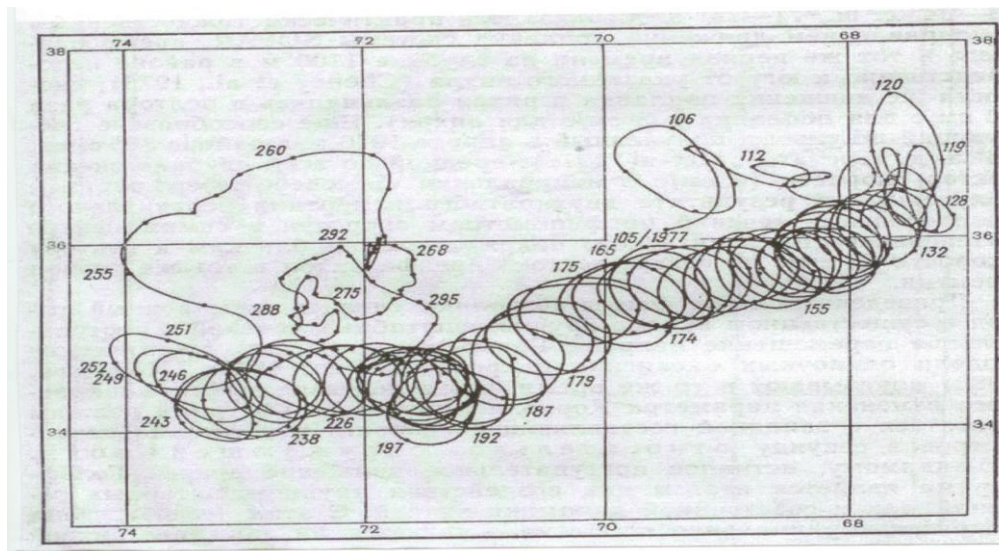


Рис. 44. Траектория движения запущенного в циклон Гольфстрима поверхностного буя с парашютом на глубине 200 м с 14 апреля (104-й день) по 26 октября (299-й день) 1977 г. [Richardson et al., 1979].

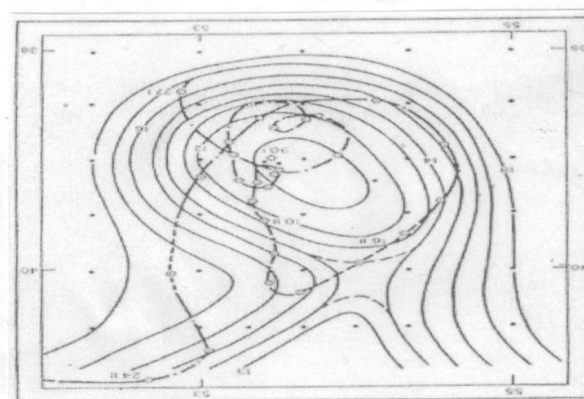


Рис. 45. Движение дрифтера в температурной аномалии, принимаемой за циклон Гольфстрима [Каменкович, Кошляков, Монин, 1982].

Мы уже отмечали, что о существовании вихрей в океанах или морях ученые обычно судят по температурным аномалиям, но не прямым измерениям движений воды, течений. В настоящее время почти общепринято, что течения в этих предполагаемых вихрях - аномалиях являются геострофическими и их поле плотности находится в режиме геострофического приспособления с полем течений.

Так ли это на самом деле? Являются ли течения в аномалиях геострофическими и соответствуют ли аномалиям вихри? На эти вопросы постараюсь ответить, рассмотрев один эпизод из истории исследований вихрей. В начале семидесятых годов в океанах начали выполняться площадные съёмки температурного поля вод. Иногда эти съёмки сопровождались и измерениями течений. В океанах были обнаружены температурные аномалии. Анализ температурного поля аномалий, а иногда и течений, позволил исследователям предположить, что этим аномалиям соответствуют вихри: циклоны или антициклоны [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. В этом случае предполагалось, что течения в аномалиях геострофические. Складывалось представление, что аномалии образованы вихрями или как-то связаны с вихрями.

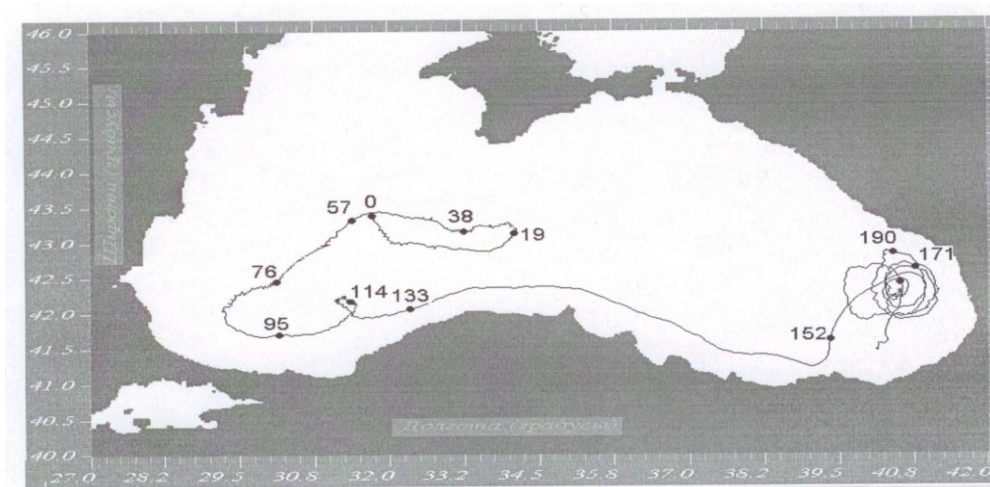


Рис. 46. Трасса дрейфтера запущенного в воды Чёрного моря. Числа около точек: время движения дрейфтера с момента его запуска, в сутках.

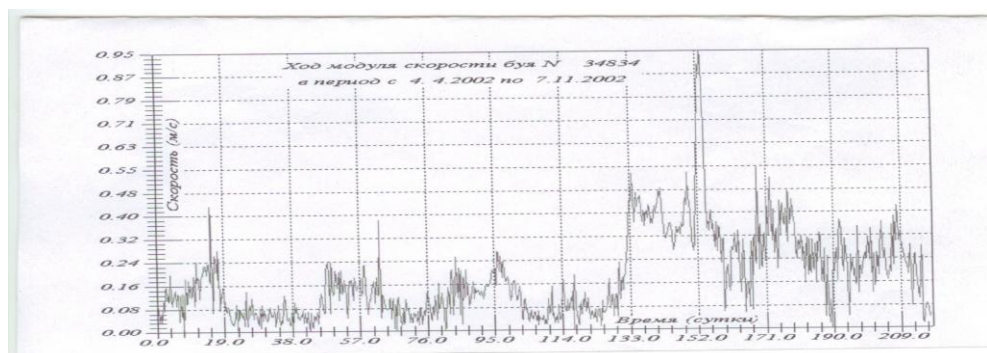


Рис. 47. Ход модуля скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке.

В последующих исследованиях было показано, что это всё же не вихри, а долгопериодные волны Россби [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. По-прежнему эти образования часто называют синоптическими вихрями. Однако при этом оговариваются, что в отличие от настоящих вихрей они не переносят массы

воды и их следует рассматривать с позиции волн Россби. Иногда их называют так: вихри – волны Россби. Давалось простое объяснение образованию этих вихрей - волн. В волнах Россби частицы воды совершают гармонические по форме колебательные движения воды вдоль линии перпендикулярной направлению распространения волны. Поскольку в реальных условиях океана волновое поле сформировано не одной, а несколькими системами волн, направленных под некоторым углом друг к другу, то такое поле волн создаёт суммарное движение воды, напоминающее движение воды в вихрях.

А как быть, если поле волн создано одной системой волн или волны распространяются в одном направлении, например, вдоль Экватора. В подобных ситуациях эти образования чаще называют просто волнами Россби. А как определить, сформировано поле одной системой волн или несколькими? Понятно, что температурные аномалии сформированы волнами, но не вихрями. Волны и вихри - это совершенно разные явления и хорошо бы их чётко различать и называть своими именами: волны – волнами, а вихри – вихрями.

Этот пример наводит на размышления: если синоптические вихри оказываются волнами Россби, то не могут ли и другие вихри, из рассмотренных выше, оказаться так же долгопериодными волнами? Попытаемся в этом разобраться.

Раньше были приведены исследования, основанные на анализе натурных измерений различных параметров воды, свидетельствующие, что термохалинные аномалии образованы долгопериодными волнами, но не вихрями, вихрей как таковых в рассматриваемых эпизодах нет.

### *Динамика течений вихрей в свете существующих о них представлений.*

Легко показать, что температурным аномалиям не должны соответствовать вихри. Так, уже отмечалось, что если вода в аномалии более плотная и холодная, то считается, что аномалии соответствует холодный циклон, а если в аномалии вода тёплая и лёгкая – тёплый антициклон.

Тогда в центре циклона уровень воды будет ниже, чем по периферии. И тогда тёплая вода с периферии должна поступать в центр циклона. Учитывая такую динамику циклона невозможно объяснить, почему в циклоне оказывается холодная глубинная вода. Точно так же рассуждая, можно показать, что в антициклон должна поступать холодная вода и невозможно объяснить, почему там тёплая.

Если допустить, что такие аномалии были уже образованы каким-то образом в виде вихрей, то эти вихри будут неустойчивы и должны быстро разрушиться. Предположим что, мы имеем холодную аномалию. Тогда ей должен соответствовать циклон, и внутрь циклона должна поступать теплая вода, которая его уничтожит. Всё так же происходит и в антициклоне. Вместе с тем вихри могут существовать очень долго, как отмечалось, более трёх лет. Наверняка такой дестабилизирующий механизм в них отсутствует.

Всему этому можно дать только одно объяснение: аномалиям не должны соответствовать вихри.

Примерами таких ложных вихрей – аномалий, как отмечалось, могут служить холодные аномалии Гольфстрима, принимаемые за холодные циклоны, и теплые аномалии, принимаемые за теплые антициклоны (рис.30) [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987]. Из рисунков видно, что в холодный циклон поступает холодная глубинная вода, а в теплый антициклон – тёплая вода с поверхности океана. Хотя, учитывая геострофическую динамику вихрей всё должно происходить наоборот: в циклон должна поступать тёплая вода с поверхности океана, а из антициклона должна выходить холодная глубинная вода.

Рассмотрим результаты исследований поведения течений в различных вихрях - аномалиях.

В одной из работ [Каменкович, Кошляков, Монин 1987] приводится описание вихрей Гольфстрима, а фактически температурных аномалий. Рассматривается эпизод, когда вода “протекала через вихрь”, т. е. через температурную аномалию. Такой вид движения воды явно не похож на движения воды в вихрях, на что обратили внимание и авторы работы. Они предлагают рассматривать этот вихрь - аномалию с позиции волновых движений, очевидно, что волн Россби. Немного странная трактовка событий: говорить о вихрях, а подразумевать волны, Но с подобным мы уже встречались.

Вместе с тем этот эпизод говорит о следующем очень важном: температурной аномалии не соответствует вихрь и течение в этой аномалии не термохалинное.

На рис. 48а, б, 49а, б, 50а, б приведены трассы двух дрейфтеров в Чёрном море, модули скорости течений и температура воды на поверхности. Считается, что прибрежная зона Чёрного моря изобилует вихрями. Но вот мы видим, что дрейфтер движется вдоль берега и не совершает каких-либо вихреобразных движений. Можно было бы объяснить эту ситуацию так. Дрейфтер всё время находился между вихрями. Хотя, зная реальное распределение плотности воды в море этому трудно поверить. Вместе с тем рассматривая графики хода температуры (рис 50а, б) легко заметить, что дрейфтер пересекал температурные аномалии (например, аномалии 1,2,3 и т.д.), предполагаемые вихри. Все это свидетельствует о том, что аномалиям не соответствуют вихри и течения в аномалиях не геострофические.

Обращает на себя внимание пульсирующий характер скорости течения даже при почти прямолинейном движении потока вод, вдоль берега, то, на что в своё время обратил внимание В.Б. Штокман, утверждая, что характер течений во внутренних морях не геострофический. На рис 48а, б приведены типичные трассы движения дрейфтеров в Чёрном море, вдоль берега. Вместе с тем модуль скорости движения дрейфтера пульсирует от величин близких нулю до некоторых больших величин (рис.49а, б). Позже будет дано объяснение такого поведения скорости течения. В быстро пульсирующих течениях плотность воды не успевает приспособиться под поле течений, поскольку при скоростях течений равных нулю градиент плотности воды в направлении берег – море также должен быть равен нулю. В реальности такого не бывает: всегда плотность воды у берега меньше,



чем в центральной части моря. Ранее мы эту проблему обсуждали и показали, что эти течения волновые.

Согласно “теоретическим” исследованиям [Зырянов, 2000], над подводными поднятиями крупномасштабные течения могут сформировать вихри. Обычно над поднятиями образуются температурные аномалии: зимой аномалии тёплой воды, а летом – холодной. Эти аномалии рассматриваются исследователями, как тёплый антициклон и холодный циклон. Правда, далеко не все так объясняют образование аномалий вихрями [Рогачёв, 2001].

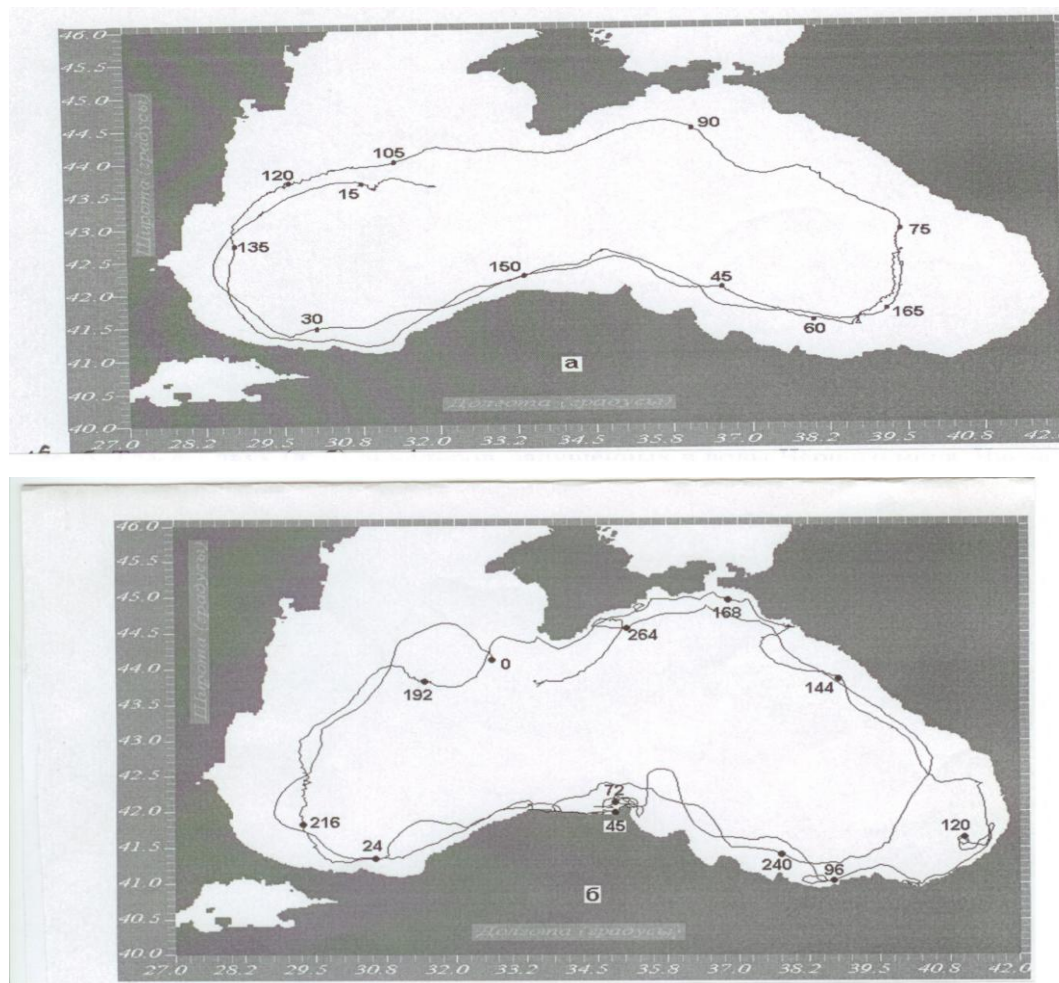


Рис. 48а, б. Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Чёрного моря. Числа около точек: время движения дрейфтера с момента его запуска, в сутках.



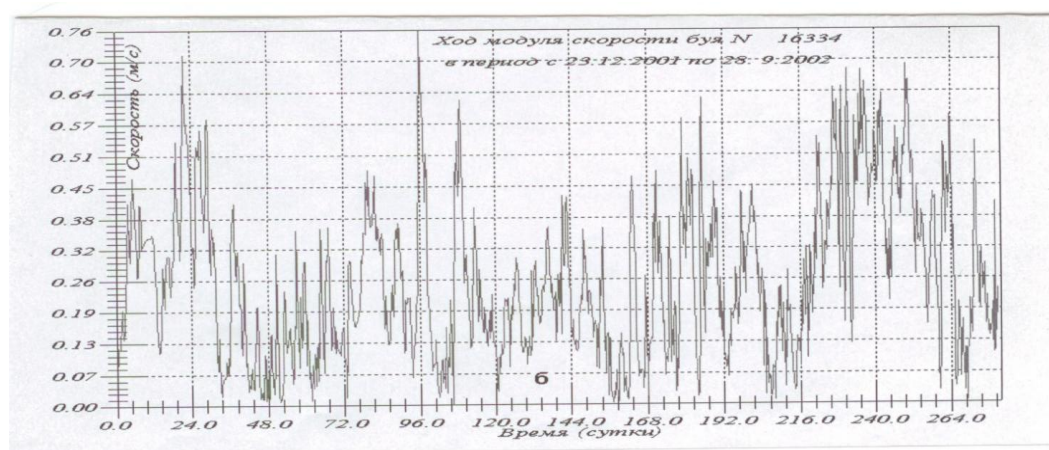
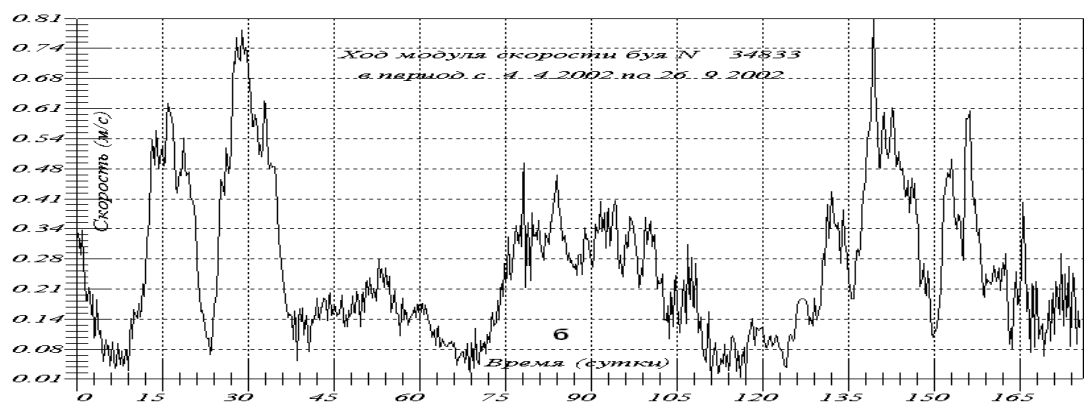
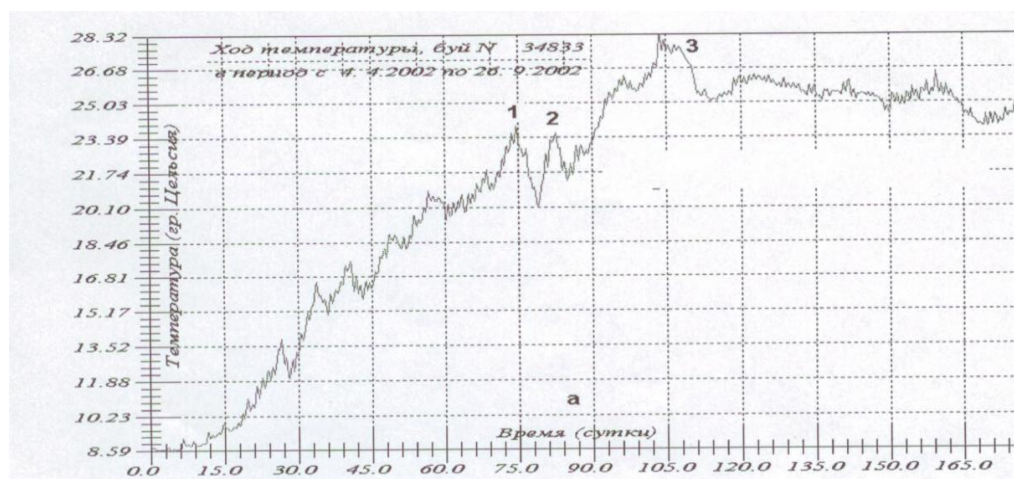


Рис. 49а, б. Ход модуля скорости движения дрейфтеров, трассы которых изображены на предыдущем рисунке.



Исследования течений над банкой Кашеварова в Охотском море показывают, что течения всегда однонаправлены строго на юг и поэтому не содержат и вихрей [Рогачёв, 2001]. Это свидетельствует о том, что вихри над возвышенностями не образуются и аномалиям не соответствуют вихри и, следовательно, течения в них не геострофические.

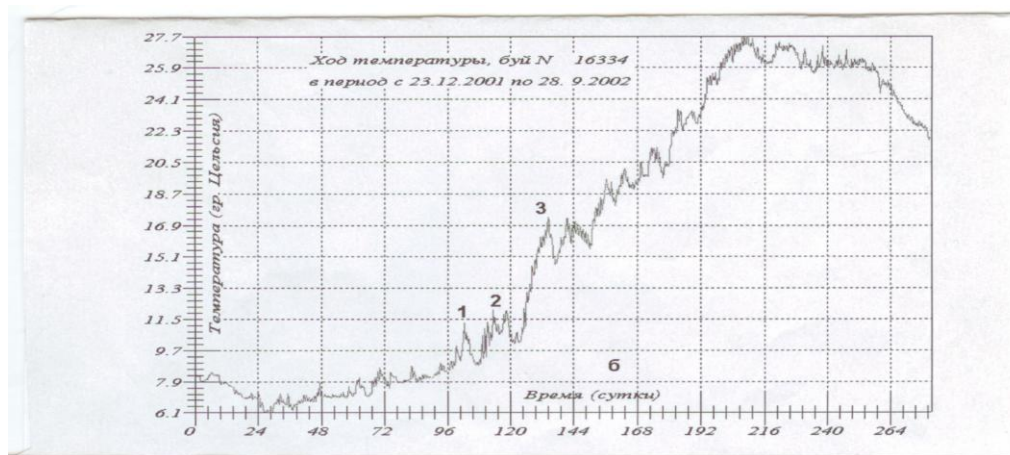


Рис. 50а, б. Температура поверхности моря, измеренная дрейфтерами, трассы которых изображены на рис. 45а, б.

Мы довольно много привели примеров и обоснований, чтобы сделать вывод: температурным аномалиям не соответствуют вихри. Далее мы покажем, что температурные аномалии, о которых шла речь, образуются орбитальными движениями частиц воды долгопериодных волн, похожих на солитоны. Частично это уже обсуждалось в гл. VI, VII.

**Области дивергенции и конвергенции в волнах Россби, фактически волнах солитонах формирующие термогалинное поле вод океанов и морей и термогалинные аномалии.**

В гл. VI, VII рассмотрены закономерности поведения течений в долгопериодных волнах, похожих на солитоны, и формирование ими поля температуры поверхностных вод в океанах и морях. Результаты продемонстрированы на рис. 39а, б, в и 40. Показано, что по краям волн циркуляционные движения частиц воды циклонической направленности в горизонтальной плоскости создаёт подъём холодной воды с глубины на поверхность океана, а антициклонической – опускание тёплой воды на глубину. В центре волны в передней её части происходит подъём воды, а в задней части – опускание или наоборот, что и создаёт температурные аномалии на поверхности океана или моря. Такие аномалии часто хорошо просматриваются в температурном поле поверхностных вод океана или моря. В данном случае можно продемонстрировать температурное поле поверхностных вод Чёрного моря в районе от Новороссийска до Туапсе (рис. 51). Различия температуры в аномалиях имеет порядок  $\sim 3 - 6^\circ\text{C}$ . Расстояние между аномалиями одинакового знака равно длине волны, которая для данного района моря составляет 100 км. Иногда образуются глубокие отрицательные аномалии в центре моря (рис. 69а). Закономерности формирования температурного поля поверхности прибрежных зон и Тихого океана будет рассмотрено в гл. XI, XII.

Такие температурные аномалии, как отмечалось, хорошо прослеживаются при дрейфтерных измерениях температуры воды (рис. 52а, б).

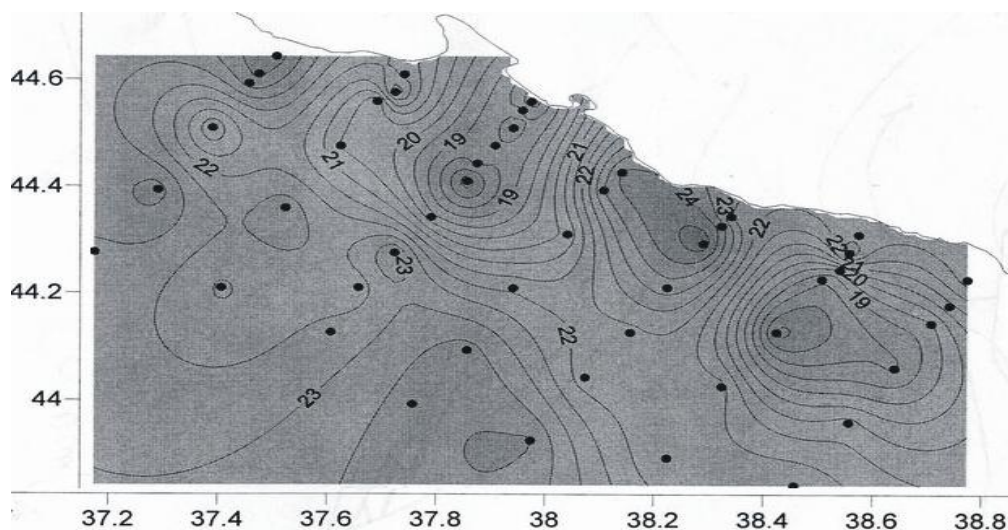


Рис. 51. Распределение температуры поверхности Чёрного моря в северо-восточной его части. Выделяются аномалии температуры,  $\sim 3-5^{\circ}\text{C}$  [Архипкин и др., 2007] .

При прохождении волн через фиксированную точку океана или моря около неё происходит попеременный подъём и опускание воды. Горизонтальная скорость распространения аномалии равна фазовой скорости волны и она, аномалия распространяется вместе с волной. Но это не значит, что масса воды аномалии распространяется вместе с волной в горизонтальном направлении, а значит, что только процесс подъёма и опускания вод распространяется с фазовой скоростью волны.

По движению аномалий и положению их в пространстве и в целом по температурному полю воды можно определить все основные параметры волн: фазовую скорость, длину, период.

Попеременный, подъём и опускание вод происходит практически по всему океану или морю от поверхности до дна. Однако особенно активно аномалии формируются в зонах, близких берегу, в которых термоклин находится ближе к поверхности воды, в экваториальной области океанов, в зонах западных пограничных течений.

Из изложенного понятно, что долгопериодные волны активно участвуют в формировании температурного поля океанов и морей, в частности, температурных аномалий. О некоторых закономерностях образования таких аномалий в прибрежных водах будет изложено в следующем разделе.

## **Глава XI Закономерности формирования апвеллинга – даунвеллинга в прибрежной зоне моря. Экспериментальные исследования**

*Приведены результаты экспериментальных исследований прибрежного апвеллинга - даунвеллинга прибрежной зоны моря, который формируется континентальными шельфовыми волнами [Бондаренко, 1993, 1998б].*

Под прибрежным апвеллингом понимается процесс подъёма и выхода на поверхность моря, океана, озера глубинных вод в сравнительно узкой зоне около берега. Противоположность апвеллинга – даунвеллинг: процесс опускания поверхностных вод на глубину. Подобные явления могут наблюдаться и в открытых частях морей и океанов, что мы уже обсуждали. Однако в данной работе рассматривается только прибрежный процесс, который далее называется просто апвеллингом и даунвеллингом. Наиболее активно прибрежный апвеллинг – даунвеллинг развивается в восточных, северо - восточных и юго – восточных областях морей и океанов.

Выходящие на поверхность бассейна глубинные воды отличаются от поверхностных температурой, содержанием биогенных веществ или растворённых в них каких-либо элементов, что позволяет легко обнаружить апвеллинг.

Интерес к изучению апвеллинга вызван тем, что зоны его устойчивого возникновения, по сравнению с водоемом в целом, биологически более продуктивны. Так основная область добычи кильки в Каспийском море наиболее продуктивна в областях активного развития апвеллинга у восточных берегов Среднего и Южного Каспия. Кроме того, наличие вод с аномально низкой температурой влияет на климат и погодные условия районов, прилегающих к зонам апвеллинга и даунвеллинга.

Апвеллинг может быть эпизодическим, сезонным, круглогодичным и климатическим. Апвеллинги отмечены в различных районах Мирового океана [Архипкин, Бондаренко и др., 1992, Бондаренко, 1993, 1998]. В дальнейшем мы покажем, что такое известное явление, как Эль-Ниньо - Ла-Нинья не что иное, как апвеллинг – даунвеллинг, происходящий в обширной зоне Тихого океана около экватора.

Вдоль восточного побережья Среднего и частично Южного Каспия у поверхности моря летом всегда присутствуют воды с аномально низкой температурой ( $\sim 17^{\circ}\text{C}$ ), которая хотя и меняется с периодичностью около недели, но всегда бывает намного ниже, чем в районах моря, значительно удаленных от берега (до  $14^{\circ}\text{C}$ ). Установлено, что эти холодные воды выходят на поверхность из глубины моря в результате прибрежного апвеллинга [Косарев, 1975]. Апвеллинг существует не только летом, но и в другие сезоны года. А так как температура глубинных и поверхностных вод в это время мало различается, то по температуре зону апвеллинга обнаружить трудно. Согласно исследованиям [Панин, 1987] зимой, когда глубинные воды немного теплее поверхностных, около восточного побережья Среднего Каспия прослеживается слабовыраженная аномалия относительно тёплых вод. Это может свидетельствовать о наличии апвеллинга и его круглогодичном характере в целом.

Впервые объяснение апвеллинга было дано в [Sverdrup, Jonson, Fleming, 1942] и в дальнейшем развито [Garvine, 1971]. Оно заключается в следующем. В северном полушарии ветер, дующий вдоль берега (берег слева относительно направления ветра) или под некоторым острым углом к нему, сносит поверхностные воды в море, а на смену им поднимаются придонные (как правило, более холодные). В



итоге создается циркуляция вод в плоскости, перпендикулярной берегу. Циркуляция генерирует поверхностное вдольбереговое течение, совпадающее (или приблизительно совпадающее) с направлением ветра, и придонное вдольбереговое противотечение (составляющая крупномасштабного течения). Механизм апвеллинга Каспийского моря в [Косарев, 1975] объясняется с позиции этой теории. Автору данной работы удалось установить нечто иное.

Во-первых, подобные течения и противотечения (квазипостоянные, устойчивые) наблюдаются в районе апвеллингов обязательно (в том числе и в Каспийском море), но они вызваны не апвеллингом, а относятся к общей циркуляции вод моря. Во-вторых, далеко не всегда и не везде, в том числе и в Каспийском море, апвеллинг можно объяснить воздействием ветра на водную поверхность. Часто апвеллинг развивается при полном отсутствии ветра, в основном тогда, когда температура поверхности моря и воздуха одинаковы. Эти два обстоятельства позволили предположить, что апвеллинг генерируется в основном не ветром, а вдольбереговыми течениями континентальных шельфовых волн.

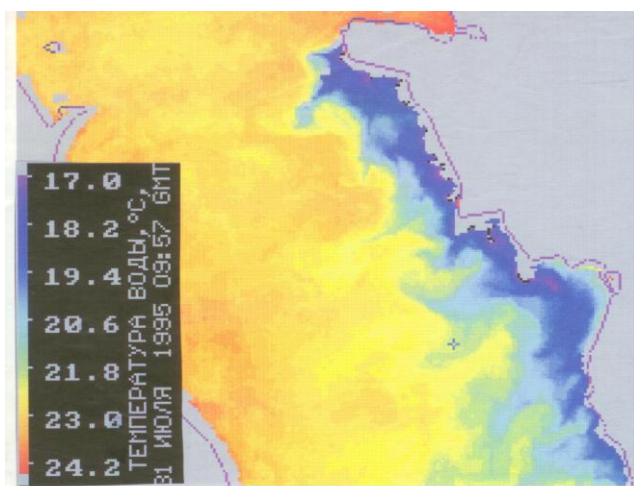


Рис. 52. Температура поверхностных вод Среднего Каспия. В восточной части у берега выделяется область с низкой температурой воды, вызванной апвеллингом.

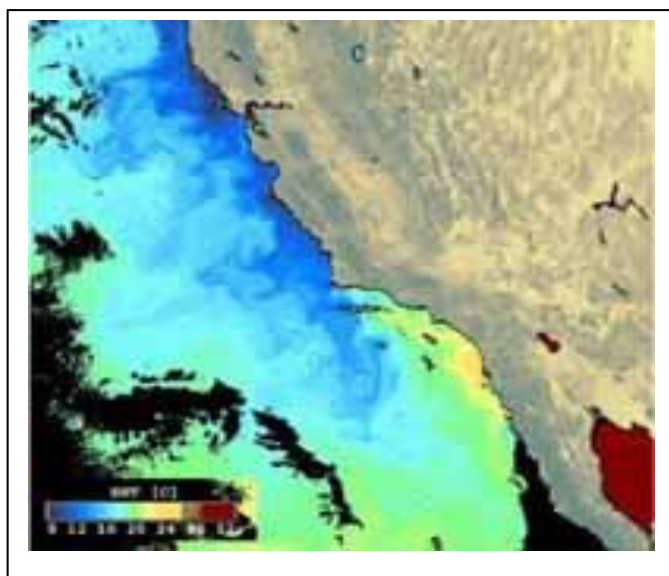


Рис. 53. Область низких температур воды океана у западного побережья США, вызванных апвеллингом

Для проверки новой и существующей гипотез развития апвеллинга в Каспийском море в июле – августе 1989 г был выполнен следующий эксперимент.

В восточной части Среднего Каспия в пункте, расположенном на расстоянии 10 км от берега и 20 км от г. Шевченко, в зоне развития апвеллинга, на приповерхностном горизонте 5,5 м при

глубине моря 24 м, измерялись скорости течения и температуры воды.

Одновременно на берегу моря (г. Шевченко) проводились наблюдения за ветром. Эксперимент подробно описан в [Бондаренко, 1993, 1998б].

На рис. 54 изображены векторные диаграммы “сглаженных” по восьми часам значений ветра и течений, а также непрерывная “запись” температуры воды. Здесь же приведены секторные диаграммы направлений ветра, при которых согласно [Косарев, 1975] должен происходить сгон воды от берега и нагон её к берегу и, соответственно, развиваться апвеллинг - даунвеллинг. Наиболее благоприятны для сгона и нагона ветры направлений (куда)  $200^\circ$  и  $0^\circ$ , соответственно. Установлены изменения температуры  $T$  с периодичностью более 4 сут., позволяющие предположить, что циркуляция вод возникает при длительных воздействиях источника, будь то ветер или течения и волны. Поэтому высокочастотная часть спектра колебаний ветра и крупномасштабных и волновых течений была исключена из рассмотрения.

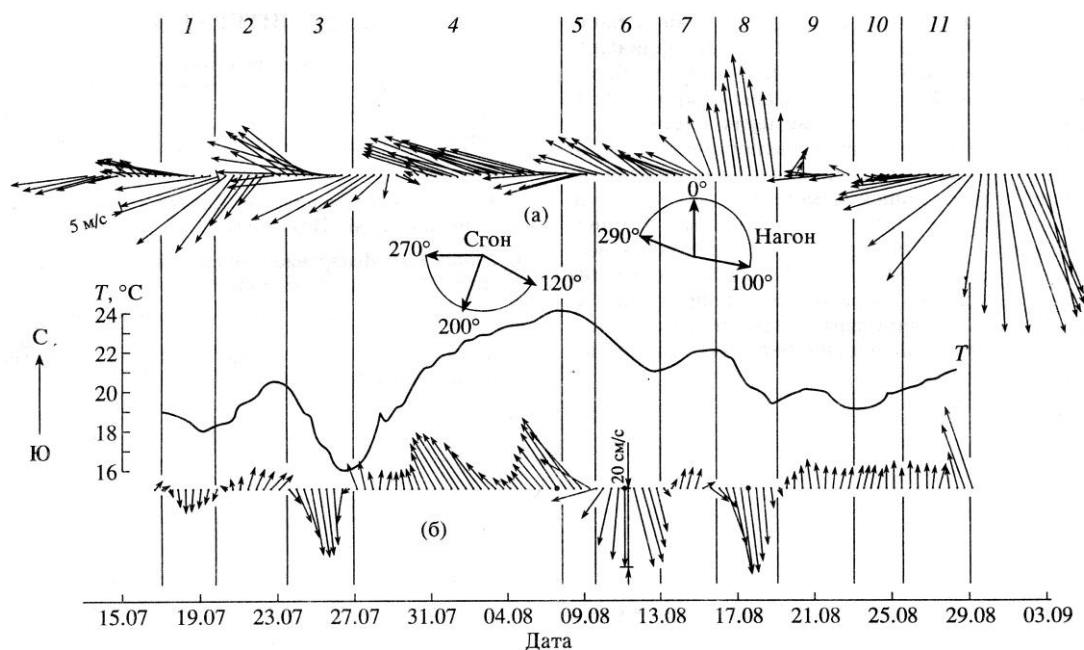


Рис. 54. Векторные диаграммы ветра в районе г. Шевченко (а), течений в море на горизонте 5 м в пункте расположенном в пяти километрах от берега и десяти от г. Шевченко и севернее его (б). Там же на горизонте 5 м измерялась температура воды,  $T$ .

Проследим связь температуры воды с параметрами ветра и отдельно течений волн и крупномасштабных течений в интервалах записей 1 – 11. В интервале 1 ветер в основном сгонный и наблюдается падение температуры воды. В интервале 2 ветер сгонно-нагонный, температура растёт. В интервале 3 в целом сгонный ветер и температура понижается. В интервале 4, 5 ветер близок к нейтральному, его условно можно отнести и к нагонному, температура повышается. По измерениям за этот промежуток времени с некоторой натяжкой связь температуры воды с ветром можно объяснить с позиции гипотезы [Косарев, 1975].

Однако далее наблюдается совершенно иная картина. Так, в интервале 6



направление ветра сохраняется прежним, а температура уменьшается. В интервалах 7, 8 ветер сильный. Казалось бы, он наиболее благоприятен для развития нагона и даунвеллинга, однако температура воды сначала увеличивается, а затем резко падает. И, наконец, в интервалах 10, 11 ветер сильный, сгонный, но температура воды изменяется очень слабо, а в конце интервала 11 даже повышается. Таким образом, связь ветра с температурой воды, следовательно, и с апвеллингом - даунвеллингом не подтверждается.

Гораздо лучше температура воды согласуется с направлением и скоростью течений континентальных шельфовых волн и крупномасштабных течений. Из диаграммы течений и хода температуры воды видно, что при направлении течения на юг (берег слева) температура воды понижается, а при направлении течения на север (берег справа) повышается. Экстремумы на кривой температуры соответствуют моментам смены направления течения. Видно, что данные эксперимента не противоречат гипотезе о формировании апвеллинга - даунвеллинга Каспийского моря течениями долгопериодных волн. Это позволяет сделать ещё один вывод.

Апвеллинг - даунвеллинг в основном формируется долгопериодными волнами, но не ветром. Ветер не причина апвеллинга- даунвеллинга, а его следствие. Можно предположить, что и в других морях, океанах и крупных озёрах апвеллинг – даунвеллинг имеет аналогичную природу. Об этом пойдёт речь в следующей главе.

## **Глава XII Новые представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья**

*Путём анализа натурных наблюдений течений и поля температуры экваториальной области Тихого океана показано, каким образом океанические долгопериодные волны создают явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья. Считается, что эти долгопериодные волны относятся к Экваториальным волнам Россби. Автором показано, что они являются волнами солитонами.*

### **Введение**

Состояние природы, когда вода, обычно холодная в прибрежной и восточной части экваториальной зоны Тихого океана, начинает нагреваться, гибнут рыбы, птицы и другие морские обитатели, начинаются обильные ливни, наводнения, штормы на море, жители Южной Америки называют Эль-Ниньо. Это явление может продолжаться более года. Когда же температура морской воды падает, погода и экологические условия вновь становятся благоприятными, а продуктивность океана и суши, пострадавших от Эль-Ниньо, восстанавливается, наступает явление, получившее название Ла-Нинья. Со

второй половины XX в. изучением этих природных состояний активно занялись специалисты, и представление о них расширилось. Эль-Ниньо — глобальное явление, при котором температура поверхностного слоя воды восточной половины экваториального Тихого океана и вод, прилегающих к Южной Америке в районе Эквадора, Перу и частично Чили, повышается на 4 – 5 °С относительно среднего значения, ~ 25°С. При явлении Ла-Нинья в этом слое температура приблизительно на такую же величину падает (рис. 55а, б, в, г).

Выяснилось также, что оба состояния — единое явление, а Эль-Ниньо (Э-Н) и Ла-Нинья (Л-Н) — лишь крайние стадии его развития. Поэтому нами это явление называется: Эль-Ниньо – Ла-Нинья (Э-Н - Л-Н).

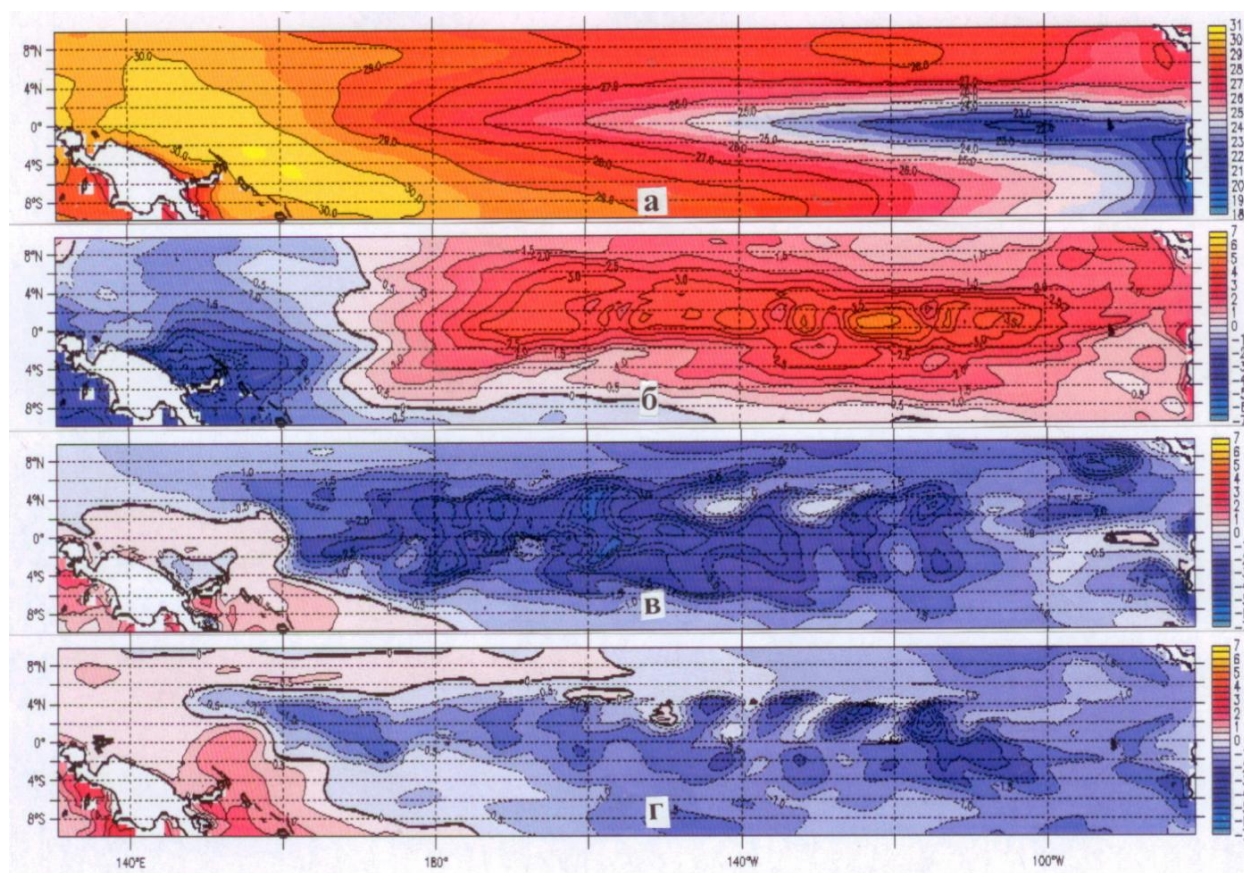


Рис. 55а, б, в, г. Температура (°С) воды экваториальной области Тихого океана от берегов Южной Америки до о. Новая Гвинея на глубине 15 м: а) среднее значение температуры воды за период 1993 – 2009 гг., б) аномалии температуры воды на 1997г – 09 – 20 во время сильного Эль – Ниньо, в) аномалии температуры воды на 2008г – 02 – 10 во время сильного Ла-Нинья, г) аномалии температуры воды на 2000г – 12 – 10 во время среднего Ла-Нинья. <http://www.aviso.oceanobs.com/>  
<http://www.elnino.noaa.gov/lanina.html>

### Существующие представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья

Есть несколько, в том числе и принципиально разных, объяснений формирования явления Э-Н – Л-Н [Бондаренко, 2006, Бондаренко, Жмур, 2004, Бубнов, 1990, Гущина и др., 2000, Мохов и др., 2000, Нелепо, 2002, Нечволодов и др., 1999, Bondarenko, Zhmur, 2004]. В некоторых возникновение Э-Н объясняют поступлением тёплых вод в рассматриваемую область океана с запада течением Эль-Ниньо, а Л-Н – холодных с юга течением Ла-Нинья. В других гипотезах появление Э-Н связывают с приходом волн Кельвина с востока океана [Гущина и др., 2000]. Путём анализа натурных наблюдений была доказана несостоятельность этих гипотез [Бондаренко, 2008, Бондаренко, 2006, Бондаренко, Жмур, 2004].

Анализ измерений течений, выполненный автором статьи показал, что таких поверхностных течений не существует. В частности, было установлено, что во время Э-Н не наблюдается сильных течений на Запад, а наблюдаются крайне слабые течения переменного направления. Время действия течений в восточном направлении не превышает полугода при средней скорости не более 0.3 м/с. А для того, чтобы доставить воду из западной части океана в восточную, скорость течения должна быть примерно в три раза больше — 1 м/с. Подтверждением изложенного служит также следующее. Автор статьи изучал динамику поверхностных течений во время развития Эль-Ниньо 1997 – 98 гг. и по движению температурных аномалий установил отсутствие тёплых течений в восточном направлении. Кроме того следует также знать следующее. Океанская вода нагревается теплом атмосферы и за счёт солнечной радиации и поэтому трудно поверить, чтобы вода, поступая из одной области океана в другую, за половину года практически сохраняла бы свою температуру.

Формирование Э-Н — Л-Н некоторые исследователи связывают с планетарными волнами Кельвина и Россби, образование и развитие которых объясняют ветровой активностью над океаном [Гущина и др., 2000, Мохов и др., 2000, Нелепо, 2002, Нечволодов и др., 1999]. Другими словами, Эль-Ниньо вызвано пассатами, генерирующими волны Россби вне Экватора, севернее и южнее от него, приблизительно в районе 15—20° широт. Волны распространяются на запад, достигнув западных окраин океана, отражаются от них уже в виде волн Кельвина. Далее они распространяются на восток вдоль Экватора. Достигнув этой части океана, они “путём притапливания термоклина” создают Эль-Ниньо. Состоятельность этой гипотезы вызывает сомнение, причин этому несколько, но здесь назову одну. По продолжительным многолетним измерениям течений эксперимента TOGA TAO автором установлено, что в экваториальной зоне Тихого океана существуют долгопериодные волны, названные Экваториальными волнами Россби, которые распространяются в западном направлении. Образец измерений течений представлен на рис. 56а. Но никаких волн, распространяющихся в восточном направлении, в том числе и Кельвина, обнаружено не было. Общий недостаток приведенных гипотез: они практически не ориентированы на натуру.

## **Прежние представления автора о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья**

С 2004 г. автором статьи, иногда с соавторами, было опубликовано несколько работ, в которых рассматривалась гипотеза формирования Э-Н – Л-Н долгопериодными волнами, получившими название Экваториальных волн Россби [Бондаренко, 2006, Бондаренко и др., 2012, Бондаренко, Серых, 2011, Bondarenko, Zhmur, 2004, Rossby, 1939]. Вот краткое их содержание. Существует параметр волн - орбитальные движения частиц воды (рис. 56а). Эти движения регистрируются прибором как течения. По измерениям этих течений и обнаруживаются волны в океане. Эти течения можно назвать волновыми. Они переменные по скорости и направлению. Вектор их меняется с периодом волны. Природа такова, что в экваториальной зоне волны гораздо больше, чем за его пределами, соответственно, и скорости волновых течений большие. Далее будет объяснена причина. Такие большие волны на Экваторе регистрируются во всех океанах. Уникальные по продолжительности измерения течений, включающие волновые течения, имеются по Тихому океану, где они измеряются непрерывно с марта 1983 г по настоящее время, т.е. больше тридцати лет (программа ТОГА ТАО). Образец измерений течений и температуры воды у поверхности океана представлен (рис. 56а, б).

Параметры Экваториальных волн Россби Тихого океана определены по измерениям течений на Экваторе в точках I ( $140^0$  з.д.), II ( $110^0$  з. д.) эксперимента TOGA TAO: направление распространения — западное, фазовая скорость — 0.9 м/с, период - 19 сут., длина волны - 1500 км, амплитуды колебаний меридиональной составляющей скорости течений волн до 80 см/с [Бондаренко, Жмур, 2004, Бондаренко, Серых, 2011]. По мере удаления от Экватора к северу и югу на  $2—3^0$  амплитуды волн заметно уменьшаются и не превышают 30 см/с. Часто эти волны около Экватора рассматривают, как “захваченные” Экватором, а небольшие по площади экваториальные зоны — как особые зоны концентрации энергии волн.

Волны у Экватора заметно модулируют, выстраиваются в группы с чередованием малых — больших - малых волн. При неизменной фазе в модуляциях укладывается примерно 18 волн, что по времени соответствует одному году. На рис. 56а такие модуляции чётко выражены, их три: в 1995, 1996 и в 1998 гг. Фаза модуляций не меняется во времени от года к году. Обычно при нормальном развитии процессов максимальные волны в модуляциях наблюдаются в сентябре, а минимальные в марте. Такому состоянию развития волн соответствует состояние явления Э-Н – Л-Н, которое названо Л-Н.

В экваториальной зоне Тихого океана укладывается приблизительно десять волн, т.е. почти половина модуляции. Иногда модуляции имеют стройный квазигармонический характер, и это состояние можно рассматривать как типичное для экваториальной зоны Тихого океана. Иногда они выражены нечетко, но иногда волны “разрушаются” и превращаются в последовательность волн с малыми амплитудами. Это состояние продолжается довольно долго, около года. На рис. 56а оно наблюдается с марта 1997 г по апрель 1998 г.

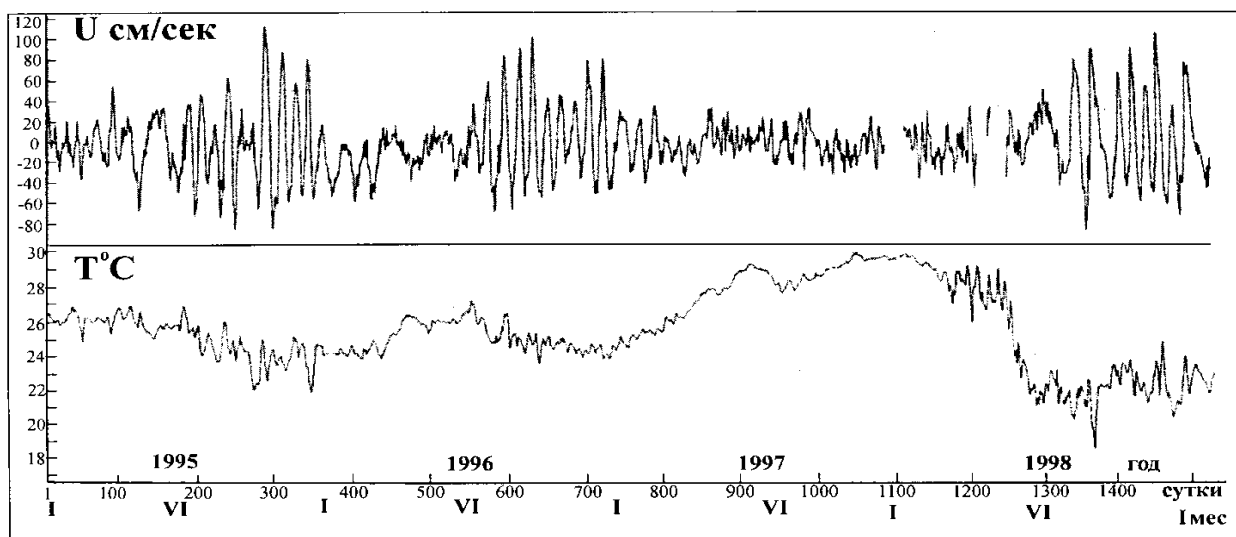


Рис. 56а, б. Меридиональная составляющая скорости течения  $V$  (а) и температура воды (б) в пункте на Экваторе ( $140^{\circ}$  з. д.) на горизонте 10 м за период 1995-1998 гг.

Такому развитию волн соответствует состояние явления Э-Н – Л-Н, которое названо Э-Н. За период проведения эксперимента по программе ТОГА с марта 1983г по настоящее время Э-Н полностью наблюдалось лишь одно в 1997 – 98 гг. Одно Э-Н происходящее в 1982 – 83 гг наблюдалось лишь частично, с марта 1983г. Таким образом, статистика полностью документально наблюдаемых Э-Н сводится к одному наблюдению больше, чем за тридцать лет. Во всё остальное время наблюдалось Л-Н.

По результатам измерений течений и температуры воды в точке I за период 1983-99гг была получена зависимость температуры поверхности воды, показателя развития явления Э-Н – Л-Н от амплитуды колебания скорости течения Экваториальных волн Россби (1) [Бондаренко, 2006, Бондаренко, Жмур, 2004]. Она была объяснена так. В Экваториальных волнах Россби движения частиц воды происходят в горизонтальной и, предположительно, в вертикальной плоскости. При этом, подъём и опускание воды чередуются во времени. Скорости горизонтальных движений частиц воды (течений) пропорциональны вертикальным скоростям. За счёт вертикальных движений происходит перемешивание холодных глубинных вод с тёплыми поверхностными водами и, таким образом, холодные воды поступают к поверхности океана. Амплитуды колебаний скорости течений волн меняются во времени, что и создаёт переменные по скорости вертикальные движения воды, влияющие на температуру воды у поверхности океана. Чем больше волны, тем активнее поступает холодная вода к поверхности океана и тем ниже будет её температура у поверхности. Таким образом, температура на поверхности океана, являющаяся показателем развития Э-Н — Л-Н, зависит от амплитуд колебания скорости течений волн Россби.

В периоды Л-Н биологическая продуктивность океана увеличивается, но не только за счет понижения температуры воды, как считается, а, в первую очередь,

за счет увеличения вертикальных движений воды, способствующих развитию биологической продуктивности воды. В периоды Э-Н вертикальные движения воды ослабевают, что приводит к уменьшению биологической продуктивности океана. Явления, аналогичные Э-Н — Л-Н Тихого океана, наблюдаются в Атлантическом и Индийском океанах, но в менее значительных масштабах.

Зависимость температуры поверхности океана от Экваториальных волн Россби с высоким коэффициентом корреляции (0,9) указывает на то, что изменения температуры поверхности океана в значительной степени зависят от параметров Экваториальных волн Россби, а прочие факторы не оказывают на них существенного влияния. Уравнение регрессии зависимости есть:

$$T = -KU\sigma + T'. \quad (1)$$

Здесь  $T$  - температура поверхности океана,  $U\sigma$  - среднеквадратическая (за половину года) величина амплитуды колебания скорости течений волн Россби,  $K = 0,167 \text{ } ^\circ\text{C см}^{-1}\text{с}$ ,  $T$  и  $T'$  измеряется в  $^\circ\text{C}$ ,  $T' = 29,7 \text{ } ^\circ\text{C}$ , коэффициент корреляции зависимости 0,9.

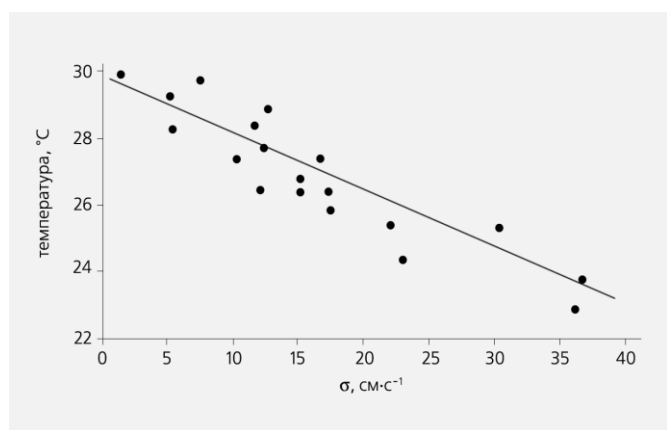


Рис. 57. Связь среднеквадратической (за половину года) величины скорости течений волн Россби с температурой поверхности океана для пункта I (140°з.д.), коэффициент корреляции 0,88.

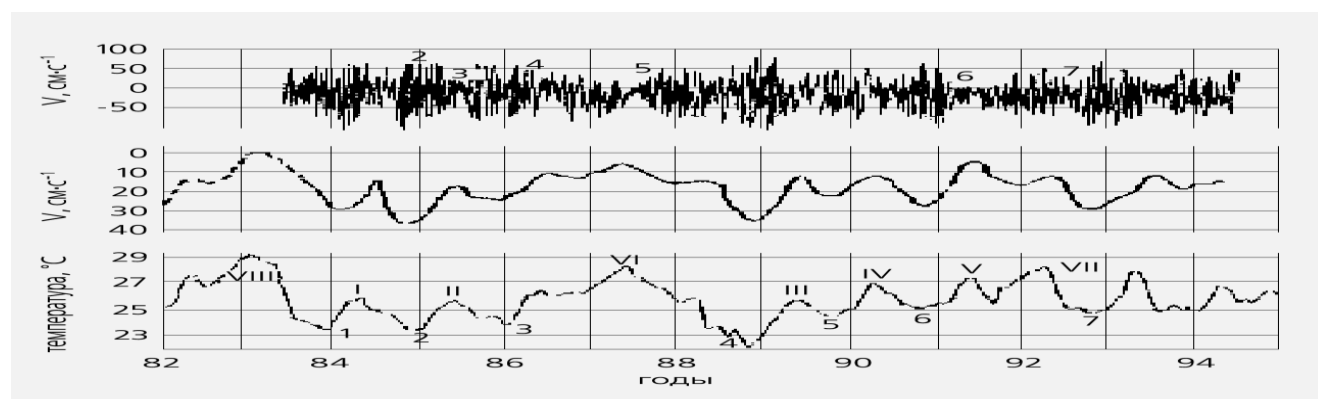


Рис. 58. Характеристики скорости течений и температуры поверхности океана в пункте I (140°з.д.). Меридиональная составляющая скорости течений (фактически течений волн Россби), измеренных на горизонте 25 м (вверху), среднеквадратическая за полгода величина этих течений волн Россби (в середине), температура поверхности океана (внизу). Римскими и арабскими цифрами отмечены моменты времени.



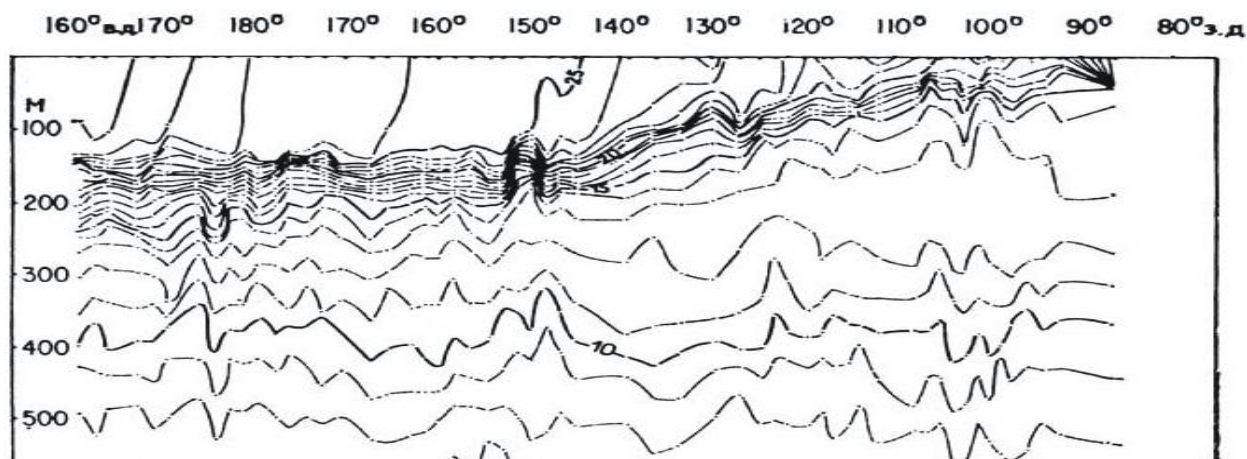


Рис. 59. Распределение температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) по вертикальному сечению Тихого океана вдоль экватора [Bjerknes, 1972].

Зависимость (1) графически представлена (рис. 57), она получена по информации (рис. 58).

Полезно познакомиться с информацией, изображённой на (рис. 59).

Такое распределение температуры воды объясняет, почему явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья более активно в восточной части Тихого океана, нежели в Западной.

### **Новые представления автора статьи о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья**

Итак, авторы [Бондаренко, 2006, Бондаренко и др., 2012, Бондаренко, Серых, 2011, Bondarenko, Zhmur, 2004] пришли к выводу: вертикальные движения воды Экваториальных волн Россби формируют температуру поверхностных вод Тихого океана. Казалось бы, всё ясно и обосновано. Но возникает вопрос: действительно ли это Экваториальные волны Россби? В данном случае невозможно объяснить, почему долгопериодные волны, принимаемые за волны Россби, модулируют с периодом в один год и с неизменной фазой? Согласно теоретическим представлениям Экваториальные волны Россби вроде бы в этих условиях модулировать не должны. В Экваториальных волнах Россби движения частиц воды происходят в основном в горизонтальной плоскости, в вертикальной они отсутствуют или существенно малы. Такие волны не могут создать отрицательных температурных аномалий, во всяком случае, заметных, какие наблюдаются в экваториальной зоне. Обращает внимание также следующее: отрицательные температурные аномалии в Северном и Южном полушариях часто расположены не симметрично относительно Экватора, что хорошо видно на (рис. 55г). В то время, как при Экваториальных волнах, движущихся вдоль Экватора, отрицательные температурные аномалии должны находиться на Экваторе, или если вне Экватора, то должна соблюдаться симметрия в их расположении. Здесь же в основном наблюдается асимметрия. Всё изложенное даёт основание считать, что долгопериодные волны в районе Экватора не

являются Экваториальными волнами Россби. Тогда что представляют долгопериодные волны?

Недавние исследования автора статьи показали, что наблюдаемые в океанах долгопериодные волны, названные волнами Россби, по своей кинематике похожи на волны солитоны, можно допустить с большой степенью уверенности, что они являются таковыми [Бондаренко, 2013, Rossby, 1939, Russel, 1838]. Тогда с позиции волн солитонов стало возможным объяснить указанные особенности поведения долгопериодных волн на Экваторе и температурного поля поверхностных вод океана, следовательно, и закономерности формирования явления Э-Н – Л-Н объяснить иначе. Но для этого расскажем немного о волнах солитонах, поскольку в океанологии о них мало что известно.

Эти образования впервые обнаружил английский инженер-кораблестроитель и учёный Джон Скот Рассел в 1834 г.: на поверхности воды одного из каналов близ Эдинбурга он заметил явление, названное им “solitary wave” - уединённой волной. Впоследствии её переименовали в “солитон”. Мы эти образования называем: “волнами солитонами” [Бондаренко, 2013, Бондаренко, Жмур, 2004, Бондаренко, Серых, 2011]. В настоящее время интерес науки к волнам солитонам большой, их обнаруживают во многих средах. Попытки обнаружить волны солитоны в океане раньше были, но они оказались безрезультатными. Вот выдержка [Каменкович и др., 1982, стр. 63], подтверждающая сказанное: “Попытки интерпретации сноптических вихрей как солитонов Россби (разновидность волн солитонов) представляется вполне естественными, однако как уровень развития теории, так и объём наблюдений ещё недостаточны, чтобы считать интерпретацию полностью обоснованной”. Это было написано в 1980 г. За это время уровень развития теории повысился и, что особенно важно, объём наблюдений существенно увеличился, что и позволило автору статьи обнаружить волны солитоны в океанах, впервые.

На рис. 60 в виде эллипсов изображены линии токов или силовые линии океанской волны солитона. Стрелки на линиях токов указывают направление действия силы на частицы воды. Сила и скорость движения частиц воды пропорциональны плотности линий токов: чем больше плотность, тем больше сила и скорость движения частиц воды, течений. Наибольшие скорости течений наблюдаются в центре волны, здесь оно называется струйным течением. Если бы волна стояла на месте, то частицы воды перемещались бы по линиям токов, т.е. траектории движения частиц воды и линии токов совпадали бы. В противном случае они различаются, величина различий зависит от скорости движения и периода волны.

В данном случае волна распространяется справа в лево. Частицы воды в правой части волны по её движению совершают антициклонические движения, а в левой – циклонические. Антициклонические движения создают конвергенцию воды в правой части волны и, соответственно, её опускание. Здесь вода тёплая и она опускается на глубину. Циклонические движения частиц воды создают дивергенцию, соответственно, подъём холодных вод с глубины на поверхность. Это следует из теории волн солитонов [Ларичев, Резник, 1982, Ньюэлл, 1983]. В

реальности имеется не одна волна, а система волн, теоретически они будут выглядеть так (рис. 61).

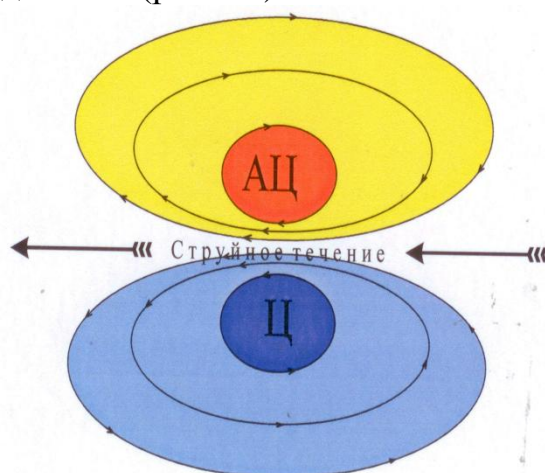


Рис. 60. Волна солитон. Эллипсы со стрелками - линии токов океанической долгопериодной волны, волны солитона. Стрелки – направление силы, создающей движения частиц воды, течения. Голубым цветом выделена область циклонических движений воды, дивергенции и подъёма на поверхность океана холодной глубинной воды, а желтым –

область антициклонических движений воды, конвергенции и опускания на глубину теплой поверхностной воды. Синим цветом выделена область интенсивного подъёма воды в волне, а оранжевым – опускания.

Посмотрим, что показывает натура и как она согласуется с теорией. Волны солитоны, так же, как и волны Россби, обладают свойством в открытом океане распространяться в западном направлении. Реально наблюдаемые долгопериодные волны также распространяются в западном направлении. Можно различать режимные условия волн солитонов Северного и Южного полушария, граница между ними - Экватор.

Волновые движения воды “просматриваются”, часто хорошо, в реальных течениях океана и температуре его поверхностных вод (рис. 55а, б, в, г) [Бондаренко, 2008]. Движения частиц воды волн вдоль параллелей  $8^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  северной и южной широты образуют струйные течения, названные в естественных условиях Северным и Южным пассатным течением. На рис. 61 они названы так же. Движения воды вдоль Экватора образуют противотечение, по отношению к струйным течениям, Северному и Южному пассатному течению. Это течение названо Экваториальным подповерхностным течением, оно направлено на восток.

Экватор является своего рода “жесткой стенкой” для волн обоих полушарий. На “жесткой стенке” скорости течений волн увеличиваются и на этой “жесткой стенке” фиксируется сумма двух систем волн, Северного и Южного полушарий. Поэтому на Экваторе скорости течений большие.

В правой и левой части волн образуются вихреподобные движения воды в горизонтальной плоскости: циклональной и антициклональной направленности. Циклональные движения частиц воды около Экватора в области между  $8^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  северной и южной широтой создают дивергенцию вод и, соответственно, подъём холодной воды с глубины на поверхность океана. На рис. 55в, г эта область окрашена голубым цветом. Антициклональные движения воды волн,

расположенные севернее и южнее циклональной области приблизительно до  $45^0$  северной и южной широты, создают конвергенцию вод и, соответственно, опускание тёплой воды с поверхности океана на его глубину. Поэтому на поверхности океана вода тёплая (рис. 55а).

Заметно выделяются области округлой формы экстремально холодной воды - холодные аномалии, создаваемые интенсивным подъёмом воды в отдельных волнах (рис. 55г, рис. 61). По расстоянию между этими областями можно определить длину волн. По последовательности снимков можно определить скорость распространения и период волн. Все эти параметры волн были определены: длина волны  $\sim 1000$  км, период  $\sim 19$  суток, скорость распространения волны  $\sim 0,6$  м/с. В данном случае это будет групповая скорость распространения волн.

Периоды волн в Северном и Южном полушарии различаются, что и создаёт на Экваторе модуляционные движения воды волн, как результат сложения волновых движений с различными периодами (рис. 56а). Поскольку фаза модуляций не меняется от года к году, то и фазы волн должны быть постоянными. Отсюда следует важный вывод: долгопериодные волны имеют детерминированный характер. Это хорошо согласуется с представлениями о волнах солитонах.

Можно определить приближённо периоды волн отдельно Северного и Южного полушарий ( $T_1$ ,  $T_2$ ), используя соотношение:

$$1/T_1 + 1/T_2 = 1/T, \quad T - \text{один год.}$$

Тогда при среднем периоде волн на Экваторе  $\sim 19$  суток,  $T_1 \sim 18$  суток, а  $T_2 \sim 20$  суток. Фазовые различия волн Северного и Южного полушарий можно определить по различию положений областей интенсивного подъёма воды в волнах в этих полушариях. Эти области хорошо выделяются во время слабого Л-Н (рис. 55г).

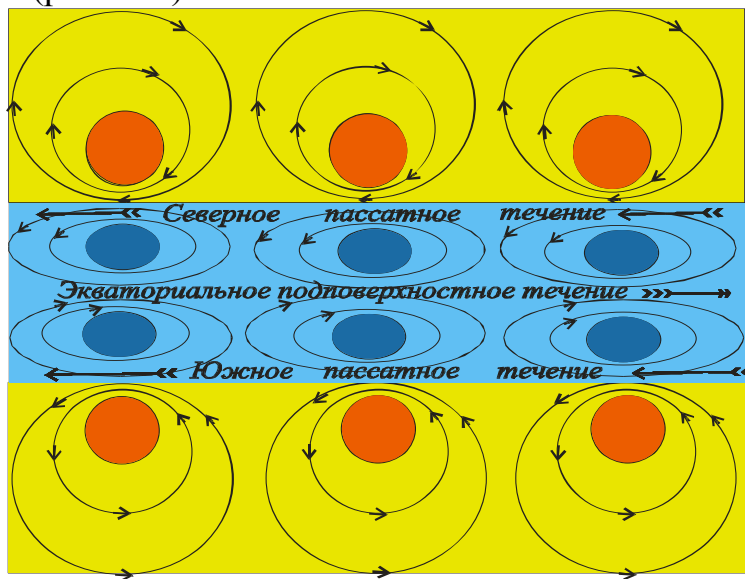


Рис. 61. Эллипсы со стрелками - линии токов океанических долгопериодных волн, волн солитонов. Стрелки - направление силы, создающей движения частиц воды, течения. Голубым цветом выделена область циклонических движений воды долгопериодных волн, дивергенции и подъёма на поверхность океана холодных глубинных вод (между  $\sim 8^0$  с. ш. и

$\sim 8^0$  ю. ш.), а желтым - области антициклонических движений воды, конвергенции и опускания на глубину теплых поверхностных экваторов (между  $\sim 35^0$  с. ш. и  $\sim 8^0$  с. ш., а также между  $\sim 35^0$  ю. ш. и  $\sim 8^0$  ю. ш.). Синим цветом

*выделены области интенсивного подъёма воды в волнах, а оранжевым – опускания.*

Неизменность фазы волны во времени – удивительное свойство волн солитонов. Оно объясняется энергетической устойчивостью волн и отсутствием диссипации. В этом случае волны должны быть собственными с большим временем возбуждения и жизни. Время возбуждения и жизни подобных волн рано более ста их периодам, тогда оно  $\sim 150$  лет. Тогда, источник возбуждения должен носить детерминированный или квазидетерминированный характер, возможно, это приливообразующие силы, возможно и что-то другое, например, нутации Земли. Период волн должен зависеть от морфометрии бассейна существования волн.

Такие свойства волн солитонов, как устойчивость, детерминированность, постоянство фазы могут несколько удивить нас, океанологов. Ведь мы привыкли часто рассматривать океанские волны с позиций случайных процессов. Выясняется, что это особенные волны, и это, вроде бы, так и должно быть. Поверить в это удивительное свойство устойчивости волн можно, если познакомиться с работами, размещёнными в Интернете, где описывается поведение этих волн в различных средах. Так, в одной из работ, пишется: “Под действием этих волн солитонов структуры развиваются точно по плану”(vl-club.com/30-sindrom-ustalstirecepty.html). Можно надеяться, что свойство устойчивости океанских долгопериодных волн будет использовано для разработки прогноза развития явления Э-Н – Л-Н.

В целом следует отметить, что прослеживается хорошее согласие теории волн солитонов с наблюдаемыми в реальности характеристиками поведений движений воды, течений и температурного поля поверхности океана, создаваемых долгопериодными волнами. Это даёт нам основание с большой степенью уверенности считать, что реальные долгопериодные волн являются волнами солитонами.

Попытаемся объяснить характер развития явления Э-Н – Л-Н по измерениям волновых течений и температуры воды в пункте на Экваторе ( $140^0$  з. д.) на горизонте 10 м за период 1983 г по настоящее время. Образец измерений за 1995-1998 гг. представлен на рис. 56а, б. Уже отмечалось, что за время эксперимента было зафиксировано лишь одно Эль-Ниньо полностью, это происходило в 1997-98 гг. и одно частично, в начале 1983г.. Практически во всё остальное время в явлении Э-Н – Л-Н наблюдалось состояние, которое можно отнести к Л-Н. Эта ситуация легко объяснима с позиции волн солитонов, как наложение в режиме суперпозиции в районе Экватора двух волновых движений волн солитонов Северного и Южного полушарий. Результатом такого наложения являются модуляционные волновые движения воды с периодом один год и постоянной фазой. На рис. 56а за период с марта 1995г по март 1997г. такие чёткие модуляции видны две: с марта 1995г. по март 1996г. и с марта 1996г. по март 1997г. Марту соответствует конец одной модуляции и начало другой, в это время волны маленькие. С июня по декабрь волновые движения в модуляциях

большие. Фактически это и есть состояние Э-Н. Везде прослеживается связь величины волновых движений воды с её температурой: с увеличением волновых движений, температура воды уменьшается, и наоборот, с их уменьшением, она увеличивается.

С марта 1997г. по май 1998г. на рис. 56а, б зафиксированы движения воды и её температура во время развития сильного Э-Н. Мы видим, что структура волновых движений отлична обычной. Если обычно вслед за малыми волновыми движениями воды, происходящими с января по май, возникали большие волновые движения с июня по январь следующего года, то здесь в течение всего года, с марта 1997г. по май 1998г. присутствовали малые волновые движения. Получается так, что что-то происходит с волнами, какой-то сбой в нормальном развитии событий, модуляционной их структуре. Что является причиной такого сбоя? Возможно, объяснение этого позволит объяснить происхождение волн солитонов и создать прогноз явления Э-Н.

**Итак.** Явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья формируется океаническими долгопериодными волнами, которые можно рассматривать как волны солитоны. Температура воды в океане между  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$  с. ш. и ю. ш. , зависит от амплитуд колебаний скорости течений долгопериодных волн. При больших волнах потоки холодной глубинной воды вверх усиливаются, вода у поверхности океана охлаждается, увеличивается биологическая продуктивность океана. Состояние природы при таких условиях в океане называется Ла-Нинья. При малых волнах потоки холодной воды вверх ослабевают, вода у поверхности океана нагревается от воздуха и за счёт солнечной радиации, уменьшается биологическая продуктивность океана. Состояние природы при таких условиях в океане называется Эль-Ниньо. Фактически, явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья это апвеллинг, создаваемый океаническими волнами солитонами.

### **Глава XIII Основы динамики океана и атмосферы: общее и различия. Причины аномально жаркого лета в России и дождливого в Пакистане в 2010г**

*Динамика океанов и атмосферы во многом схожа. И там, и там существуют долгопериодные волны, похожие на волны солитоны. В океанах они формируют практически все основные движения воды, течения, а в атмосфере – значительные движения воздуха, ветер, циклоны и антициклоны, вихри, струйные течения и пр. Кроме того, в атмосфере существуют вихри и ветры, обусловленные различиями температуры воздуха в разных частях Земли, типа пассатов, бризов и т. п. Эти образования также вносят существенный вклад в движения воздуха. Изучение океанических долгопериодных волн помогло нам понять, что представляют собой атмосферные долгопериодные волны, закономерности их развития и, таким образом, с позиции долгопериодных волн, объяснить причины жаркого лета в России и дождливого в Пакистане в 2010 г.*



*[Бондаренко, 2011б, 2011в, 2013 а].*

Мы помним необычайное лето 2010 г. в европейской части России: весь июль и начало августа стояла удушающая жара, не выпадали дожди, возникали массовые пожары в лесах и на торфяниках, приводившие к задымлению воздуха даже в городах. Подобное не фиксировали за всю историю наблюдений за погодой. Из метеорологических сводок следовало, что над европейской частью нашей страны завис тогда обширный антициклон — образование с высоким атмосферным давлением, в котором воздух слабо насыщен влагой. Обычно же антициклоны над этой территорией перемещаются в пространстве и над одним местом редко задерживаются больше чем на одну – две недели. В данном же случае аномалия длилась 1,5 месяца. От нее страдало практически все проживающее в регионе население. Некоторые специалисты предполагают: вероятность повторения таких событий — раз в 5 тысяч лет!

Одновременно из сообщений средств массовой информации стало известно, что в Пакистане выпадают обильные дожди, приводя к таким катастрофическим наводнениям, какие наблюдались в этой стране последний раз 80 лет назад. Стало также известно, что в то время, совпадающее с летним муссоном — сезоном дождей, над ее территорией расположился циклон, т.е. воздушное образование с пониженным атмосферным давлением.

Экстраординарные природные проявления потребовали объяснения ученых, и они были даны, но, на наш взгляд, не очень убедительные. Некоторые, как и автор монографии, объясняли это проявлением атмосферных волн Россби (о механизмах этих процессов ниже и пойдет речь), однако трактовали по-разному. Сразу оговорюсь, что не буду полемизировать с теми, кто придерживается иных точек зрения (с ними при желании можно ознакомиться в Интернете [жара в России..., СОЛИТОН РОССБИ, БОЛЬШОЕ...]), а попытаюсь изложить свою точку зрения.

Начнем издалека. В 1939 г. известный шведский ученый, позднее работавший в США, Карл Густав Россби опубликовал исследование, в котором показал возможность существования в атмосфере распространяющихся долгопериодных волн (время их «жизни» — от нескольких суток до их десятков); он же описал их математически [Rossby, 1939]. Такие образования были названы атмосферными волнами Россби. Позже он же предположил, что аналогичные им могут существовать и в океанах. Более того, океанские течения, такие как Гольфстрим, Кюросио и др., по мнению ученого, есть не что иное, как орбитальные движения частиц воды волн. В начале 1960-х годов было доказано существование долгопериодных волн и в океанах.

Расскажем немного подробнее об этих последних и волнах вообще. Исследования, выполненные автором, позволяют предположить: реальные долгопериодные океанические волны лучше описываются математическим аппаратом нелинейных волн солитонов, нежели волн Россби. Эти образования впервые обнаружил английский инженер - кораблестроитель и ученый Джон Скотт Рассел в 1834 г.: на поверхности воды одного из каналов близ Эдинбурга он

заметил явление, названное им «solitary wave» — уединенной волной (впоследствии ее переименовали в солитон) [Незлин, 1986]. В дальнейшем реальные волны в океанах и атмосфере будем называть океаническими и атмосферными долгопериодными волнами соответственно. При этом будем помнить, что они похожи на волны солитоны. Наблюдаются они в виде непрерывного ряда волн, причем в открытой части океана и распространяются в западном направлении, а у берега так, чтобы берег находился справа относительно направления их движения. В атмосфере они распространяются в западном направлении.

А теперь рассмотрим, какие процессы «запускают» долгопериодные волны. Они, как и любые другие, имеют силовое поле, охватывающее среду их обитания, в данном случае воду океана или воздух атмосферы. Поле действует на частицы этой среды, приводя их в движение, т.е. создает течения в воде и ветер в воздухе — они есть не принадлежность самой среды обитания волн, а продукт ее деятельности. По параметрам течений или ветра можно судить о присутствии волн в океанах и атмосфере. Само же поле характеризуют его линии токов, указывающие направление действия силы на частицы среды, воды или воздуха. О ее величине судят по плотности данных линий. В случае долгопериодных волн они имеют эллипсовидную форму. Если бы волна стояла на месте, то траектории частиц строго совпадали бы с силовыми линиями. А вот в распространяющихся волнах частицы воды движутся по траекториям, близких круговым, т.е. без поступательных движений. Это свойство — не переносить однонаправленно среду существования (воду или воздух) — присуще всем видам волн, в том числе океаническим и атмосферным.

Изучая долгопериодные волны в естественной среде океанов, мы обнаружили: в средних широтах величина их силового поля, а отсюда и течения, в верхней части волны идет против направления ее распространения, а в экваториальных — совпадают по направлению. Отсюда вывод: направленность силы поля зависит от широты.

Движения частиц воды и образуют океанские течения и противотечения, а также ее перемещения в вертикальном направлении (рис. 39а, б, в). В центре волны плотность силовых линий токов наибольшая, ей соответствуют течения с большими скоростями, в частности, Гольфстрима. В океанологии течение Гольфстрим и ему подобные за их устойчивый характер и большие скорости называют струйными течениями. Слева от него движения частиц воды имеют циклоническую направленность, т.е. против часовой стрелки, а справа — антициклоническую, по часовой стрелке. Эти образования получили названия циклона (Ц) и антициклона (АЦ). Причем динамика их такова, что в них возникает давление на воду, перемещающее ее, от центра циклона и, наоборот, в центр антициклона. У поверхности воды это области дивергенции для циклона и конвергенции для антициклона. На глубине или у дна всё происходит наоборот: в циклоне осуществляется конвергенция, а в антициклоне — дивергенция. В первом случае поверхностная вода расходится и на смену ей поднимается холодная вода, так формируются холодные аномалии, во втором - на поверхности собирается

тёплая вода, так формируются теплые аномалии. Эти температурные аномалии подтверждаются измерениями (рис. 31).

Как уже отмечалось, среда существования волн — вода океана и воздух атмосферы ими не переносятся. Однако все тела, назовем их инородными, не относящиеся к самой этой среде (воде или воздуху), в пространстве иногда перемещаются, а порой вместе с частицами воды совершают эллипсовидные движения практически на одном и том же месте. Инородными для океанической среды могут быть тела естественного происхождения - планктон, водоросли, живые и мертвые организмы и антропогенного - мусор, нефтяные образования, а для атмосферы — влага, гарь, пыль и т. п.

Автором монографии изучал поведение инородных тел в океанских долгопериодных волнах. Для этого использовался, дрифтер, как инородное тело — поплавок с устройством, позволяющим получать информацию о его положении и, тем самым, о характеристиках движения воды, т.е. о течениях. Дрифтер, помещенный в центр волны (в нашем случае в центр Гольфстрима), перемещается прямолинейно, однонаправленно, скорость его движения пульсирует. В то же самое время частицы воды волны перемещаются в вертикальной плоскости вокруг некоего центра равновесия по замкнутым траекториям. Если дрифтер поместить в область, удаленную от центра волны (в данном случае от Гольфстрима), он опишет вращательно-поступательную траекторию. И, наконец, возможно движение поплавка по эллипсу вместе с частицами воды вокруг относительно неподвижного центра, на месте. Такие условия возникают, когда вертикальные скорости движения частиц воды волны равны нулю. Математическое описание последней названо волной - солитоном Россби [Ларичев, Резник, 1982]. Образовавшиеся циклоны и антициклоны перемещаются вместе с волной, когда она находится в состоянии волны солитона, т.е. когда вертикальная составляющая движения частиц воды существенна. Инородные тела при этом расходятся по большой площади и малозаметны.

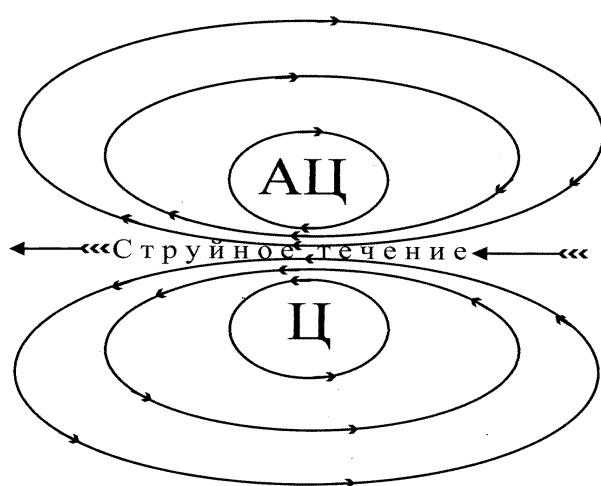


Рис. 62. Проекция линий токов атмосферных долгопериодных волн на горизонтальную плоскость, проходящую через струйное течение (вид сверху). Линии токов обозначены тонкими линиями в виде эллипсов, стрелки на линиях токов — направление силы, действующей на частицы воздуха. АЦ и Ц — антициклоническое и циклоническое движение воздуха.

Но нередко в океане обнаруживаются циклоны и антициклоны, стоящие на месте. Как мы отмечали, это происходит, когда волны солитоны превращаются в волны — солитоны Россби. Такие циклоны и антициклоны накапливают энергию проходящих мимо долгопериодных волн и вырастают до огромных размеров. В

них вода вращается на месте наряду с инородными телами. Подобные структуры можно увидеть по дрейфтерным измерениям или скоплениям большого количества мусора, плавающего на поверхности океана. В районе Гольфстрима нам удавалось обнаружить циклоны, стоящие на месте около года.

Обратимся теперь к атмосфере. По аналогии с поверхностью океана можно выделить ее поверхность на высоте приблизительно 10 км. Устойчивые, стоящие на месте, антициклон над Россией и циклон над Пакистаном достигали этой высоты, между ними наблюдались сильные ветры с большими скоростями. Эта ветровая область получила название струйного течения. Здесь так же, как и в океане, антициклон находится справа, а циклон слева по отношению к направлению струйного течения. Скорость ветра в последнем на порядок больше, чем у поверхности земли. Именно такое течение и наблюдалось летом 2010 г. Скорости струйных течений в океане, так же как и в атмосфере, на порядок больше средних скоростей в остальном океане. Например, в Гольфстриме, она составляет 1 м/с, в то время как в целом по океану — 10 см/с. Здесь так же, как и в океане, в циклоне у поверхности земли существует конвергенция воды, а в антициклоне — дивергенция. Вверху, на уровне струйного течения в циклоне существует дивергенция воздуха, а в антициклоне — конвергенция.

Итак, мы прослеживаем сходство процессов в океане и атмосфере. Это струйные течения, циклоны и антициклоны, процессы дивергенции и конвергенции. Волны в атмосфере, также как и в океане, распространяются на запад, но, при этом, струйное течение, также как и в океане, в средних широтах, направлено на восток, а в южных — на запад. Все это указывает на то, что в обоих случаях, в океане и атмосфере, мы имеем дело с одинаковыми явлениями - долгопериодными волнами, похожими на волны солитоны.

Правда, есть некоторые отличия в протекании процессов в этих двух средах, обусловленные тем, что одна из них жидкая, другая — газообразная. В атмосферном антициклоне воздух выходит из его области наружу, а опускается в центре. Опускание приводит к уменьшению насыщенности влагой, что, соответственно, обуславливает отсутствие облачности, воздух становится сухим, за счет солнечной радиации нагревается, а за счет продолжительности самого процесса происходит накопление тепловой энергии. Отсюда высокая температура воздуха, пожары и дым.

В атмосферном циклоне воздух поступает внутрь его и за счет перепада давления снаружи и внутри выдавливается вверх. Влага при подъеме конденсируется и выпадает в виде дождей. Этот процесс сопровождается падением давления. Соответственно увеличивается и его перепад внутри циклона и снаружи, что приводит к увеличению поступления влажного воздуха, и далее все повторяется. Таким образом, прослеживается замкнутая цепь процессов, взаимно усиливающих друг друга. Они характерны для атмосферных вихрей типа тропических циклонов, торнадо, цунами и т.п. Основным источником подпитки энергии циклона и его усиления служит атмосферная влага. Чем больше ее поступает, тем больше и выпадает. События в Пакистане происходили на фоне летнего муссона, с которым связано поступление влажного воздуха в виде ветра с

океана. В это время и так обычно идут обильные дожди, а здесь еще добавились дожди циклона, да еще продолжительно стоящего на одном месте. Вот и причины катастрофических наводнений. Приблизительно такая ситуация сохранялась в течение половины июня, всего июля и половины августа 2010 г.

Выводы же из сказанного можно сделать такие. Причиной жаркого лета в России и дождливого в Пакистане являются атмосферные долгопериодные волны, которые в этих условиях превратились в волны солитоны Россби. Они создали мощные и продолжительные атмосферные образования: над Россией — антициклон, а над Пакистаном — циклон. Благодаря первому воздух на длительный период стал сухим и жарким — отсюда и пожары, а по вине второго пролились обильные дожди, прибавившиеся к летним муссонным дождям, что в итоге и вызвало катастрофические наводнения в Пакистане. Становится ясным, что разработка прогноза рассмотренных в статье атмосферных событий связана с изучением атмосферных долгопериодных волн, их свойств и закономерностей развития. Нужно понять, при каких условиях и как часто долгопериодные волны превращаются в солитоны Россби.

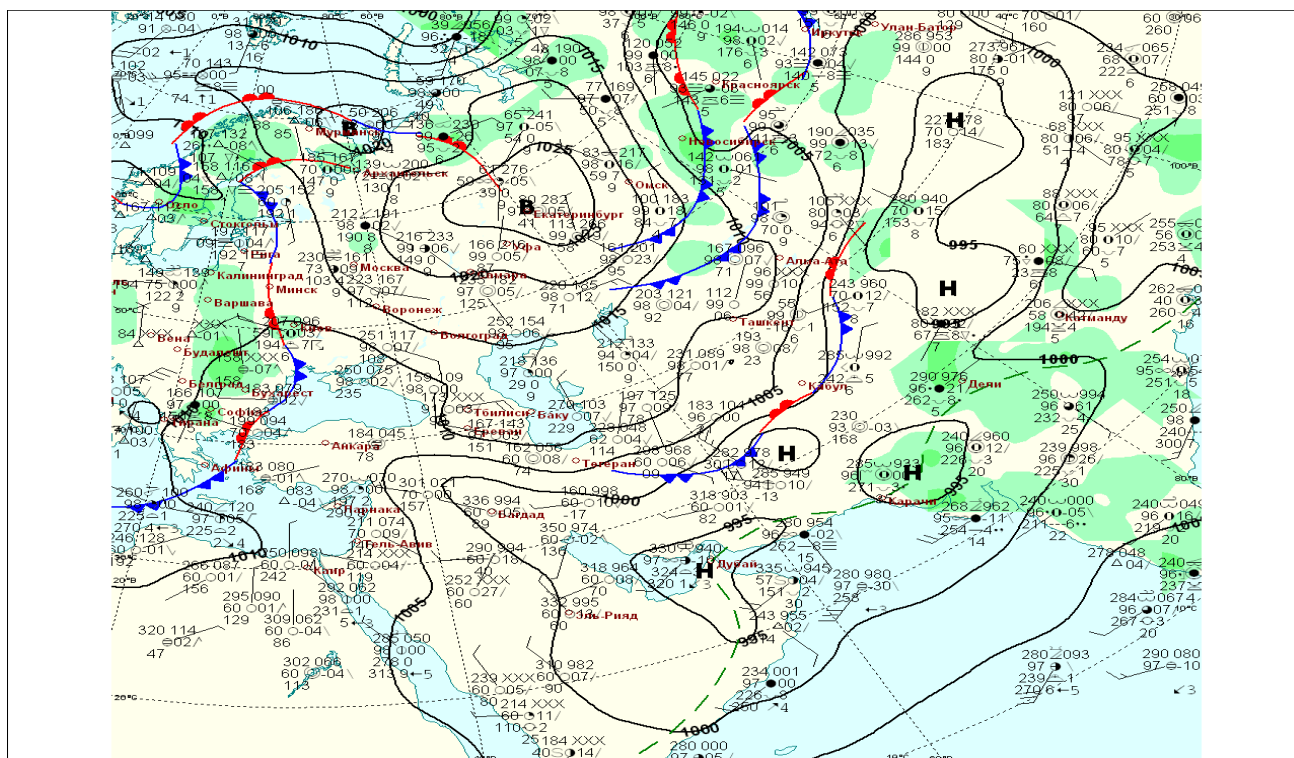


Рис. 63. Карта приземного атмосферного давления на время 7.07.10. Выделяется области высокого давления (В) – антициклон, расположенный над Европейской частью России и низкого давления (Н) – циклоны над северной частью Аравийского п-ва и Пакистаном.

Итак, мы видим, что в динамике океана и атмосферы много общего. По нашим исследованиям основные движения вод океана и атмосферы формируются океаническими и атмосферными волнами Россби, которые, как отмечалось, больше похожи на волны солитоны. Продемонстрируем это на рис. 61, 62. Здесь изображены линии токов долгопериодных волн в океанах и атмосфере. В океане

они образуют северные и южные пассатные течения на запад и экваториальное - на восток. В промежутке между этими течениями движения воды имеют циклоническую направленность и, как следствие этого, холодная вода поднимается с глубины на поверхность океана. К северу и югу от пассатных течений сформированы обширные области антициклонального движения воды и схождения вод в центр области и опускания их на глубину, вода здесь тёплая. Эти области характеризуются слабыми течениями (см. рис. 7а, б, 10а, б).

Нечто подобное наблюдается и в атмосфере: сходные по форме линии токов, пассатным и экваториальным течениям в океане соответствуют струйные течения в атмосфере: на экваторе, также как и в океане, оно направлено на восток, а севернее и южнее пассатных зон на широте  $\sim 12^\circ$  северной и южной – на запад. Между экватором и  $\sim 12^\circ$  северной и южной широты находятся области с циклональным вращением воздуха, который здесь поднимается, а между  $\sim 12^\circ$  и  $\sim 30^\circ$  с. и ю. широты – области с антициклональным вращением воздуха, в которых воздух опускается.

**Заключение.** Движения вод в океанах, сформированные океаническими долгопериодными волнами являются основными и доминирующими. Движения воздуха в атмосфере в основном формируются атмосферными долгопериодными волнами. На это накладываются движения воздуха, обусловленные различиями его температуры над разными частями Земли, которые также вносят существенный вклад в движения воздуха. К таким движениям относятся ветры – пассаты, бризы, муссонные ветры и пр. Значительная часть динамики атмосферы формируется в результате её взаимодействия с водами океаной и морей.

## Глава XIV Основные закономерности формирования атмосферных вихрей

*Приведено новое объяснение формирования атмосферных вихрей (циклонов средних широт и тропических, торнадо, тайфунов и т. д.), в соответствии с которым они образуются атмосферными и океанскими долгопериодными волнами солитонами. В атмосферных волнах частицы воздуха совершают циклонические движения, которые при определённых условиях в атмосфере превращаются в вихри - циклоны [Бондаренко, 2013а, 2015б]. Возможен и другой механизм формирования атмосферных вихрей. Подъём океаническими долгопериодными волнами солитонами глубинной холодной воды на поверхность океана формирует температуру его поверхности в виде отрицательных аномалий, в центре которых вода холоднее, чем на периферии. Эти аномалии создают отрицательные аномалии температуры воздуха, которые создают атмосферные вихри [Бондаренко, 2013а, Бондаренко и др, 2011, Бондаренко, Серых, 2011]. Эти же механизмы не только создают атмосферные вихри в начальной их стадии, но и подпитывают их энергией в дальнейшем.*



## **Введение**

В атмосфере нередко формируются образования, в которых воздух и содержащаяся в нём влага и твёрдые вещества вращаются циклонически в Северном полушарии и антициклонически - в Южном, т.е. против часовой стрелки в первом случае и по её движению - во втором. Это атмосферные вихри, к которым относятся циклоны тропические и средних широт, ураганы, торнадо, тайфуны, смерчи и т. п. Вихри с большими скоростями движения воздуха в районе тропической и субтропической зон западной части Атлантического океана около Северной и Южной Америки называют ураганами, торнадо, аналогичные около Европы – тромбо, около юго-западной части Тихого океана – тайфунами, около Филиппин - бегвизами, около берегов Австралии – вили-вилли, в Индийском океане – орканами.

### **Существующие гипотезы формирования атмосферных вихрей**

Наиболее популярная гипотеза зарождения тропических циклонов, да и в целом вихрей, такова [Иванов, 1985, Моисеев, Сагдеев, 1983, Наливкин, 1969, Юсупаев, 2001, ау, 1975]. Существует механизм начального зарождения вихря, в данном случае тропического циклона, обеспечивающий подъём воздуха вверх. Иногда его называют “пусковым механизмом”. Считается, чтобы воздух поднимался, он должен быть легче, чем воздух, его окружающий, следовательно, теплее. Считается, что в тропической зоне океан тёплый, и он передает своё тепло воздуху. Нагретый тёплый воздух поднимается. Это и есть в данном случае пусковой механизм, который создаёт условия для работы следующего механизма, обеспечивающего пополнение энергией развивающегося вихря, циклона. Он заключается в следующем. Подъём воздуха в вихре приводит к конденсации в нём влаги и, соответственно, падению давления. В результате увеличивается перепад давления между центром циклона и на его периферией, что приводит к увеличению подачи воздуха в циклон и дальше, усиливаясь, всё повторяется. При этом воздух и содержащиеся в нём твёрдые и жидкие вещества поступают в циклон по спиралевидной траектории, что обеспечивается действием силы Кориолиса, которая уравнивает силу градиента давления воздуха, направленную внутрь вихря, циклона. Выполняется процесс самовозбуждения циклона, а энергией, обеспечивающей его работу, является конденсация влаги. Этот механизм иногда называют “механизмом накачки”. С этим механизмом всё ясно, его состоятельность ни у кого не вызывает сомнения, в том числе и у автора статьи. Поговорим о “пусковом механизме”.

Условия подъёма воздуха и развития циклона в тропической зоне океана и, следовательно, создание пускового механизма и циклона следующие: наличие тёплой воды в океане с температурой более  $26^{\circ}\text{C}$  [Бондур, 2014]. Слой тёплой воды с температурой больше  $26^{\circ}\text{C}$  должен быть толще 50 м., т.е. располагаться от поверхности до глубины более 50 м. Как считают авторы гипотезы, в этом случае поток тёплого воздуха будет направлен вверх, от океана в атмосферу, и количество тепла будет достаточным для создания тропического циклона.

Можно считать, что с некоторой натяжкой такие условия могут выполняться в западной части Тихого океана. Здесь вода на поверхности океана тёплая и она достигает большой глубины, ~ 200 м.

Однако эти условия никак не выполняются в восточной части Тихого океана. Здесь на поверхности океана вода практически всегда холоднее, 26<sup>0</sup>С. Термоклин с холодной водой находится недалеко от поверхности, на горизонте ~20–30м. В этих условиях поток тёплого воздуха направлен из атмосферы в океан. Всё это указывает на то, что подъёма теплого воздуха нет, и, следовательно, он не может быть пусковым механизмом тропических циклонов.

Вместе с тем, тропические циклоны в Тихом океане равновероятно образуются как в восточной, так и западной части экваториальной зоны Тихого океана. Отсюда вполне естественно напрашивается вывод: подъём воздуха происходит не за счёт того, что он тёплый, а по другой причине. Естественно, создатели этой популярной и практически общепринятой гипотезы образования атмосферных вихрей ничего не знали об океане и его тропической зоне, а выстраивали свою гипотезу только на предположениях, без ориентации на натуру. Сейчас мы видим, что они ошибались. Гипотеза неверна в описании начальной стадии развития процесса.

Исследователи видели и ранее слабые стороны этой, хотя и общепринятой, гипотезы. Так, они считали, что локальные перепады температуры и давления в тропиках не настолько велики, чтобы только эти факторы могли сыграть решающую роль в возникновении циклона, т. е. значительно ускорить воздушные потоки [Юсупаев и др., 2001]. До сих пор остаётся неясным, какие физические процессы протекают на начальных стадиях развития тропического циклона, каким образом усиливается исходное возмущение, как возникает система крупномасштабной вертикальной циркуляции, подводящая энергию в динамическую систему циклона [Моисеев, Сагдеев и др., 1983].

### **Гипотезы автора формирования атмосферных вихрей**

Автор монографии предлагает две новые гипотезы формирования и развития атмосферных вихрей, на наш взгляд правильнее объясняющие реальность. Обязательное условие образования циклона: подъём воздуха в начальной стадии его образования. Подъём воздуха может происходить не только по тому, что он тёплый, есть и другие причины. Например, схождение воздушных масс, в результате которого воздух поднимается вверх. Так происходит, например, в тропиках. Ветры пассаты Северного и Южного полушария, образованные в результате разности температур воздуха у Экватора и за его пределами перемещают, массы воздуха к Экватору, а там они сходятся и поднимаются, причём очень интенсивно. Подъём воздуха происходит и при его вращении циклонически, т.е. против движения часовой стрелки в Северном полушарии, и по её движению – в Южном. Всё это хорошо доказано теоретически (математически) и натурой. Эти объяснения позволили автору разработать и обосновать натурой, пусть далеко не всегда строго доказательно, две гипотезы формирования атмосферных вихрей.

**Первая гипотеза.** Замечено, что западные и экваториальные области океанов динамически активнее остального океана. В этих областях океанов на поверхности воды активно формируются отрицательные температурные аномалии воды, в то время как в остальном океане они менее заметны.



Рис. 64а, б. Торнадо. Образования формы, изображённой на рисунке часто называют “воронкой торнадо”. Образование части торнадо от облака до поверхности океана называют трубой или хоботом торнадо (а, вверху). Вид сверху на облако торнадо, частично оно расположено над Флоридой (б, внизу).  
<http://www.oceanology.ru/wp-content/uploads/2009/08/bondarenko-pic3.jpg>

Эти аномалии образуются вертикальными движениями воды океанических долгопериодных волн

солитонов, часто они имеют округлую форму [Бондаренко, 2013, Бондаренко, Серых, 2011, Бондаренко и др. 2011, Нечволодов и др., 1999, Незлин, 1986, Russel, 1838]. Обычно принято эти долгопериодные океанические и атмосферные волны относить к волнам Россби [Rossby, 1939]. Образовавшиеся в тропиках циклоны движутся далеко на Север именно по западным областям океанов, а в восточных областях циклоны, покидая тропики, быстро прекращают свое существование.

Всё это дало основание автору предположить, что холодные океанические аномалии могут формировать циклоны в атмосфере. Механизм формирования простой. Над холодной водой в океане образуется холодный воздух. Это образование принято называть отрицательной аномалией воздуха, часто она имеет округлую форму. В этом случае в аномалии воздуха давление низкое, и воздух будет поступать в неё, и затем, в центре аномалии, поднимаясь вверх. Далее всё будет развиваться по сценарию, описанному раньше, будет работать “механизм подкачки” за счёт конденсации влаги. В данном случае пополнение циклона энергией будет происходить не только за счёт конденсации влаги, а также за счёт охлаждения воздуха в циклоне при нахождении его над холодной аномалией воды.

**Вторая гипотеза.** Атмосферные вихри, тропические циклоны образуются атмосферными долгопериодными волнами солитонами [Бондаренко, 2013, Незлин, 1986, Russel, 1838]. Немного об этих волнах. Всю атмосферу, да и океан тоже, заполняют долгопериодные волны, которые следует отнести к волнам солитонам. Нас будет интересовать тропическая и субтропическая климатические зоны Северного и Южного полушарий. Тропическая зона расположена между  $\sim 10^0$  с. и ю. ш., субтропическая – между  $\sim 10^0$  и  $\sim 35^0$  с. и ю. широт (рис. 69).

Волны прогрессивные и распространяются в западном направлении. Линии токов (силовые линии) атмосферных волн солитонов изображены на рис. 69. В Северном полушарии тропической зоны силовое поле волн перемещает частицы воздуха и содержащихся в нём веществ против часовой стрелки, а в южном - наоборот, по - часовой. В тропической зоне происходят циклонические движения частиц воздуха волн солитонов, которые создают в этой зоне подъём воздуха и конденсацию влаги. Отсюда в этой зоне влажный воздух и обильное выпадение осадков в виде дождей. Циклонические движения частиц воздуха волн солитонов создают тропические циклоны. Эти движения являются пусковым механизмом тропических циклонов, и механизмом пополнения циклонов энергией.

В Северном полушарии субтропической зоны силовое поле волн перемещает частицы воздуха и содержащихся в нём веществ по часовой стрелке, а в южном - наоборот, против - часовой стрелки. Это зоны антициклонических движений воздуха и его опускания, за счёт этого уменьшается количество влаги в воздухе и выпадения дождей. В этих зонах формируются антициклоны.

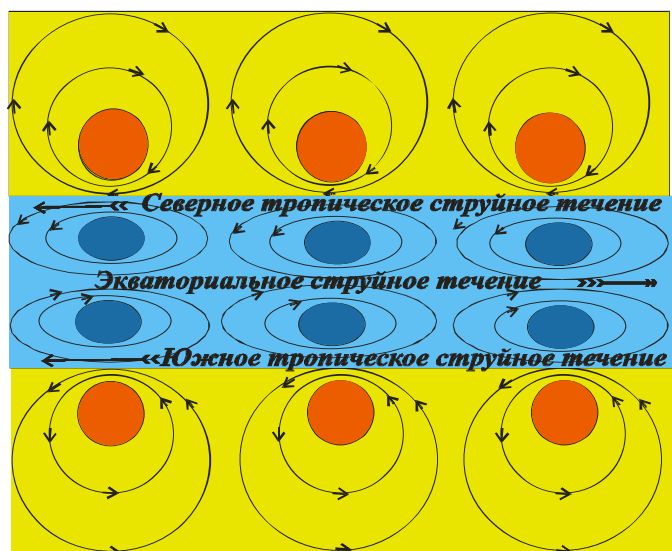


Рис. 65. Проекция линий токов атмосферных долгопериодных волн, волн солитонов на горизонтальную плоскость в зоне между  $\sim 35^0$  северной и южной широты (вид сверху). Линии токов обозначены тонкими линиями в виде эллипсов, стрелки на линиях токов - направление силы, действующей на частицы воздуха. Голубым цветом выделена область подъёма воздуха и его циклонических движений в волнах, между  $\sim 10^0$  северной и южной

широты, это тропическая зона. Жёлтым цветом выделена область опускания воздуха и его антициклонических движений в волнах, между  $10^0$  с. и ю. ш. Синим и оранжевым цветом выделены области в волнах интенсивного подъёма глубинной холодной воды на поверхность и опускания тёплой поверхностной воды на глубину океана.

Таким образом, фактором образующим атмосферные вихри, могут быть атмосферные и океанические волны солитоны. Подпитка энергией вихрей может осуществляться этими волнами, а также за счёт конденсации влаги в вихре.

### Атмосферные вихри в естественной среде

**Циклоны средних широт и тропические.** Вихри, получившие название циклонов средних широт и тропических циклонов, в основном сформированы атмосферными долгопериодными волнами (в соответствии с первой гипотезой автора). По их параметрам и свойствам следует различать атмосферные волны солитоны тропических и субтропических широт, между  $\sim 35^0$  с. и ю. ш., и волны

средних широт от  $\sim 35^0$  с. и ю. до  $\sim 65^0$  с. и ю. ш. Соответственно, они образуют тропические циклоны и циклоны средних широт [Бондаренко, 2013].

Циклоны средних широт и тропические существенно различаются по своим свойствам и параметрам. Так, например, скорости движения воздуха в циклоне средних широт редко достигают 30 м/с, в то время как в тропических - 100 – 200 м/с. Тропические циклоны существенно меньше циклонов средних широт. Так, первые имеют диаметр порядка 100 – 200 км, а вторые – тысячу. Если посмотреть на синоптические карты средних широт, то увидим, что они сплошь заполнены циклонами и антициклонами. Циклоны средних широт подпитываются энергией циклонических движений атмосферных волн солитонов и за счёт конденсации влаги, содержащейся в атмосфере. Механизмы их образования рассмотрены [Бондаренко, 2013].

**Тропические циклоны.** Тропические циклоны образуются приблизительно на  $5^0$  -  $10^0$  северной и южной широты, т. е. в зоне циклонических движений атмосферных долгопериодных волн солитонов (рис. 70). Далее циклоны распространяются преимущественно в северо-западном направлении в Северном полушарии и в южном направлении в Южном полушарии. Тропические циклоны, образовавшиеся в западных частях тропической зоны Северного полушария Тихого и Атлантического океана, проходят над океанами вдоль Северной Америки и Азии, проникают далеко на Север, иногда до  $\sim 60^0$  с. ш. Во всех остальных частях океанов тропические циклоны, покидая тропическую зону, быстро прекращают существование, распространяясь не дальше  $20^0$  с. и ю.ш.

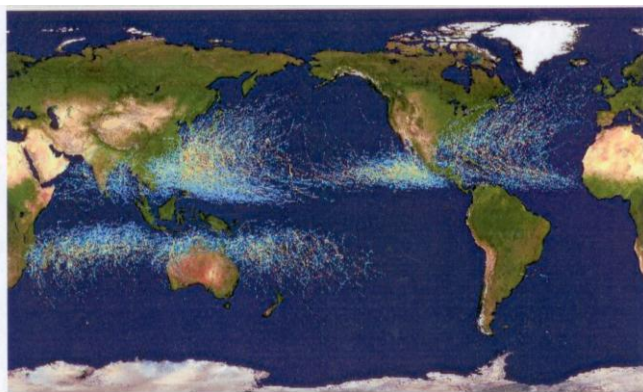


Рис. 66. Трассы всех тропических циклонов за 1985 - 2005 гг.  
<http://panoram.info/view/55>

Как всё это можно объяснить? Севернее и южнее области циклонических движений воздуха, т.е. за пределами  $10^0$  с. и ю. ш., находится область антициклонических движений воздуха, которые работают на замедление тропических циклонов и тем самым уменьшают их энергию. Таким образом, циклоны, покидая тропическую зону, теряют энергию за счёт действия антициклонических движений воздуха.

Циклоны, проходящие по западным частям Тихого и Атлантического океана активно подпитываются энергией за счёт конденсации влаги и за счёт действия отрицательных аномалий воды, образованных океаническими волнами солитонами. Ранее мы отмечали, что западные области океанов динамически активные, в них присутствуют глубокие отрицательные аномалии воды. Кроме того, воздух здесь влажный. Всё это способствует развитию тропических



циклонов или созданию новых.

За пределами тропической зоны в остальных частях океанов воздух относительно сухой и здесь в океанах отсутствуют глубокие отрицательные аномалии воды. Наряду с антициклоническими движениями воздуха, всё это не способствует развитию циклонов, а больше их разрушению.

Далее приведём пример, подтверждающий возможность создания вихря или его подпитки энергией океаническими волнами солитонами. Морские волны солитоны нередко создают крупные отрицательные температурные аномалии поверхностных вод в центральных частях замкнутых бассейнов. Автору данной работы удалось проследить формирование циклона над Чёрным, образованного отрицательной аномалией воды моря (рис. 67а, б). Температура воды в аномалии составляет  $\sim 10 - 15^{\circ}\text{C}$ , в то время как над остальным морем  $\sim 23^{\circ}\text{C}$ . Различия весьма существенны, они сформировали циклон (рис. 71б). Этот пример свидетельствует о возможности реализации предложенной автором гипотезы формирования циклонических образований температурными отрицательными аномалиями воды (вторая гипотеза).

Следует отметить, что на Чёрном море довольно часто неожиданно образуются сильные штормы. Вероятно, причиной тому отрицательные температурные аномалии. Так, скорее всего, в ноябре 1854г. образовалась знаменитая “Балаклавская буря”, потопившая английский флот. Нередко также приходят циклоны со стороны Средиземного моря, которые значительно усиливаются над Чёрным морем в результате их подпитки энергией температурными аномалиями моря.

Подобные отрицательные аномалии часто образуются и в других замкнутых и полужамкнутых морях и заливах. Такие аномалии нередко образуются в Карибском море и Мексиканском заливе. Они усиливают, и порой очень сильно, тропические циклоны, распространяющиеся с юга в сторону Северной Америки. Тропические циклоны, распространяющиеся от тропиков к берегам Северной Америки, обычно называют торнадо или ураганами. На суше такой механизм подкачки энергии отсутствует, и поэтому, торнадо, распространяясь над сушей, относительно быстро разрушаются. Для обоснования этих выводов приведём дословно выдержку из сайта Интернета “Атмосферные процессы в Карибском море”: “Ресурс представляет динамическое изображение тропического урагана (торнадо) Dean, одного из наиболее мощных в 2007 году. Наибольшую силу ураган набирает над водной поверхностью, а при прохождении над сушей происходит его “размывание” и “ослабление”.

Ясно, что для прогноза состояния торнадо по пути его следования над океаном необходимо иметь информацию о температуре поверхностных вод океана. Её предоставляют съемки температуры поверхности воды из космоса (рис. 67а). Прогнозистам циклонов, торнадо предлагаем воспользоваться нашими выводами.

С позиций изложенного попытаемся сформулировать закономерности формирования и развития атмосферных вихрей, тропических циклонов,



перерастающих в торнадо, ураганы, тайфуны при движении их на север и юг из тропической зоны. Тропические циклоны всегда образуются в тропической зоне в пределах от  $10^0$  северной до  $10^0$  южной широты. Не вызывает сомнения, что они в основном созданы циклоническими движениями воздуха волн солитонов. Более заметного механизма их образования нет. Перемещаясь по экваториальной зоне, циклоны усиливаются циклоническими движениями атмосферных волн солитонов, а также за счёт конденсации влаги в циклоне и температурными аномалиями воды, созданными океаническими волнами солитонами.

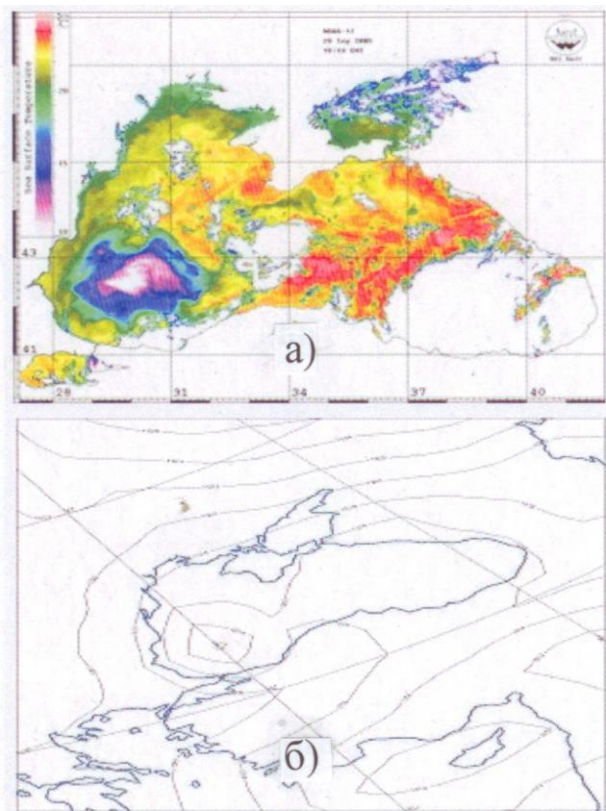


Рис. 67а, б. Поле температуры поверхностных вод Чёрного моря на время 19 ч. 29 сентября 2005г (а, сверху). Схема поля атмосферного давления над Чёрным морем и около его, соответствующее времени: 19ч. 29 сентября 2005г. Давление в мб. В западной части моря находится циклон, средняя скорость ветра в районе циклона равна 7 м/с и направлена циклонически вдоль изобар (б, внизу)

Если циклон выходит за область тропической зоны на север и находится в западных областях Северной части Тихого и Атлантического океанов, то он будет двигаться на Север, усиливаясь за счёт конденсации влаги в циклоне или/и действия температурных отрицательных

аномалий воды, создаваемых океаническими волнами солитонами. В этих областях океанов, как отмечалось, воздух влажный и существуют отрицательные аномалии температуры воды в океане. Здесь циклоны проникают далеко на север (рис. 66).

В остальных частях океанов циклоны, выходя из тропической зоны океана, попадают в области с антициклоническими движениями воздуха, создаваемого атмосферными волнами солитонами. Сухой воздух и слабые температурные отрицательные аномалии не подпитывают циклон энергией, а антициклонические движения воздуха его гасят. Поэтому циклоны, покидая тропическую зону, очень быстро прекращают своё существование, обычно доходят не далее, как до  $20^0$  северной или южной широты (рис. 66).

## Смерчи

Это вихревые образования небольших размеров. Как и торнадо, они имеют трубу, образуются над океаном или морем, на поверхности, которых возникают температурные аномалии небольших по площади размеров. Автору монографии приходилось многократно наблюдать смерчи в восточной части Чёрного моря, где большая активность морских долгопериодных волн солитонов на фоне очень тёплого моря приводит к образованию глубоких температурных отрицательных аномалий поверхностных вод. Развитию смерчей в этой части моря также способствует большая влажность воздуха.

### Образование атмосферных вихрей над сушей

Атмосферные вихри разрушительной силы в основном образуются над океаном или морем. Но известно, что вихри возникают и над сушей, хотя гораздо реже. Сценарии их возникновения схожи. В начальный момент должны существовать условия, создающие область холодного воздуха, окружённого тёплым воздухом. Чаще всего она возникает в условиях образования над сушей облачности. Такая ситуация приводит к падению давления в центре холодного воздуха, под облаками, а далее всё развивается по сценарию, который ранее рассмотрен в разделе **“Гипотезы автора формирования атмосферных вихрей”**, *Первая гипотеза*. Однако, подпитка энергией вихря осуществляется только за счёт конденсации влаги, содержащейся в воздухе.

### Выводы

Атмосферные вихри (тропические циклоны и циклоны средних широт, ураганы, торнадо, тайфуны и пр.), в основном формируются циклоническими движениями атмосферных долгопериодных волн солитонов и зарождаются в тропической зоне океанов и зоне средних широт. Подпитка энергией вихря может осуществляться этими циклоническими движениями, а также отрицательными температурными аномалиями воздуха, созданными океаническими долгопериодными волнами солитонами и за счёт конденсации влаги в вихре. Вихри могут быть образованы также температурными аномалиями воздуха над океаном, морем или же сушей.

## Глава XV Тепловое взаимодействие океана и атмосферы

*Приведены исследования, показывающие существенное влияние океанических долгопериодных волн на тепловое взаимодействие океана и атмосферы. Исследования базируются на анализе натурных наблюдений температуры и скорости течений океана и этих же параметров атмосферы. Прослеживается устойчивая связь течений долгопериодных волн с температурой поверхностных вод океана, изменения температуры которых сказываются на изменениях температурного режима атмосферы, а отсюда -*

Тепловое взаимодействие океана и атмосферы происходит при разности температуры поверхностного слоя воды океана и приводного слоя воздуха атмосферы. Естественно, если температура воды поверхностного слоя океана больше приводного слоя атмосферы, то тепло от океана передаётся атмосфере, и всё происходит наоборот, тепло передаётся океану, если воздух теплее океана. Если же температуры океана и атмосферы равны, то передача тепла между океаном и атмосферой не происходит. Обычно такие условия возникают при неподвижном состоянии океана и атмосферы или когда движения воздуха и воды происходят в горизонтальной плоскости. Чтобы существовал поток тепла между океаном и атмосферой, должны существовать механизмы, изменяющие температуру воздуха или воды контактной зоны океан – атмосфера. Со стороны атмосферы это может быть ветер, осуществляющий поступление воздуха в зону взаимодействия с иной температурой, со стороны океана это механизмы движения воды в вертикальном направлении, обеспечивающие поступление воды с температурой отличной от температуры контактной зоны океана и атмосферы. Считается, что основными механизмами, обеспечивающими взаимодействие океана с атмосферой являются: турбулентность океанских течений, турбулентность ветровых волн, подъём и опускание воды в ветровых апвеллингах и даунвеллингах, волны Лянгмюра. Эти механизмы взаимодействия океана с атмосферой не изучены и экспериментально не обоснованы.

Автором монографии проведены исследования и установлено, что основным механизмом, обеспечивающим взаимодействие океана и атмосферы являются вертикальные движения воды долгопериодных волн Россби. Эти волны определяют температурный режим вод океана и его поверхности и через посредство потоков тепла участвуют во взаимодействии океана и атмосферы. Как формируется температурный режим воды океана и его поверхности волнами Россби, рассмотрено в главах IV, VI, X, XI, XII. На примере развития Эль-Ниньо – Ла-Нинья строго доказательно показано, что изменение температурного режима вод океана и его поверхности осуществляется в основном долгопериодными волнами похожими на волны солитоны (гл. XII). Так же показано, что температура поверхности воды в фиксированной точке океана (рассматривается экваториальная зона Тихого океана) зависит от параметров долгопериодных волн. Установлена зависимость температуры поверхности океана от параметров долгопериодных волн с коэффициентом корреляции  $\sim 0,9$ . Высокий коэффициент корреляции указывает на то, что изменения температурного режима вод океана определяется в основном долгопериодными Россби, а прочие факторы могут оказывать крайне незначительное влияние.

Изменение температурного режима вод океана и его поверхности за счёт теплообмена океана с атмосферой приводит к изменению температурного режима атмосферы, её давления и ветра. В главе XII показано, как изменение температурного режима вод океана, создаваемого долгопериодными волнами,

изменяет температурный режим атмосферы, отсюда и давления, что и приводит к возникновению ветров – пассатов.

Процесс обмена водой в вертикальном направлении происходит во всей толще океана, но наиболее заметен в поверхностной зоне. Параметры долгопериодных волн, соответственно и вертикального обмена вод, меняются во времени и пространстве. Наиболее значительны процессы обмена вод в вертикальном направлении происходят в зонах западных пограничных течений и в экваториальных зонах. Амплитуды колебания скорости течений долгопериодных волн достигают 2,5 м/с, а средние составляют 0,5 м/с. Здесь формируются такие явления, как апвеллинг – даунвеллинг, Эль-Ниньо – Ла-Нинья, атмосферные вихри, тропические циклоны, ураганы, существенно влияющие на погоду и климат Земли (главы: X, XI, XII).

В зонах океанов в районе  $\sim 30^0$  с. и ю. широты амплитуды колебания скорости течений долгопериодных волн крайне малы, всего 2-3 см/с. Это зоны слабых ветров, повышенной температуры воды и воздуха, это зона обширных антициклонических движений атмосферы.

Изменение параметров долгопериодных волн во времени и, соответственно, теплового взаимодействия океана с атмосферой, также существенно влияют на погоду и климат Земли. На примере развития Эль-Ниньо – Ла-Нинья это продемонстрировано в главе XII. Такие изменения могут происходить в режиме от нескольких недель до нескольких десятилетий.

Таяние льдов в Арктике происходит за счёт солнечной активности сверху, а снизу – за счёт вертикальных движений воды долгопериодных волн. Таким образом, изменения величины таяния льдов в Арктике, соответственно, и изменение климата, связано также с изменением параметров океанических долгопериодных волн.

## **Глава XVI Формирование глобальной циркуляции атмосферы: концепция общепринятая и авторская**

*В настоящее время научной общественностью принята концепция динамики атмосферы, согласно которой движения воздуха происходят под действием градиента атмосферного давления. Автором разработана иная концепция динамики атмосферы, в соответствии с которой движения воздуха формируются атмосферными долгопериодными волнами солитонами, а также в результате действия градиента атмосферного давления.*

### **Принятая концепция глобальной циркуляции атмосферы**

Считается, что неравномерное распределение тепла у поверхности Земли приводит к возникновению и развитию разнообразных по характеру и масштабу движений воздуха. Можно выделить крупномасштабные движения воздуха, соизмеримые с размерами Земли, и мелкомасштабные, существенно меньшие

этих размеров. Крупномасштабные движения часто называют глобальной циркуляцией или общей циркуляцией атмосферы.

Общей, глобальной циркуляцией атмосферы называется круговорот воздуха на Земном шаре, приводящий к переносу его из низких широт в высокие и обратно. Исследования общей циркуляции атмосферы начались ещё в XVII в [Погосян, Общая циркуляция атмосферы].

Первоначально глобальная циркуляция описывалась так. Лучистое солнечное тепло нагревает воздух у Экватора. Нагретый лёгкий воздух поднимается и движется к холодным полюсам, Северному и Южному. Там он остывает и, опускаясь, движется понизу обратно к Экватору. Эти движения образуют циркуляцию воздуха в вертикальной плоскости. В данной схеме не учитывается действие силы Кориолиса.

В дальнейшем учёными была предложена более сложная концепция общей циркуляции атмосферы (рис. 68) [Погосян, Общая циркуляция атмосферы]. Дополнительно приняты условия: действие отклоняющей силы вращения Земли, силы Кориолиса и Земля полностью покрыта сушей или водой и они нейтральны по отношению к атмосфере, т. е. не взаимодействуют с ней. В основном эта концепция и принята научной общественностью в настоящее время (рис. 68) [Погосян, Общая циркуляция атмосферы]. Такая циркуляция воздуха (рис. 69) создаёт распределение давления (рис. 69) и зональный перенос воздуха (рис. 70). Зонам опускания воздуха соответствует высокое давление, а подъёма – низкое.

Совместное распределение океанов и материков существенно меняет стройную картину атмосферной циркуляции Земли, а также распределения давления и ветра. В реальных условиях среднее распределение давления и ветра выглядит так (рис. 71, 72, 73).

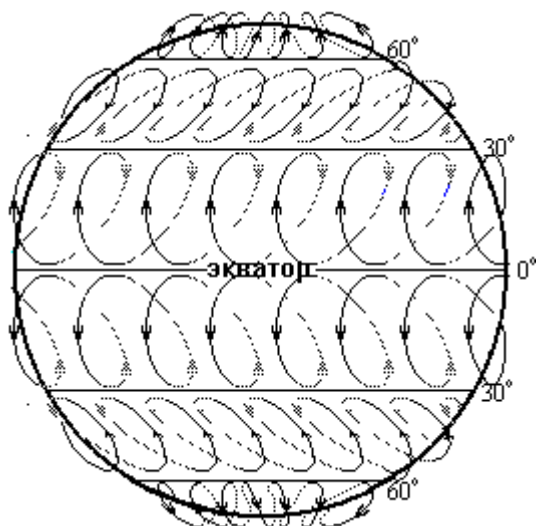


Рис. 68. Схема общей циркуляции атмосферы. Линии со стрелками – трассы движения воздуха. Сплошная часть линии – трасса движения воздуха в верхней части атмосферы, приблизительно на высоте 10 км и при его подъёме, пунктирная – трасса движения воздуха в нижней, приземной части атмосферы и при его опускании. Стрелки – направление движения воздуха.



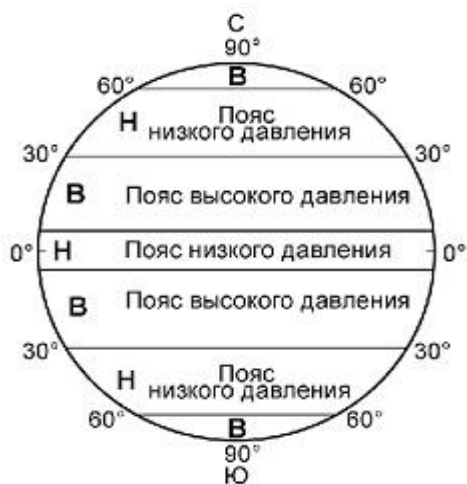


Рис. 69. Общая схема распределения атмосферного давления.

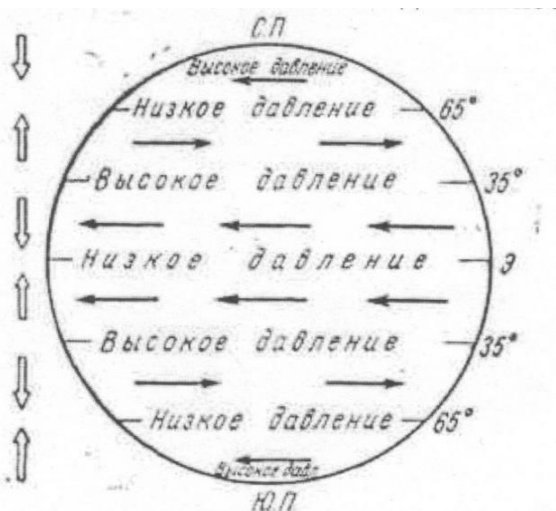


Рис. 70. Зональное распределение переносов воздуха в нижней тропосфере. Векторы слева – направление барических градиентов давления

3X

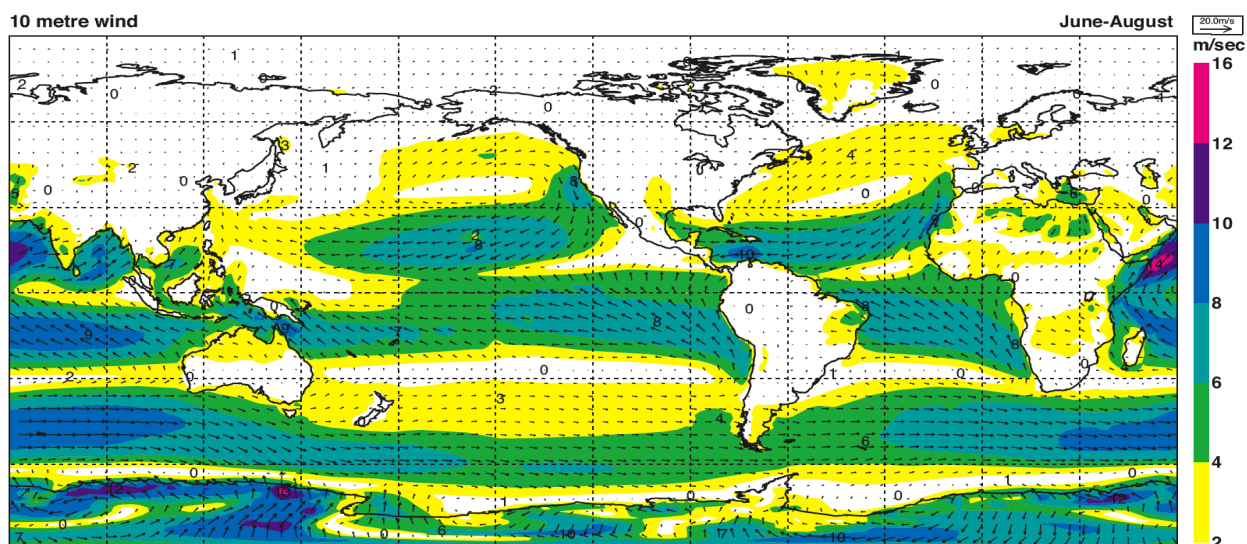


Рис. 71. Карта среднего годового приземного атмосферного давления по данным 40-летнего Реана ECMWF (Kallberg et al., 2005).



Не будем заниматься глубоким критическим анализом принятой концепции глобальной циркуляции атмосферы, хотя её состоятельность вызывает сомнение у автора данной статьи, да и у некоторых учёных тоже. Так, хорошо известно, что скорости подъёма нагретого воздуха и опускания охлаждённого малы.

Тогда невозможно объяснить, каким образом эти медленно поднимаемые и опускаемые массы воздуха создают в замкнутой циркуляции воздуха атмосферы горизонтальные движения, ветры, часто с большими скоростями. Откуда берётся энергия?

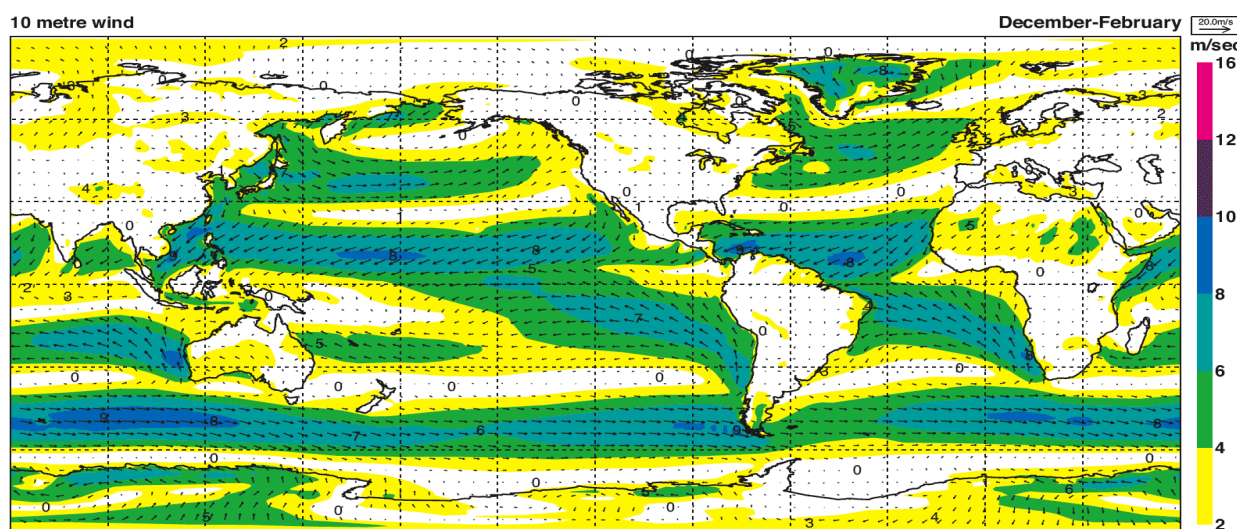


Рис. 73. Карта средней годовой скорости ветра на высоте 10 м в декабрь - февраль, построенная по результатам 40-летнего Реанализа ECMWF (Kallberg et al., 2005).

Изложим нашу концепцию динамики атмосферы, более состоятельную.

### Концепция автора глобальной циркуляции атмосферы

**Повторимся.** Автором разработана концепция динамики океана и атмосферы, по которой почти вся динамика океана, в том числе и глобальная, формируется океаническими долгопериодными волнами, которые следует отнести к океаническим волнам солитонам. Глобальная динамика атмосферы формируется атмосферными долгопериодными волнами, которые следует отнести к атмосферным волнам солитонам. Локальная динамика атмосферы формируется различиями атмосферного давления воздуха в пространстве, обусловленными атмосферными и океаническими волнами солитонами и солнечной активностью.

Здесь будет рассмотрена только динамика атмосферы. Напомню, что в принятой концепции она формируется только различиями атмосферного давления в пространстве.

Чтобы изложить свою концепцию глобальной динамики океана, дадим описание атмосферных волн солитонов, не вдаваясь в физическую их сущность.

В 1939г К. Россби предположил существование долгопериодных волн в атмосфере и дал их математическое описание [J.Mar Rossby C.G. collaborators., 1939]. Эти волны он назвал своим именем: “волны Россби”. Позже он предположил существование подобных волн в океане. Уже после ухода из жизни К. Россби в шестидесятых годах в океане были зарегистрированы долгопериодные волны, которые также были названы волнами Россби. Предполагалось, что их кинематика соответствует математическому описанию “волн Россби”, данному самим К. Россби.

Но позже некоторые учёные сочли, что существующие в реальности долгопериодные волны не укладываются в математическое описание волн Россби. Так считает и автор данной статьи. Более того, по анализу натурной информации автору с большой степенью достоверности удалось установить, что эти долгопериодные океанические и атмосферные волны лучше описываются математическим аппаратом волн солитонов.

Эти образования впервые обнаружил английский инженер-кораблестроитель и учёный Джон Скот Рассел в 1834 г.: на поверхности воды одного из каналов близ Эдинбурга он заметил явление, названное им “solitary wave” - уединённой волной. Впоследствии её переименовали в “солитон”. Мы эти образования называем: “волнами солитонами” [Филиппов, 1990, Бондаренко, 2013а].

Попытаемся обосновать концепцию автора формирования глобальной циркуляции атмосферы атмосферными волнами солитонами. Но для этого дадим некоторые представления об этих волнах. На рис. 74 приведены некоторые характеристики атмосферной волны солитона.

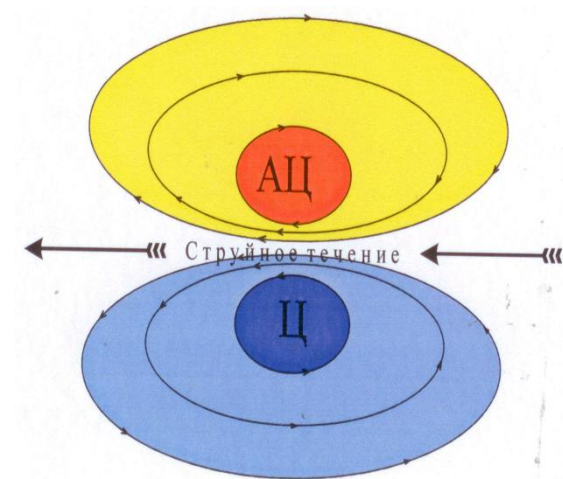


Рис. 74. Атмосферная волна солитон. Эллипсы со стрелками - линии токов атмосферной волны солитона, проходящие через горизонтальную плоскость на высоте приблизительно 10 км. Стрелки – направление силы, создающей движения частиц воздуха, ветра. Голубым цветом выделена область циклонических движений воздуха, дивергенции и подъёма его вверх, а желтым – область антициклонических движений воздуха, конвергенции и опускания его вниз.

Синим цветом выделена область интенсивного подъёма воздуха в волне, низкого давления, а оранжевым – опускания и высокого давления.

Волны солитоны в виде последовательного ряда волн распространяются в западном направлении. Справа от центра волн по их движению находится область антициклонических движений частиц воздуха, в результате чего воздух

опускается и давление в этой области увеличивается, уменьшается его относительная влажность и воздух здесь сухой. В этой области формируются антициклоны (АЦ). Например, над океанами видны антициклоны, центры которых находятся приблизительно на широте  $30^0$  северной и южной широты (рис. 71).

Слева по направлению движения волн находится область циклонических движений частиц воздуха, в результате чего воздух поднимается, влага конденсируется, давление уменьшается. Воздух здесь влажный, давление низкое. В этой области формируются циклоны (Ц). В средних широтах это циклоны средних широт, а в тропической зоне – тропические циклоны.

Скорость движения частиц воздуха пропорциональна плотности линий токов. Между областями высокого и низкого давления в волнах плотность линий токов наибольшая, соответственно, и скорости ветра большие. Эта область с большими скоростями ветра называется струйным течением, которые преимущественно имеют западное направление. Ветры с большими скоростями могут быть образованы и в пограничной зоне двух волн, но они здесь направлены преимущественно на восток. Эти ветры и струйные течения формируют высотные фронты, ветры в которых направлены, соответственно, на запад и восток.

На уровне Земли волны солитоны имеют приблизительно такие же формы, как на рис. 74, но скорости ветра в них между высоким и низким давлением на порядок меньше, чем в струйных течениях.

Придерживаясь таких представлений о динамике атмосферы, распределении давления и ветра (рис. 71 – 73), распределении высотных фронтальных зон, динамика атмосферы представляется так.

Можно выделить две системы волн солитонов. Первая находится между Экватором и приблизительно  $45^0$  с. и ю. широтами, вторая - между этими широтами и Северным и Южным полюсом. Ориентируясь на изложенное, и в первую очередь по океанам, можно выделить следующие климатические зоны Земли.

Тропическая зона находится между  $10^0$  с. ш. и  $10^0$  ю. ш., давление здесь низкое, высокая влажность воздуха, зона циклонических движений воздуха, дивергенции и подъёма его вверх (рис. 75, голубой цвет). Эта зона сформирована левой частью волн по их движению для Северного полушария и правой – для Южного (рис. 74) [Бондаренко, 2013а]. В этой зоне формируются тропические циклоны [Бондаренко, 2015а]. На Экваторе, приблизительно на высоте 15 км находится экваториальный фронт, в котором скорости ветра большие, он направлен на восток (рис. 75). Такой ветер сформирован взаимодействием двух систем волн, Северного и Южного полушарий.

Субтропические зоны простираются севернее в Северном полушарии и южнее – в Южном тропической зоны и, приблизительно, до  $45^0$  с. и ю. широты (рис. 75 жёлтый цвет). Зоны антициклонических движений воздуха, его дивергенции и опускания вниз. Они сформированы правыми частями волн с антициклоническими движениями частиц воздуха в Северном полушарии и левыми – в Южном (рис. 75). Давление здесь высокое, влажность малая. Центры

этих частей волн находятся на широте  $30^0$  с. ш. и ю. ш. На этих широтах над океанами чётко выделяются антициклоны (рис. 71). Между тропической и субтропическими зонами ( $\sim 10^0$  с. и ю. широты) на высоте, приблизительно 12 км., находятся тропические фронты, сформированные струйными течениями. Направление ветра в них на запад.

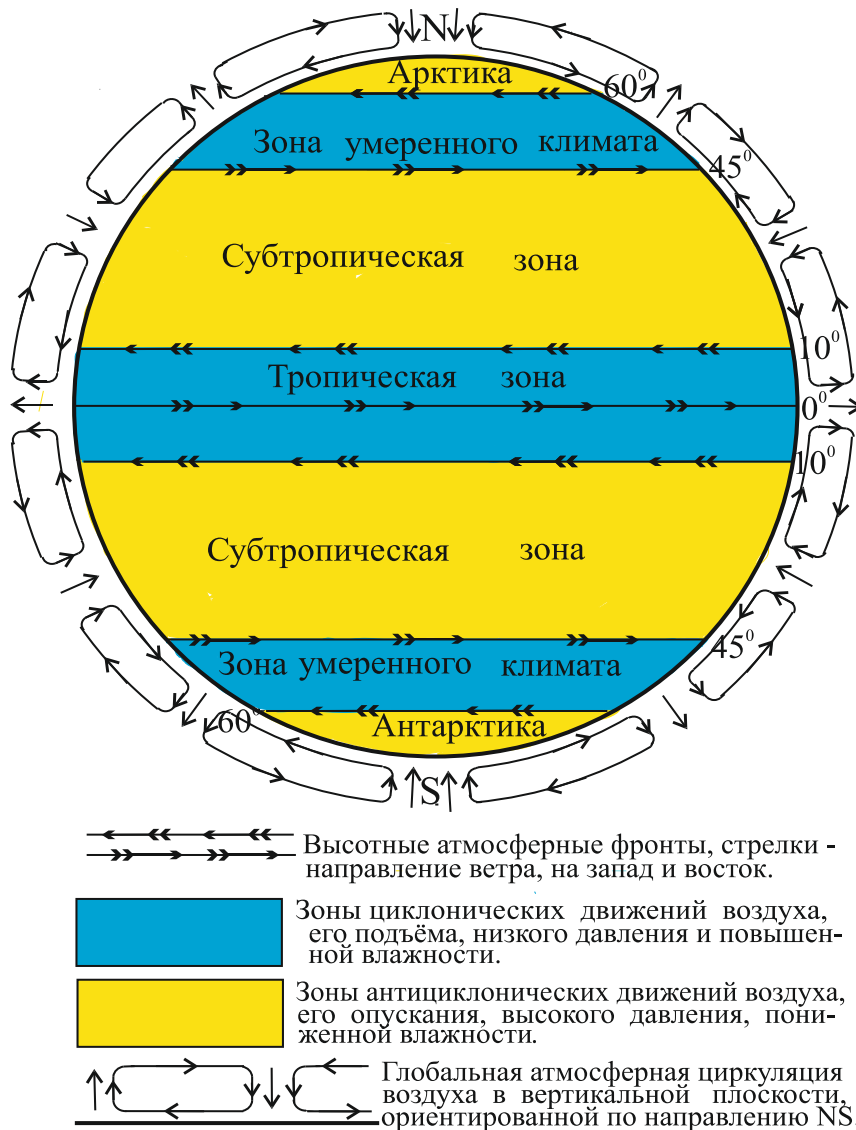


Рис. 75. Глобальная атмосферная циркуляция воздуха. Концепция автора.

Зоны умеренного климата занимают пространства севернее субтропической зоны в северном полушарии и южнее в южном, приблизительно до  $60^0$  с. и ю. (рис. 75, голубой цвет). Зоны циклонических движений воздуха, его конвергенции и подъёма вверх, они сформированы левыми частями волн в Северном полушарии и правыми – в Южном. Здесь давление низкое, влажность высокая, активно образуются циклоны средних широт. Между этими и субтропическими зонами на высоте приблизительно 10 км формируются фронты, ветер в которых направлен на восток (рис. 75.).

Арктическая и Антарктическая зона занимают пространство севернее  $60^0$  с. ш. в Северном полушарии и южнее  $60^0$  ю. ш. – в южном (рис. 75, жёлтый цвет).

Зоны антициклонических движений воздуха, конвергенции и опускания его вниз, высокой влажности и высокого давления. Арктическая зона сформирована правой частью волн в Северном полушарии, антарктическая зона – правой частью волн в Южном полушарии. На  $60^0$  с. и ю. широты на высоте приблизительно 8 км формируются фронты, ветер в которых направлен на запад.

Подъём воздуха в зонах низкого давления циклоническими движениями и опускание его антициклоническими движениями в зонах высокого давления создаёт глобальную циркуляцию воздуха в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению NS (рис. 75). Этот механизм формирования глобальной циркуляции воздуха более мощный, чем механизм подъёма и опускания воздуха за счёт его испарения и охлаждения. Так, например, в тропических циклонах, создаваемых циклоническими движениями воздуха волн солитонов, воздух движется вверх с очень большими скоростями, нередко достаточными, чтобы поднять тяжёлые предметы высоко над Землёй. Естественно вверх перемещаются большие массы воздуха, которые способны в глобальной циркуляции атмосферы создать движения воздуха с достаточно большими скоростями.

Приблизительно так (рис. 75) всё формировалось бы волнами солитонами, если бы Земля полностью была покрыта океаном, и он был бы нейтрален к атмосфере, т. е. не происходила бы передача тепла между океаном и атмосферой.

Но океан активно взаимодействует с атмосферой. Причиной тому океанические волны солитоны, которые создают условия для взаимодействия океана с атмосферой [Бондаренко, 2015а, Бондаренко, Серых и др., 2011]. В этом случае пространственная неоднородность температуры воды и, как следствие, давления воздуха создаёт ветры, например, пассаты. В их образовании непосредственно участвуют атмосферные волны солитоны, создаваемая ими вертикальная циркуляция и разность температуры воздуха у Экватора в тропической зоне и за её пределами, в субтропической зоне, обусловленная различиями температуры воды в пространстве океана. Всё обозначенное, а также наличие материков, препятствующих движению атмосферных волн солитонов вдоль параллелей, искажает стройное распределение зон атмосферного давления (рис. 75) и оно приобретает вид, изображённый (рис. 71).

Всё это обобщённые, осреднённые во времени характеристики. В реальности параметры волн меняются как во времени так и пространстве. Направление распространения волн не всегда строго западное, оно меняется. Всё это приводит к изменению положения климатических зон, атмосферного давления и ветра. Особенно существенны эти изменения могут быть в зонах, расположенных севернее  $45^0$  с. ш. Так, например, Пакистан обычно находится в субтропической зоне преимущественно антициклональных движений воздуха, а европейская часть России в зоне умеренного климата, циклональных движений воздуха. Но вот летом 2010 г. трасса волн солитонов, проходящих севернее  $45^0$  с. ш. сместилась на юг и над Пакистаном образовались циклоны, а над Европейской частью России установился на длительное время антициклон (около двух месяцев) [Бондаренко, 2013а].



Существенный вклад в динамику атмосферы вносят движения воздуха, обусловленные неравномерным распределением атмосферного давления в пространстве, которое зависит от неравномерного распределения температуры воздуха. В холодной массе воздуха давление падает, а в теплой – увеличивается. Поэтому ветер направлен от тёплого воздуха в сторону холодного. Такое наблюдается, например, в бризах, прибрежных ветрах или в пассатах.

Ветры пассаты формируются волнами солитонами и ветрами, связанными с различиями температуры воздуха в тропической зоне и за её пределами. Воздух в тропической зоне в основном холоднее, чем за её пределами [Бондаренко, 2015a].

Итак, в принятой концепции динамики атмосферы первопричиной движений воздуха в атмосфере является вертикальная глобальная циркуляция воздуха, вызванная подъёмом тёплого воздуха и опусканием холодного в различных частях Земли. Вертикальные движения воздуха формируют атмосферное давление, неравномерное распределение которого создаёт движения воздуха, ветер.

В концепции динамики атмосферы автора статьи. первопричиной движений воздуха, ветра в атмосфере являются атмосферные волны солитоны, а точнее их орбитальные движения частиц воздуха. Они охватывают практически всю атмосферу, и в отдельных местах очень большие, как, например, в высотных атмосферных фронтах. Циклонические и антициклонические движения воздуха атмосферных волн формируют такие образования, как тропические циклоны, циклоны средних широт, антициклоны, а также глобальную атмосферную циркуляцию, скорости ветра в которых существенны или порой очень большие, как например, в тропических циклонах. Движения воздуха, часто с большими скоростями создаются в результате температурных его различий в пространстве. Но это локальные явления.

## **Глава XVII      Формирование динамики вод Мирового океана долгопериодными волнами и их влияние на погоду и климат Земли**

С давних времён мыслящее человечество придерживалось концепции, согласно которой динамика, движения вод океана, а так же воздуха атмосферы обусловлены теплом, поступающим от солнца. Большинство учёных и сейчас придерживаются этой концепции. Но в 1939г американский учёный, метеоролог Карл Россби дал математическое описание долгопериодных волн, которые назвал своим именем: волны Россби. Он предположил, что такие волны должны существовать в океанах и атмосфере и, что они должны играть важную роль в динамике этих объектов. В шестидесятых - семидесятых годах прошлого века, в океанах были зарегистрированы долгопериодные волны, которые в честь К. Россби были названы волнами Россби. Изучению этих волн у нас [Лаппо, 1979; Монин, 1978; Бондаренко и др., 2008, 2011, 2013; Архипкин и др., 2007], и за рубежом уделяется много внимания [<http://epizodyspace.ru/bibl/nk/1996/8/8-1996-2.html>]. Объясняется тем, что они “изменяют картину океанских течений и



распределения температур, воздействуют на механизм передачи тепла от океана к атмосфере и потому влияют на погоду и климат Земли”.

По результатам исследований авторами доклада будут изложены представления об океанических долгопериодных волнах в реальности. Описаны механизмы участия волн в формировании: океанических течений, вертикальных движений воды, температуры вод океана и его уровня, теплового взаимодействия океана с атмосферой, а отсюда и их влияния на погоду, и климат Земли. Всё это обосновано натурной информацией.

### Океанические долгопериодные волны

Океанические волны Россби. Научная общественность априори считает, что эти волны описываются математическим аппаратом, предложенным К. Россби.

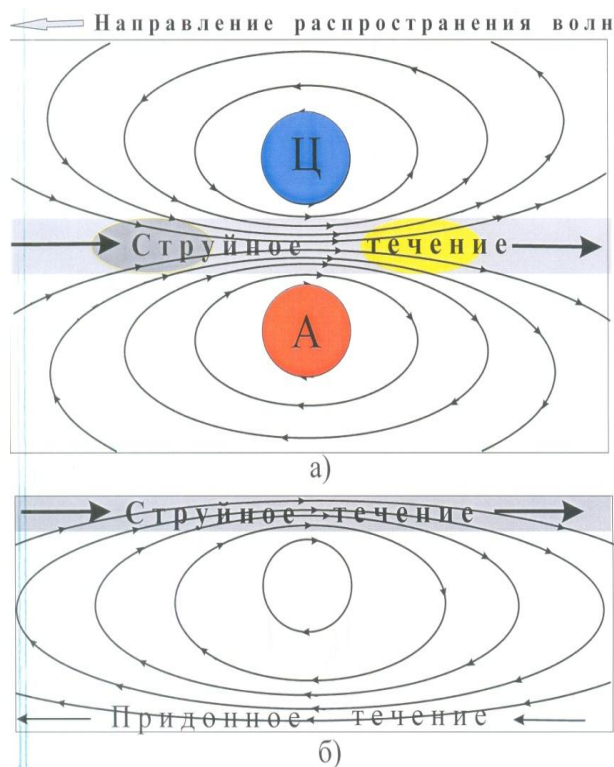


Рис. 76а, б. Волна солитон. Изображены параметры волны солитона водного бассейна. Здесь: а) вид сверху на водный бассейн, б) вид на вертикальное сечение бассейна, проходящее через центральную часть волны, струйное течение. Тонкие эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волны, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды в волне, А – антициклон, центральная часть антициклонического движения воды, Ц – циклон, центральная часть циклонического движения воды. На струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом.

В [Бондаренко, 2013] экспериментально обоснованно показано, что долгопериодные волны океанов и морей следует отнести к волнам солитонам, но не Россби. Также показано, что динамика Мирового океана и атмосферы преимущественно формируется этими волнами. Волны солитоны это некие энергетически устойчивые волновые образования, которые существуют во многих средах, и в Мировом океане, и атмосфере тоже [Бондаренко, 2013, Незлин, 1986, Ньюэлл, 1983]. Волны заполняют весь объём Мирового океана и существуют в режиме взаимной связи волн между собой и устойчивого резонансного возбуждения. Время жизни и установления волн большое, более десяти лет. Источник формирования волн назвать трудно, поскольку в реальности наблюдаются установившиеся волны, в которых связь с возможным источником не проявляется.

Наглядное представление о поведении и закономерностях развития волн можно получить, изучив рис. 76а, б. Скорость движений частиц воды волн,

скорость волновых течений прямо пропорциональна плотности силовых линий. Наибольшая плотность силовых линий находится в центральной части волны, здесь скорости течений наибольшие. Эта область называется струйным течением. В придонной части бассейна формируется противотечение, по направлению обратное струйному течению.

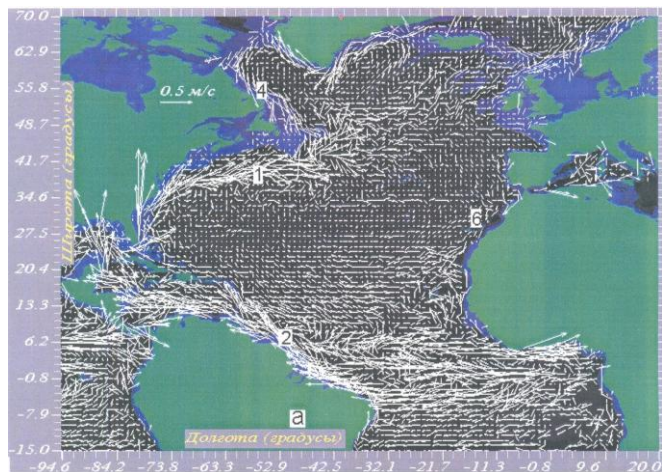


Рис. 77. Векторы средних по ансамблю дрефтерных наблюдений течений Атлантического океана Северного полушария.

Справа по направлению распространения волн частицы воды в волнах движутся циклонически, образуя процесс дивергенции воды и поступления её с глубины на поверхность океана, он называется апвеллингом. Он наиболее интенсивен в центре циклонического движения волны, на рис. 76а изображён в виде круга, синего цвета, обозначен буквой, Ц - циклон. Слева от направления распространения волны, частицы воды в волнах движутся антициклонически, образуя процесс конвергенции воды и поступления её с поверхности на глубину, процесс этот называется даунвеллингом. Наиболее интенсивен этот процесс в центре антициклонического движения волны, на рис. 76а изображён в виде круга оранжевого цвета и обозначен буквой, А - антициклон. В открытом океане волны распространяются в западном направлении. Так “выглядят” волны в океане от северных его границ до 25° с. ш.

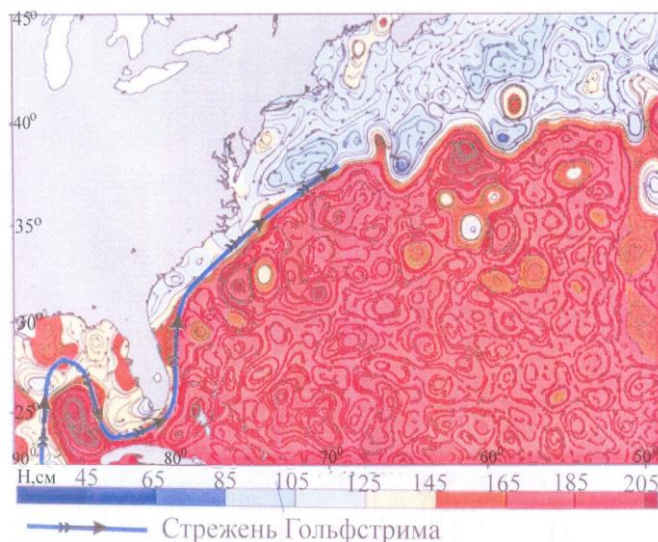
От этой границы и до Экватора волны солитоны имеют другие характеристики: направление распространения волн совпадает с направлением струйного течения, антициклоническая область движения частиц воды в волнах находится справа от направления распространения волны, циклоническая - слева. В открытом океане волны везде распространяются в западном направлении. Для удобства изложения текста монографии, волны севернее 25° с. ш. условно будем называть Северными волнами солитонами, а южнее этой широты – Южными. По ширине фронта волн в этих границах укладывается две волны.

**Океанические волны солитоны и формирование ими течений, топографии поверхности и температуры поверхностных вод океана, влияние волн на погоду и климат Земли.** Рассмотрим проблему, обозначенную в заголовке этого раздела доклада на примере волн солитонов Атлантического океана Северного полушария. Параметры северных волн солитонов: длина в открытом океане ~ 1000 км, период ~ 30 сут., скорость распространения ~ 10 см/с, длина в зоне близкой берегу ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с. Параметры южных волн солитонов: длина в открытом



океана ~ 1000 км, период ~ 30 сут., скорость распространения ~ 60 см/с, длина в зоне близкой берегу ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с.

Струйные течения южных волн солитонов образуют: Северное пассатное течение в тропической зоне, ~ 6° с. ш., Гвианское течение вдоль берега Южной Америки, переходящее в Юкатанское течение в Мексиканском заливе (рис. 772.).



Юкатанское течение находится в зоне влияния южных и северных волн солитонов, и создано этими волнами. Северные волны солитоны формируют течение Гольфстрим и слабое Северопассатное течение, которое доходит почти до берегов Великобританских о-в.

Рис. 78. Топография поверхности океана в районе Гольфстрима, построенная по альтиметрическим измерениям.

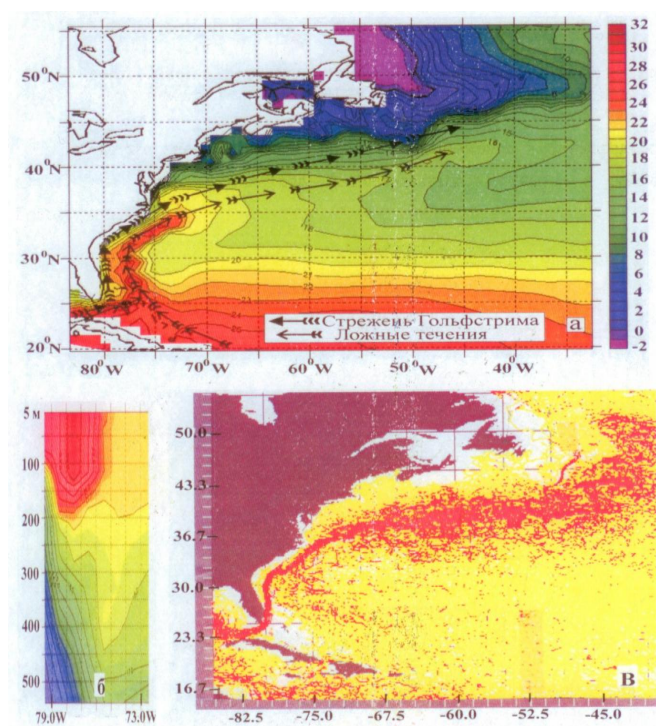


Рис. 79а, б, в. а) Температурное поле воды в изотермах северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, 5 февраля 1997 г, числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по 29°N между пунктами 80°W и 72,5°W. в) Течения Гольфстрима, красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50см/с. Информация о течениях получена по данным дрейферных измерений [[ecco.jpl.nasa.gov/external/index.php](http://ecco.jpl.nasa.gov/external/index.php)].

Этой системе течений соответствует фронтальная область, разделяющая различные водные массы, поведение которых сформировано антициклоническими и циклоническими движениями воды Северных и Южных волн солитонов и хорошо “просматривается” в топографии поверхности океана (образец, рис. 78).

Воды справа от направления течений назовём тёплыми, они окрашены тёмными, коричневыми цветами, а слева – холодными, окрашены светло голубым

и белым цветом. Движения воды в тёплых водах имеют антициклоническую направленность, они конвергентны, поверхностные воды опускаются на глубину, это даунвеллинг, а в холодных – циклоническую направленность, они дивергентны, глубинные воды поднимаются к поверхности океана, это апвеллинг. Топография поверхности океана зависит от интенсивности этих движений. Среднее положение уровня воды тёплых вод, выше – холодных ~ 80 см. Максимальные различия положений поверхности воды ~ 150 см.

Вся поверхность тёплых вод заполнена образованиями овальной формы, которые условно назовём возвышенностями, поверхность холодных вод заполнена формами, которые назовём впадинами. Положение уровня поверхности воды течений Гольфстрима, Юкатанского, Северо-Атлантического везде почти одинаково, и ~ 140 см. Можно допустить, что и в остальных течениях, оно такое же. Формирование океаническими волнами солитонами температурного поля поверхностных вод океана можно продемонстрировать на рис. 79а, б, в. Изображено температурное поле воды северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, в изотермах.

В целом температура воды уменьшается с юга на север, на юге изотермы параллельны параллелям. Стрелками отмечен стрежень Гольфстрима и его “ложное течение”. Справа от Гольфстрима и параллельно ему, существует “язык” тёплой воды, направленный на северо-восток. Справа от Гольфстрима вода тёплая, в языке – очень тёплая, а слева холодная. Тёплая вода сформирована конвергенцией вод, создаваемой волнами солитонами, а очень тёплая вода в языке - усиленной конвергенцией воды в волнах. Холодная вода слева от Гольфстрима сформирована дивергенцией вод в волнах и подъёмом холодных вод с глубины на поверхность океана.

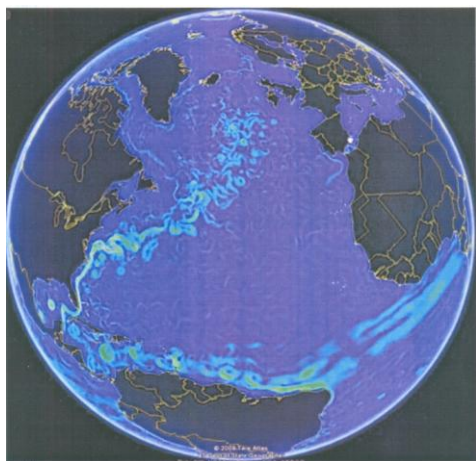


Рис. 80. Течения Северного полушария Атлантического океана, рассчитанные диагностическим методом по топографии поверхности океана (Морские течения, You Tube). Они схожи с естественными течениями (рис. 77).

Справа и слева по направлению струйного течения волн солитонов существуют движения воды циклонической и антициклонической направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом волны активно участвуют в тепловом взаимодействии океана с атмосферой, а отсюда и в формировании погоды и климата Земли.

### **Заключение.**

Показано формирование океаническими волнами солитонами Крупномасштабных течений Мирового океана, топографии поверхности океана и температуры поверхностных его вод, влияние волн на погоду и климат Земли.

Крупномасштабные течения формируются движениями воды центральной части волны, которые называются струйным течением. Здесь течения наибольшие. Справа и слева по направлению струйного течения волны, существуют движения воды циклонической и антициклонической направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом формируют топографию поверхности океана и температуру его вод. Вертикальные движения воды волн солитонов активно участвуют в тепловом взаимодействии океана с атмосферой и таким образом влияют на погоду и климат Земли.

## **Глава XVIII Формирование динамики вод замкнутых морей и озёр долгопериодными волнами солитонами**

С давних времён мыслящее человечество придерживалось концепции о том, что движения воды в океанах и морях, а так же воздуха в атмосфере обусловлены поступлением тепла от солнца. В 1939г крупный американский учёный метеоролог Карл Россби дал математическое описание долгопериодных волн, которые назвал своим именем: волны Россби [Rossby, 1939]. Он предположил, что такие волны существуют в океанах и атмосфере и играют важную роль в их динамике. Позже, в шестидесятых – семидесятых годах, уже после ухода из жизни К. Россби, в океанах документально были зарегистрированы долгопериодные волны, которые в его честь были названы волнами Россби. При этом научная общественность априори сочла, что эти волны описываются математическим аппаратом, предложенным К. Россби. Большинство учёных, и сейчас, так считает, но не все. Так, авторы работы [Бондаренко, Жмур, 2007а, б] решили, что долгопериодные волны океанов и морей не следует относить к волнам Россби, но к каким - не указали. В 2013 г. экспериментально обоснованно было показано, что долгопериодные волны океанов и морей следует отнести к волнам солитонам, но не волнам Россби [Бондаренко, 2013]. Также было показано, что динамика Мирового океана и атмосферы преимущественно формируется волнами солитонами.

В 2018 г нам довелось познакомиться с динамикой озёр [Кирилин, 2018, Сутырина, 2018, Зырянов и др. 2018]. Стало ясно, что и в озёрах, даже мелких, динамика формируется в основном волнами солитонами, а точнее по сценарию замкнутого овальной формы водного бассейна. Далее расскажем о поведении волн солитонов в водных бассейнах, бассейнах овальной формы, Чёрном море и озёрах.

***Краткие представления о волнах солитонах в водных бассейнах.*** Волны солитоны это некие энергетически устойчивые волновые образования, которые существуют во многих средах, и, как показано [Бондаренко, и др., Бондаренко, 2013, Бондаренко, 2017], в Мировом океане и атмосфере. И вот теперь покажем, что они существуют и в озёрах, даже небольших по размеру. Эти волны заполняют весь объём водного бассейна и существуют в режиме взаимной связи волн между собой и устойчивого резонансного возбуждения. Время жизни и



становления волн большое. Оно зависит от размеров волн и, соответственно, водного бассейна. Так, время жизни и возбуждения волн экваториальной зоны Тихого океана равно более десяти лет, замкнутых морей и озёр оно должно быть существенно меньшим [Бондаренко, Жмур, 2007а]. Источник формирования волн назвать трудно, поскольку в реальности наблюдаются установившиеся волны, в которых связь с возможным источником не проявляется.

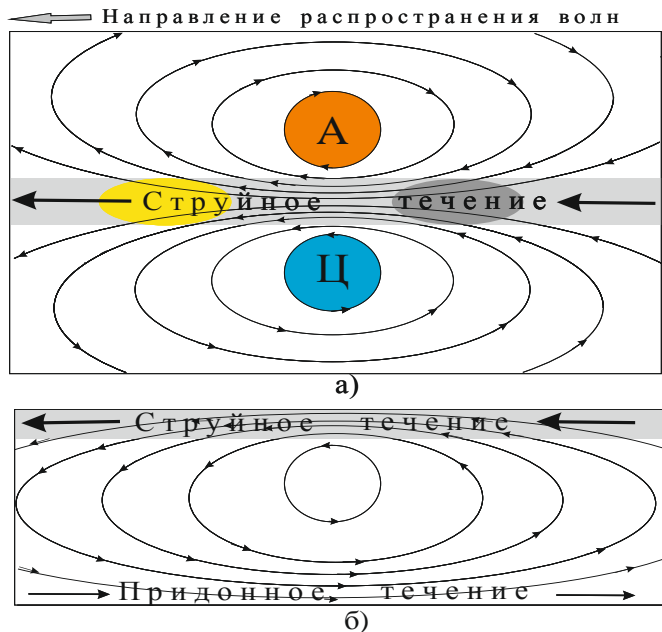


Рис. 81а, б. Изображены некоторые параметры волны солитона водного бассейна. Здесь: а) вид сверху на водный бассейн, б) вид на вертикальное сечение бассейна, проходящее через центральную часть волны, струйное течение, тонкие эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волны, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды водного бассейна, А – антициклон, центральная часть антициклонического движения воды, Ц – циклон, центральная часть циклонического движения воды. На

струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом.

Для описания волн солитонов, обратимся к рис. 81 а, б. Скорость движений частиц воды волн, скорость волновых течений пропорциональна плотности силовых линий. Наибольшая плотность силовых линий находится в центральной части волны, здесь скорости течений наибольшие. Область волны с такими большими скоростями течений называется струйным течением. Движения частиц воды различных волн происходят в режиме суперпозиции, т.е. независимых движений. В придонной части бассейна формируется противотечение, по направлению, обратное струйному течению. Справа от направления распространения волны и струйного течения частицы воды в волнах движутся антициклонически, образуя процесс конвергенции воды и поступления её с поверхности на глубину. Наиболее интенсивен этот процесс в центре антициклонического движения волны. На рис. 81а он изображён в виде круга, окрашенного оранжевым цветом и обозначен буквой, А, антициклон. Слева от направления распространения волны и струйного течения частицы воды в волне движутся циклонически, образуя процесс дивергенции воды и поступления её с глубины на поверхность бассейна. Наиболее интенсивен этот процесс в центре циклонического движения волны. На рис. 81а он изображён в виде круга, окрашенного синим цветом и обозначен буквой Ц, циклон.



## **Модель формирования волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы**

Для описания волн солитонов в водном бассейне овальной формы обратимся к рис. 82.

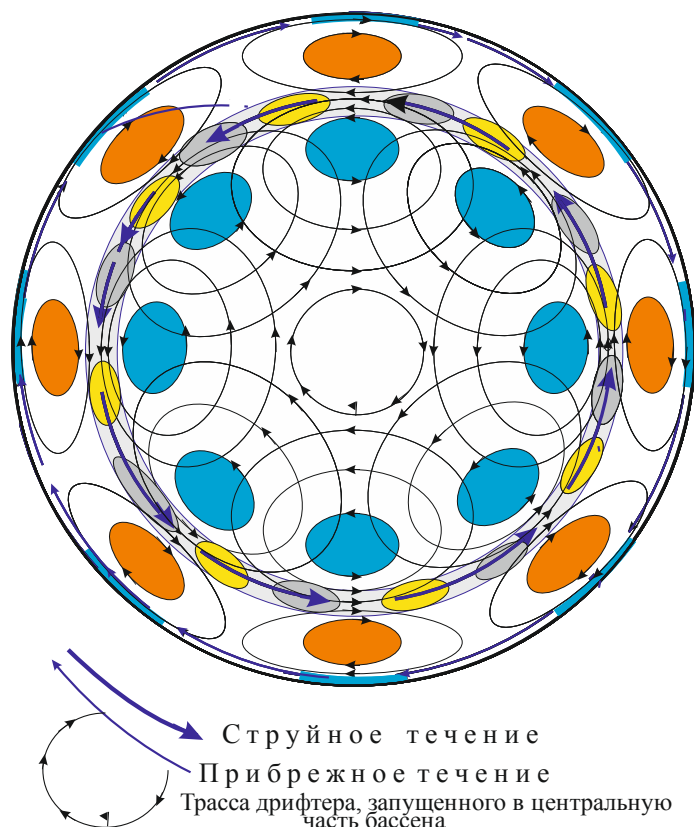


Рис. 82. Вид сверху на водную поверхность овального по форме водного бассейна. Представлены некоторые характеристики восьми волн солитонов. Здесь: тонкие эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волн, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды водного бассейна, эллипсовидной формы. Области, окрашенные оранжевым и синим цветом, – центральные области антициклонического и циклонического движения воды отдельных волн. На струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом, соответственно.

Область, оконтуренная струйным течением это область циклонических движений, дивергенции и подъёма воды с глубины на поверхность бассейна. Этот процесс называется апвеллингом. Голубым цветом окрашены области наиболее интенсивного развития этих процессов, здесь апвеллинг максимален. Область между струйным течением и берегом – область антициклонических движений, ковергенции и опускания воды с поверхности бассейна на глубину. Этот процесс называется даунвеллингом. Оранжевым цветом окрашены области наиболее интенсивного развития этих процессов, здесь даунвеллинг максимален. Вокруг этих областей может образоваться апвеллинг за счёт ковергенции воды с поверхности бассейна в центральную часть области максимальной ковергенции. В этом случае наиболее интенсивный апвеллинг развивается у берега. На рис. 82 он окрашен голубым цветом. Направление распространения волн совпадает с направлением струйного течения.

Для понимания исследований, которые будут изложены дальше, дадим описание некоторых свойств волновых процессов. При изучении волновых процессов принято пользоваться понятиями: среда существования волн и инородные тела. Среда существования волн в водных бассейнах – вода, она состоит из отдельных частиц, на уровне молекул воды. Инородные тела это всё то, что не относится к этим частицам. Например, в воде это планктон,

всевозможные взвеси, плавающие на поверхности воды и парящие внутри воды, тот же дрейфтер и др.

Волны водных бассейнов не переносят воду одно направленно, а только перемещают её в виде движений частиц воды по замкнутому контуру эллипсовидной формы относительно некоего положения равновесия. Движения частиц воды происходят в направлении силовых линий и под действием силового поля волн. Это так называемые орбитальные движения частиц воды. Эти движения частиц воды можно назвать волновым течением. При этом, наука не объясняет связи силы силового поля волн с волновым течением. Но можно утверждать, что частицы воды движутся в направлении силы силового поля волн водного бассейна. Поскольку дрейфтер движется под воздействием частиц воды, то можно считать, что направление движения дрейфтера и силы силового поля волн однонаправлены. Однако, трудно сопоставлять скорость движения дрейфтера с величиной движения воды. Но можно утверждать, что скорость волнового течения, движения воды существенно меньше скорости движения дрейфтера, скорее всего меньше на два-три порядка. Поэтому трудно судить о перемещении воды бассейна по параметрам движения дрейфтера. Этого, пожалуй, достаточно знать, чтобы интерпретировать в дальнейшем дрейфтерные наблюдения.

Теперь рассмотрим, на примере Чёрного моря и разных озёр возможность реализации в естественных условиях модели формирования волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы. Для этого используем различную информацию о Чёрном море, озёрах Германии, Канады и озере Байкал.

**Чёрное море.** С 2002г по 2014г в воды Чёрного моря было запущено около шестидесяти дрейфтеров. Трасса одного из них изображена на рис. 83а. Дрейфтер обошёл море вдоль берега за три месяца.

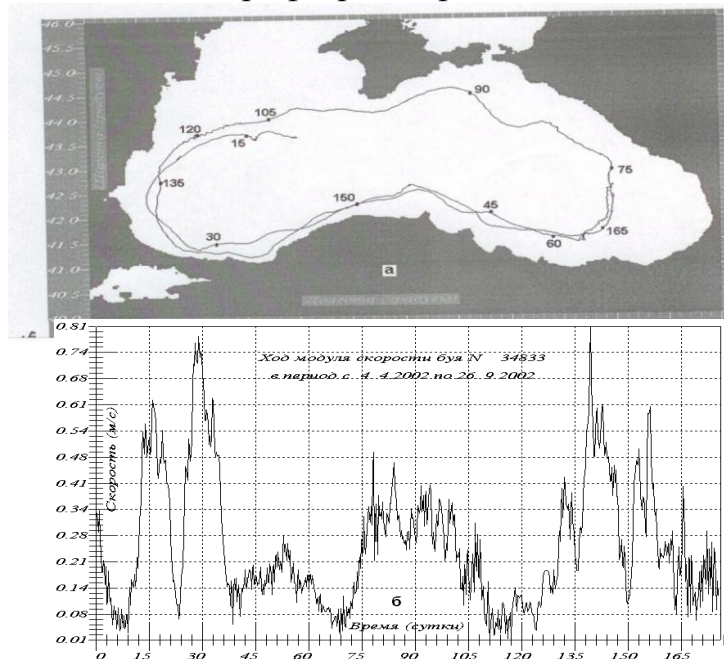


Рис. 83а, б. а) Трасса дрейфтера, запущенного, в воды Чёрного моря. Числа около точек: время движения дрейфтера с момента его запуска, в сутках, б) Модуль скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке.

Дрейфтером зафиксированы пульсации скорости его движения, созданные долгопериодными волнами, которые мы относим к волнам солитонам (рис. 83б). В Чёрном море были зарегистрированы долгопериодные волны. Их параметры такие: период 10 суток, длина ~ 100 км, по периметру моря укладывается ~ 20 волн, их скорость

распространения  $\sim 20$  см/с, распространяются вдоль берега, берег справа относительно направления распространения волн. Движение дрейфтера, изображённого на рис. 3а совпадает с направлением распространения волн. Предполагается, что скорость движения дрейфтера равна скорости течения.

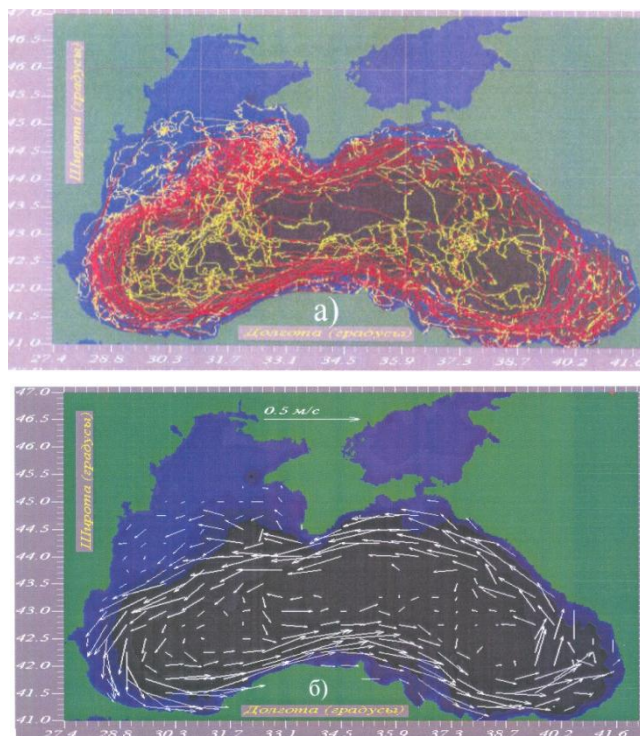


Рис. 84а, б. а) Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Чёрного моря. Красным цветом выделены участки трасс, в которых скорость движения дрейфтеров более 20 см/с.

б) Средние векторы движений дрейфтеров, построенные по ансамблю всех дрейфтерных наблюдений течений Чёрного моря.

Эта область с большими скоростями движений дрейфтеров называется Основным Черноморским течением, ОЧТ, оно соответствует струйному течению, изображённому на рис. 82.

Область внутри бассейна, ооконтуренная струйным течением – область дивергенции вод и подъёма их с глубины к поверхности бассейна, а область между берегом и струйным течением – конвекгенции вод и опускания их на глубину (рис. 82). Процесс подъёма вод к поверхности бассейна и опускания их на глубину, называются апвеллингом и даунвеллингом, соответственно. На рис. 85а это холодные воды внутри бассейна и тёплые ближе к берегу, они разделены ОЧТ. Области дивергенции и конвекгенции бассейна проявляются и в топографии Чёрного моря, на рис. 85б она окрашена синим, голубым цветом и коричневым, жёлтым цветом, соответственно.

Области конвекгенции и дивергенции вод, выделенные на этих двух рисунках, приблизительно совпадают. На этих рисунках просматриваются также области максимальных развитий этих процессов, они окрашены синим и коричневым цветом. Считается, что они сформированы вихрями циклонами и антициклонами.

Апвеллинг может образоваться также вокруг областей конвекгенции вод. Поверхностная вода с периферии области конвекгенции поступает в её центр и там опускается на глубину.



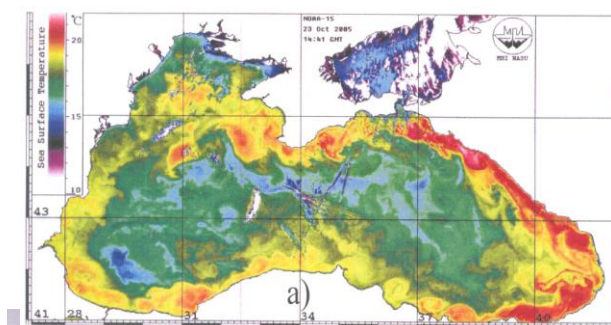
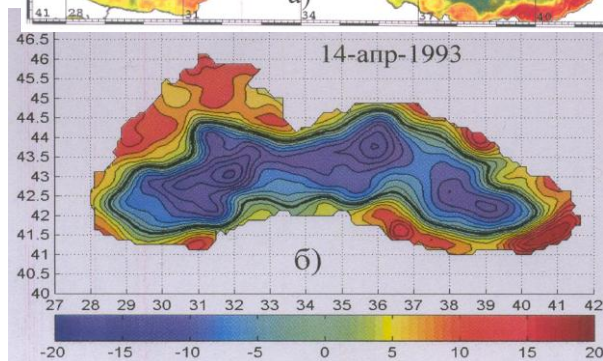
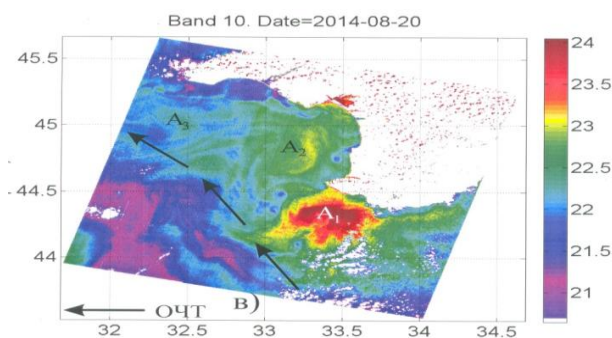


Рис. 85 а, б, в. а) Температура воды поверхности Чёрного моря, 23 окт. 2005г.



б) Топография поверхности Чёрного моря, построенная по альтиметрическим измерениям, 14.04.1993.



в) Температура воды у поверхности Чёрного моря около Южного берега Крыма, 20.8.2014.

За счёт этого в периферии области поднимается к поверхности глубинная вода, это апвеллинг. В этом случае наиболее интенсивный апвеллинг развивается у берега. Этот процесс просматривается в реальных условиях Чёрного моря (рис. 85в). Выделяются две хорошо заметных области конвергенции,  $A_1$ ,  $A_2$  с температурой воды в центре областей  $22,5 - 24^{\circ}\text{C}$ . Слабо просматривается в температуре воды процесс конвергенции  $A_3$ . Вокруг этих областей и у берега вода - более холодная, поступающая с глубины моря. Стрелками указано положение ОЧТ.

Далее в море выделяются области максимальной дивергенции и подъёма на поверхность глубинных вод с температурой ниже  $21^{\circ}\text{C}$ , окрашены синим цветом. Это апвеллинг, образованный конвергенцией и подъёмом на поверхность глубинных вод. Следует отметить, что температура поверхностных вод зависит не только от динамики вод, но и от потока тепла из атмосферы. Поэтому зависимость температуры поверхностных вод от динамики их бассейна хорошо прослеживается в случаях, когда потоки тепла из атмосферы малы, а это бывает не часто.

Обсудим кратко проблему интерпретации дрейферных измерений. Дрейферы предназначены для измерения движений воды, создаваемых градиентными, ветровыми течениями, а также движений воды в вихрях.

Считается, что скорость и направление перемещения воды и дрифтера одинаковы. Однако в реальных водных бассейнах существуют не эти движения воды, а волновые, точнее движения волн солитонов.

Отмечалось ранее, что по движениям дрифтера в волновом поле нельзя судить о величине перемещения масс воды, но только их направлении. К этому добавим, что нельзя уверенно судить и их направленности. Продемонстрируем это на двух примерах. На рис. 86а изображена трасса дрифтера, запущенного в воды Чёрного моря около его восточного берега, она антициклоническая. Силовое поле волн в этом районе моря имеет такую же, антициклоническую направленность, завихренность.

Но вот другой пример. На рис. 86б изображена трасса дрифтера, запущенного в воды центра восточной части Чёрного моря, она также антициклоническая.

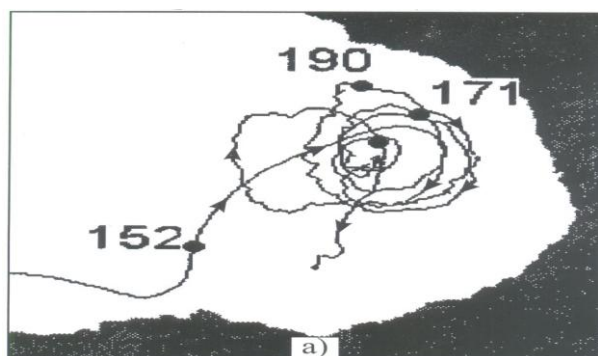
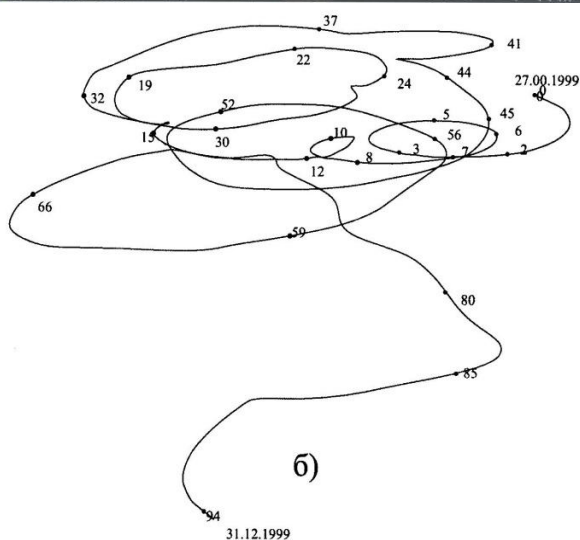


Рис. 86а, б. а) Трасса дрифтера, запущенного в воды Чёрного моря около его восточного берега.



б) Трасса дрифтера, запущенного в воды центра восточной части Чёрного моря.

Вместе с тем силовое поле волн в этой части бассейна имеет циклоническую направленность. Объясняется это просто. В первом случае дрифтер двигался преимущественно в силовом поле одной волны, а во втором случае – серии волн, охватывающих дрифтер. Объяснение этому можно получить из анализа рис. 82. Направленность движения дрифтера, его завихренность зависит от силового поля всех присутствующих в бассейне волн.

**Озёра Германии, Канады и озеро Байкал.** Рассмотрим теперь на примере озёр Германии, Финляндии, Канады и озера Байкал возможность реализации в естественных условиях модели формирования динамики водного бассейна

овальной формы волнами солитонами. Для этого воспользуемся информацией о динамике озёр [Кирилин 2018, Сутырина, 2018, Зырянов и др. 2018], из которой следует. Горизонтальные размеры большинства озёр не превышают нескольких километров. Так же как и в Чёрном море в центральных частях всех озёр и у берега существует апвеллинг, подъём глубинных вод к поверхности озёр, а между берегом и центральной частью озёр - даунвеллинг. Непосредственно около берега образуется апвеллинг. Такой вывод сделан путём анализа температуры воды озёр летом и зимой [Кирилин 2018, Сутырина, 2018, Зырянов и др. 2018]. Дрифтеры, запущенные в центральную часть озёр совершали антициклонические движения. Всё это находится в согласии с моделью формирования волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы.

Но объяснения динамики озёр неоднозначны. Представляют интерес исследования динамики озёр Германии, Финляндии, Канады, покрытых льдом [Кирилин 2018, Сутырина, 2018]. В этом случае исключается возможность существования в озёрах ветровых течений. Обычно весной лёд начинает таять в центральной части озёр и у берегов. Запущенные в центральных частях озёр дрифтеры совершают антициклонические движения, такие же, как и в Чёрном море (рис. 6б), и озёрах не покрытых льдом. Это находится в согласии с моделью формирования волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы.

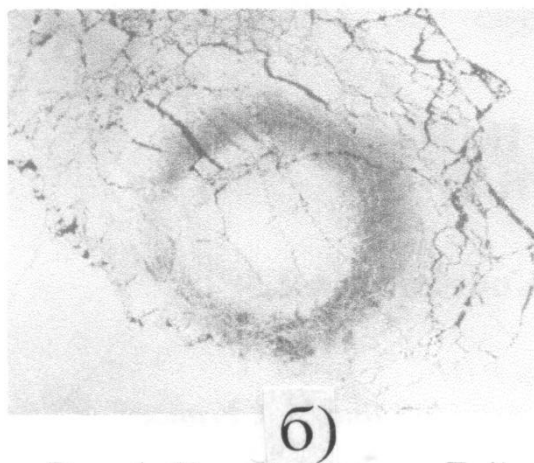
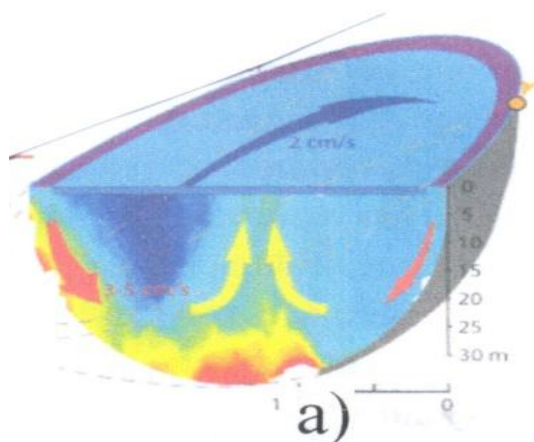
Считается, что в озерах существуют антициклонические вихри и дрейфтер движется в них антициклонически. Считается, что эти антициклонические движения вихря создают апвеллинг. Это противоречит представлениям о динамике вихрей: апвеллинг создаётся циклоническим вихрем или циклоническими движениями воды, а антициклонический вихрь или антициклонические движения воды создают даунвеллинг. Напомним, мы ранее по Чёрному морю такой вывод уже сделали. Значит, можно считать, что воды озёр совершают циклонические движения даже при антициклонических движениях дрейфтера.

По результатам исследований [Кирилин, 2018] была предложена схема динамики озера, покрытого льдом (рис. 87а). В центре озера светлыми стрелками обозначен апвеллинг, подъём тёплых глубинных вод к поверхности бассейна. Считается, что этот апвеллинг образован антициклоническим вихрем, о наличии которого исследователи судят по антициклоническому движению дрейфтеров. Из возможных причин генерации таких вихрей наиболее вероятным считаются сейшевые колебания или солитонно-подобные внутренние волны.

По склонам берегов красными стрелками обозначено движение растаявшей воды, поступающей в глубину озера, вниз. Считается, что эта растаявшая вода тёплая. О наличии здесь апвеллинга не указывается. Однако, из подписи к рис. 7а, вроде бы следует, что этот вихрь как-то связан с апвеллингом в центре бассейна озера и таянием льда у берега. О существовании апвеллинга в прибрежной части Чёрного моря и озёр говорилось. Именно апвеллинг является причиной раннего таяния льдов озёр.



**Ледовые кольца Байкала.** По спутниковым съёмкам часто обнаруживаются образования во льдах оз. Байкала, которые получили название: “Ледовое кольцо Байкала” (рис. 87б). На снимке (рис. 87б) зафиксирована поверхность озера Байкала, покрытая льдом. На фоне относительно светлой



поверхности озера, выделяется образование в форме кольца более темного цвета. Диаметр кольца 5 – 7 км, толщина кольца ~ 1 км. Аналогичные кольца были зарегистрированы и на озере Хубсугул в Монголии. Но в данном случае речь пойдёт о кольцах Байкала.

Рис. 87а, б. а) *Схема экманового вихря при таянии прибрежного льда в озёрах.*

б) *“Кольцо” во льду Байкала [Зырянов и др., 2018].*

Выяснилось, что кольца образуются регулярно в одном и том же месте. Установлено, что по кольцу лёд тонкий, 20 – 30 см, а внутри кольца и вне его - толстый, до одного метра. По гидрологическим измерениям течений и термической структуры вод установлено, что под кольцом находится антициклонический вихрь, который и доставляет более тёплую глубинную воду к нижней поверхности льда, что и приводит к вытаиванию льда снизу. Здесь же опять

проявляется непонимание динамики вихревых образований. Как уже объяснялось, в антициклоне вода опускается, но не поднимается. Но в данном случае вода поднимается. Тогда возникает другой вопрос: “почему лёд вытаивается только по кольцу, а не во всей внешней области внутри кольца?”

Такой вопрос задаёт и автор [Кирилин, 2018] и дают этому такое объяснение. В озере может существовать цилиндрический вихрь, в котором вращательные движения воды должны существовать только внутри стенок вихря, а вне их - отсутствовать. Эти движения воды внутри стенок вихря подают тёплую глубинную воду к нижней поверхности льда и вытаивают его. В этом случае диаметр кольца должен быть равен диаметру вихря, а толщина кольца приблизительно равна толщине стенок вихря. Механизм образования вихрей авторы не знают.

Возможность существования таких вихрей в реальности у нас вызывает сомнение. Считается, что движения дрейфтера в вихре эквивалентны движениям воды в нём. Тогда, если бы существовал такой цилиндрический вихрь в реальности, то существовали бы однородные вращательные циклические движения дрейфтера только внутри стенок кольца, а за его пределами - они

отсутствовали бы. Вместе с тем наблюдается иное - дрифтер совершает движения во всей области, оконтуренной кольцом и, при этом, весьма хаотичные, типа изображённых на рис. 86б.

Мы считаем, что “кольца” Байкала и других озёр, где они существуют, образованы волнами солитонами. Чтобы понять, как это происходит, обратимся к рис. 82. На нём выделены овальной формы области максимального апвеллинга, подъёма глубинной воды, которая зимой тёплая, окрашена синим цветом. Эта вода подтаивает зимой лёд озера. Эти области перемещаются со скоростью волн в водном бассейне, в данном случае в Байкале, где они движутся по окружности, и по пути своего движения вытаивают лёд. Кольца Байкала, такие удивительные образования формируют волны солитоны, о которых человечество мало что знает.

Кажется, нам успешно удалось продемонстрировать нашу концепцию динамики замкнутого водоёма (моря, озера), согласно которой основные динамические процессы в замкнутых морях и озёрах формируются волнами солитонами.

## **Глава XIX. О течениях и долгопериодных волнах Мирового океана, их измерении (лекция на “Морские семинары” МГУ, Бондаренко А.Л.)**

Современная наука о Мировом океане считает, что его динамика определяется в основном течениями и долгопериодными волнами. Популярна такая трактовка течений и волн: это движения частиц воды. В течениях, частицы объединены в некий объём воды и их движения в целом поступательны, однонаправлены, течениями поступательно переносится масса воды. В волнах частицы воды в режиме суперпозиции совершают возвратно-поступательные, колебательные движения относительно неподвижного центра равновесия, своего для каждой частицы. Волны массу воды поступательно, однонаправленно не переносят. Это отличие волн от течений – не единственное, но существенное.

**Течения.** Течения следует рассматривать, как квазивынужденный процесс, для создания которого требуются усилия большой мощности, мощность потерь энергии соизмерима с мощностью усилий. В этих процессах выполняются условия:  $E_{ит} \sim E_t + E_{пт}$ ,  $N_{ит} \sim N_t + N_{пт}$ . Здесь:  $E_{ит}$  – энергия источника течений,  $E_t$  – энергия течений,  $E_{пт}$  – потери энергии в течениях,  $N_{ит}$  – мощность источника течений,  $N_t$  – мощность течений,  $N_{пт}$  – потери мощности в течениях.

Наука о течениях не может убедительно и доказательно объяснить, откуда берётся энергия, необходимая для создания океанических течений, обладающих огромной энергией. Так, по нашим расчётам, энергия передаваемая течениям ветром составляет всего  $\sim 10^{-4} - 10^{-3}$  энергии течений.

**Долгопериодные волны.** Это резонансный, энергонакопительный процесс. Волны большой мощности могут быть созданы, и далее существовать, в результате продолжительного действия источника малой мощности. В этом случае не ставится вопрос, откуда берётся энергия для создания волн большой

мощности. Такие маломощные источники, способные создать волны, можно назвать, и даже несколько, но об этом пойдёт речь далее. Однонаправленные, поступательные движения воды в волнах отсутствуют. В волнах выполняются условия:  $E_{ив} \sim E_v + E_{пв}$ ,  $N_{ив} \ll N_v + N_{пв}$ . Здесь:  $E_{ив}$  – энергия источника волн,  $E_v$  – энергия волн,  $E_{пв}$  – потери энергии в волнах, они крайне малы,  $N_{ив}$  – мощность источника волн,  $N_v$  – мощность волн,  $N_{пв}$  – мощность потерь волн,  $N_{пв} \sim N_{ив}$ .

Следует внести ясность в излагаемую проблему. Понятие «течения», океанические или морские, двояко. Во-первых, это океанические или морские динамические образования, в которых огромная масса воды вовлечена в движения. К ним относятся крупномасштабные течения, среди которых всем известные: Гольфстрим, Кurocиo, мощные экваториальные течения и т.д. Второе понятие «течения» мы уже сформулировали его так: это движения частиц воды, объединённых в некий объём воды и их движения в целом однонаправлены, течениями однонаправлено переносится масса воды. После этого пояснения понятно, где речь идёт о течениях, как о динамических образованиях, а где о движениях воды.

Автором данного описания установлено, что в Мировом океане течения, движения воды не существуют, а точнее они крайне малы и практически не участвуют в динамике океана. Динамику океана в основном определяют долгопериодные волны. Можно сформулировать так: течения, как динамические образования сформированы долгопериодными волнами. Это, конечно, удивит читателя, поскольку он привык к иному: течения, несомненно, существуют и в основном они определяют динамику океана. Объясняется это тем, что мыслящее человечество привыкло с течениями связывать поступательные движения масс воды. На присутствие поступательных движений воды, течений в океанах и морях, вроде бы, указывает однонаправленное, поступательное перемещение плавающих в них предметов, в частности, дрифтеров. Исследователь обычно считает: поскольку дрифтер поступательно перемещается, значит, он переносится течениями, значит, течения существуют.

Исследования автора описания показали, что динамика волн такова, что поступательные движения плавающих в воде предметов, могут создаваться долгопериодными волнами, в которых поступательные движения воды отсутствуют. Исследователь этого не знает и, зачастую, делает неверный вывод: по поступательному, однонаправленному движению дрифтеров судит о присутствии в Мировом океане течений, переносящих массу воды. Далее, обо всём будет изложено обстоятельно, более подробно и с доказательствами.

**Океанические течения.** В океанах принято существование термохалинных, градиентных и ветровых течений.

Первым объяснил природу океанических течений Аристотель (V в. до н. э.). Он видел аналогию океанских течений с течениями рек, в которых воды обладают свойством перемещаться от мест расположенных выше в места расположенные ниже. Фактически это градиентные течения, вызванные горизонтальным градиентом давления, обусловленным наклоном уровня океана, моря. Сейчас их

называют термохалинными течениями, поскольку уровень океана зависит, как предполагается, от плотности воды, а она, в свою очередь, зависит от температуры и солёности воды. Аристотель полагал, что причина океанических течений кроется в гидрологическом цикле. Испарения в тропиках, по его мнению, понижают уровень океана, а дожди в приполярных областях, его повышают. В результате морские воды перемещаются от высокого уровня в полярных областях, к более низкому уровню в тропиках [Фащук, 2002].

Но после освоения течения Гольфстрим мыслящее человечество стало понимать, что воды Гольфстрима перемещаются не с Севера на Юг, наоборот, с Юга на Север. Тогда в XVIII в. англичане Ричард Кирван и Бенджамин Томсон высказали предположение о том, что течения поддерживаются за счёт различий уровня воды, обусловленного не осадками и испарением, как считал Аристотель, а плотностью морской воды. На Юге вода тёплая и менее плотная, чем на Севере [Фащук, 2002]. Поэтому уровень океана на Юге выше, чем на Севере и воды должны перемещаться с Юга на Север.

Первым, кто предположил, что течения могут быть дрейфовыми, ветровыми был англичанин Уильям Дампир [1699 г].

В начале двадцатого века такие представления о течениях были математически описаны норвежскими учёными Сандстрёмом и Хелланд-Хансеном, а также немецким учёным Экманом. Им был присвоен статус теорий - градиентных, геострофических [Sandström, Helland-Hansen, 1903], и ветровых течений [Ekman, 2006]. Эти представления безальтернативно просуществовали до семидесятых годов XX-го века, популярны они и сейчас.

**Долгопериодные волны.** В начале семидесятых годов XX-го века в океанах начали выполняться репрезентативные измерения течений, по которым были обнаружены мощнейшие динамические образования - долгопериодные волны, названные волами Россби в честь выдающегося американского учёного - геофизика шведского происхождения Карла Густава Россби [Атлас ПОЛИМОДЕ, 1986]. Практически те же самые волны в зоне, близкой к берегу, стали называться континентальными шельфовыми волнами [Гилл, 1986, Ле Блон, Майсек, 1981].

Позже такие же образования были обнаружены Советскими исследователями в замкнутых морях - Каспийском и Чёрном [Бондаренко, 1994, Иванов, Янковский, 1993].

Следует отметить, что в 1939 г. К. Россби опубликовал исследования с описанием волн с новой динамикой, которые назвал своим именем, волны Россби [Rossby, 1939]. Он предположил возможность их существования в атмосфере и океане.

Анализ измерений течений, т. е. орбитальных движений частиц воды волн Россби и океанических течений подсказал учёным, что волны и течения должны быть физически связаны. Одни считали, что волны Россби сформированы неустойчивостью крупномасштабных течений. По мнению других - крупномасштабные течения формируются волнами в результате передачи их энергии течениям. Вторая точка зрения более популярна. В основном рассматривались два механизма формирования течений: отрицательной вязкости и

нелинейного взаимодействия волн, т.е. механизмы медленной передачи энергии волн течениям, так называемый механизм “накачки” [Лаппо, 1979, Монин, 1978, Монин и др., 1974, Гилл, 1986, Ле-Блон, Майсек, 1981]. Как видим, ещё в семидесятых годах прошлого века некоторые учёные усомнились в безальтернативности представлений о течениях, как только ветровых, дрейфовых и градиентных.

Особо следует выделить исследования С.С. Лаппо, который показал определяющую роль долгопериодных волн в динамике океана [Лаппо, 1979].

Однако объяснения формирования течений волнами не получили должного развития из-за их недоказанности экспериментально и консервативности учёных, их склонности придерживаться прежних представлений о явлениях. К моменту открытия волн Россби в Мировом океане мнение о ветровой и градиентной, геострофической природе течений прочно закрепилось в науке, как единственно верное. Абсолютное большинство учёных и сейчас считают, что океанические течения только градиентные, геострофические и ветровые.

В 2010 г автором описания было установлено, что наблюдаемые в Мировом океане долгопериодные волны имеют кинематику волн солитонов, но не волн Россби, как принято [Бондаренко, 2013]. Более того, было установлено, что практически вся динамика Мирового океана сформирована волнами солитонами, но не течениями. Далее обо всём этом, более подробно и доказательно.

**Океанические долгопериодные волны, волны солитоны.** В [Бондаренко, 2013] экспериментально обоснованно показано, что долгопериодные волны океанов и морей следует отнести к волнам солитонам, но не Россби. Также показано, что динамика Мирового океана и атмосферы формируется преимущественно этими волнами. Волны солитоны это некие энергетически устойчивые волновые образования, которые существуют во многих средах, в Мировом океане, и атмосфере, тоже [Бондаренко, 2013, Незлин, 1986, Ньюэлл, 1983]. Волны заполняют весь объём Мирового океана и существуют в режиме взаимной связи

волн между собой и устойчивого резонансного возбуждения. Время жизни и установления волн большое, более десяти лет. Источник формирования волн назвать трудно, поскольку в реальности наблюдаются установившиеся волны, в которых связь с возможным источником не проявляется.

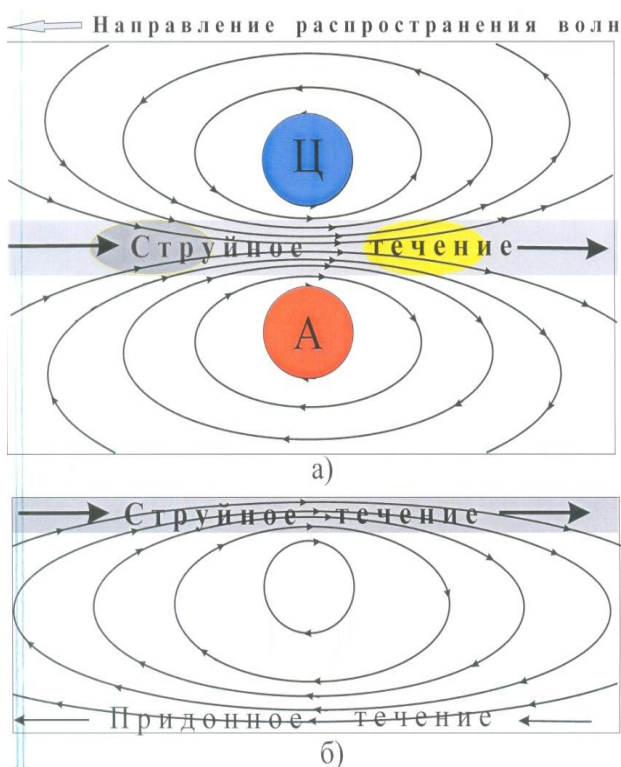


Рис. 1 а, б. Волна солитон. Изображены параметры волны солитона водного бассейна. Здесь: а) вид сверху на водный бассейн, б) вид на вертикальное сечение бассейна, проходящее через центральную часть волны, струйное течение. Тонкие



эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волны, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды в волне, А – антициклон, центральная часть антициклонического движения воды, Ц – циклон, центральная часть циклонического движения воды. На струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом.

Но можно предположить, что таковыми могут быть: колебания атмосферного давления, приливообразующие силы, нутационные колебания Земли [Бондаренко, 1983, Ле Блон П., Майсек Л., 1981, Косарев, 2012]. Наглядное представление о поведении и закономерностях развития волн солитонов можно получить, изучив рис. 1а, б. Скорость движений частиц воды волн, скорость волновых течений прямо пропорциональна плотности силовых линий. Наибольшая плотность силовых линий находится в центральной части волны, здесь скорости течений наибольшие. Эта область называется струйным течением. В придонной части бассейна формируется противотечение, по направлению, обратное струйному течению. Справа по направлению распространения волн частицы воды в волнах движутся циклонически, образуя процесс дивергенции воды и поступления её с глубины на поверхность океана, он называется апвеллингом. Он наиболее интенсивен в центре циклонического движения волны, на рис. 1а изображён в виде круга, синего цвета, обозначен, Ц - циклон. Слева от направления распространения волны, частицы воды в волнах движутся антициклонически, образуя процесс конвергенции воды и поступления её с поверхности на глубину, процесс этот называется даунвеллингом.

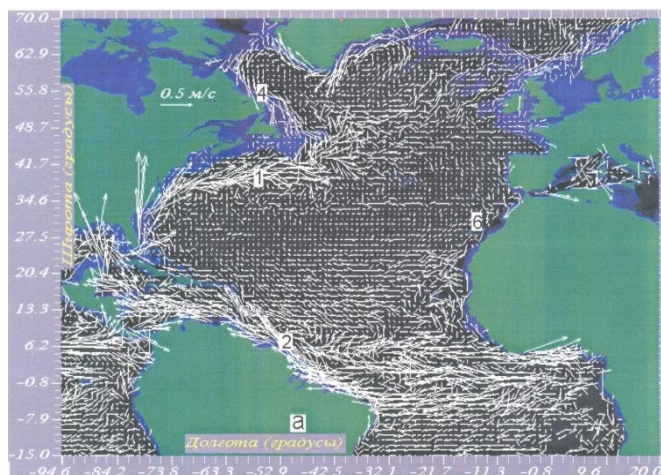


Рис. 2. Векторы средних по ансамблю дрейтерных наблюдений течений (фактически движений дрейтеров) Атлантического океана Северного полушария.

Наиболее интенсивен этот процесс в центре антициклонического движения волны, на рис. 1а изображён в виде круга оранжевого цвета и обозначен, А - антициклон. В открытом океане волны распространяются в западном направлении. Так “выглядят” волны в океане от северных его границ до  $25^0$  с. ш.

От этой границы и до Экватора волны солитоны имеют другие характеристики: направление распространения волн совпадает с направлением струйного течения, антициклоническая область движения частиц воды в волнах находится справа от направления распространения волны, циклоническая - слева. В открытом океане волны везде распространяются в западном направлении. Для удобства изложения текста доклада, волны севернее  $25^0$  с. ш. будем называть



Северными волнами солитонами, а южнее этой широты – Южными. По ширине фронта волн в этих границах укладывается две волны.

***Океанические волны солитоны и формирование ими “течений”, топографии поверхности и температуры поверхностных вод океана, влияние волн на погоду и климат Земли.***

Рассмотрим проблему, обозначенную в заголовке лекции на примере поведения волн солитонов Атлантического океана Северного полушария. Параметры северных волн солитонов: длина в открытом океана ~ 1000 км, период ~ 40 сут., скорость распространения ~ 10 см/с, длина в зоне близкой берегу ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с. Параметры южных волн солитонов: в открытом океана, длина ~ 1000 км, период ~ 30 сут., скорость распространения ~ 60 см/с, в зоне близкой берегу, длина волны ~ 400 км, период ~ 15 сут., скорость распространения ~ 10 см/с.

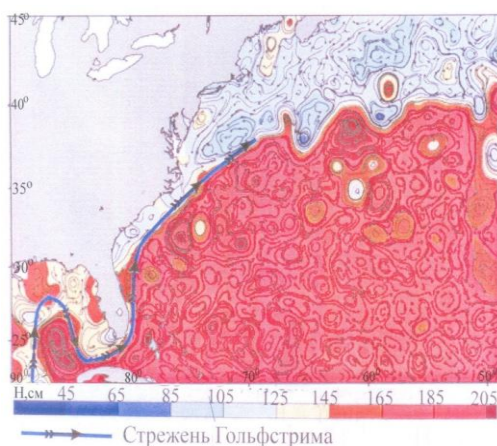


Рис. 3. Мгновенная топография поверхности океана в районе Гольфстрима, построенная по альтиметрическим измерениям

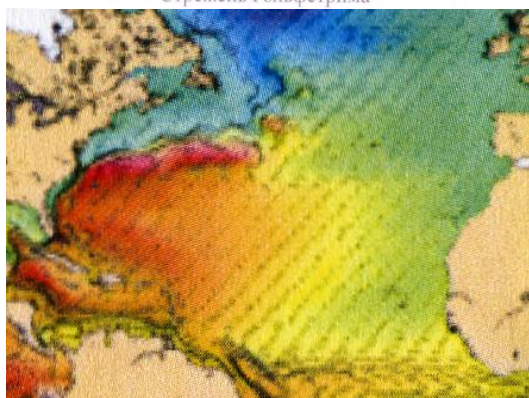


Рис.4. Осреднённая по времени топография поверхности воды Северного полушария Атлантического океана.

Струйные течения южных волн солитонов образуют: Северное пассатное течение в тропической зоне, ~ 6° с. ш., Гвианское течение вдоль берегов Южной Америки, переходящее в Юкатанское течение в Мексиканском заливе (рис. 2.). Юкатанское течение находится в зоне влияния южных и северных волн солитонов, и создано этими волнами. Северные волны солитоны формируют течение Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение, которое доходит до берегов Великобританских о-в и Норвегии.

Этой системе течений соответствует фронтальная область, разделяющая различные водные массы, поведение которых сформировано антициклоническими

и циклоническими движениями воды Северных и Южных волн солитонов и хорошо “просматривается” в топографии поверхности океана (рис. 3, 4).

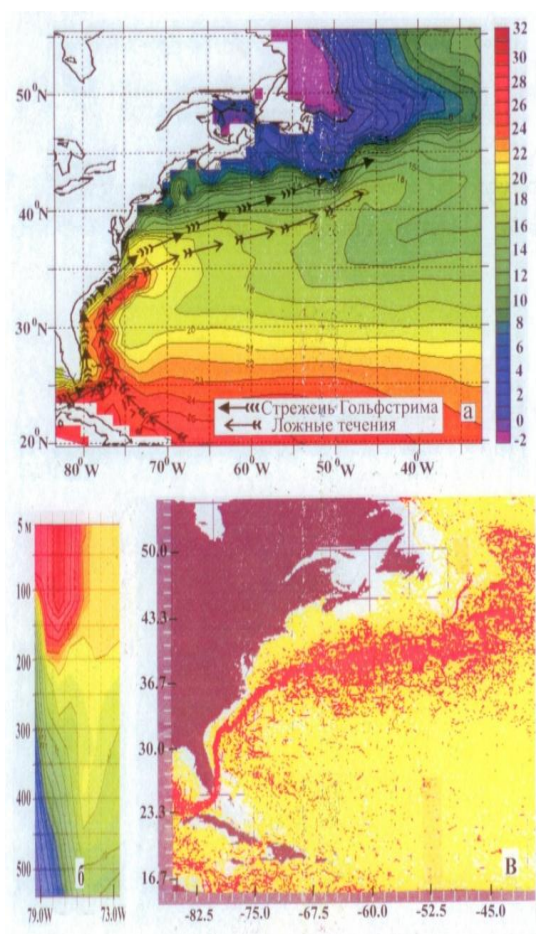


Рис. 5а, б, в. а) Температурное поле воды в изотермах северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, 5 февраля 1997 г, числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по 29°N между пунктами 80°W и 72,5°W. в) Течения Гольфстрима, красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50см/с.

Воды справа от направления течений назовём тёплыми, они окрашены тёмными, коричневыми цветами, а слева – холодными, окрашены светло голубым и белым цветом. Движения воды в тёплых водах имеют антициклоническую направленность, они конвергентны, поверхностные воды опускаются на глубину, это даунвеллинг, а в холодных – циклоническую направленность, они дивергентны, глубинные воды поднимаются к поверхности океана, это апвеллинг.

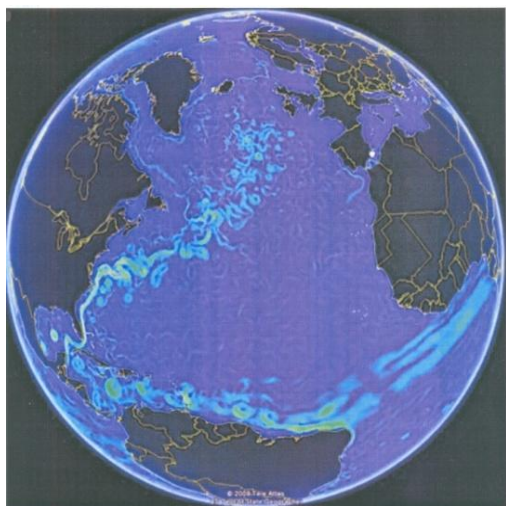


Рис. 6. Течения Северного полушария Атлантического океана, рассчитанные диагностическим методом по топографии поверхности океана (Морские течения, You Tube). По расположению они схожи с естественными течениями (рис. 2).

Топография поверхности океана зависит от интенсивности этих движений. Среднее положение уровня воды тёплых вод, выше – холодных  $\sim 80$  см. Максимальные различия положений поверхности воды  $\sim 150$  см. Вся поверхность тёплых вод заполнена образованиями овальной формы, которые условно назовём возвышенностями, поверхность холодных вод заполнена формами, которые назовём впадинами. Положение поверхности воды течений Гольфстрима, Юкатанского, Северо-Атлантического везде почти одинаково,  $\sim 140$  см. Можно допустить, в остальных течениях, оно такое же.

Формирование океаническими волнами солитонами температурного поля поверхностных вод океана можно продемонстрировать на рис. 4а, б, в. Изображено температурное поле воды северо-западной части Атлантического океана на глубине 5 м, в изотермах. В целом температура воды уменьшается с юга на север, на юге изотермы параллельны параллелям.

Стрелками отмечен стрежень Гольфстрима и стрежень “ложного течения” Гольфстрима. Справа от Гольфстрима и параллельно ему, существует “язык” тёплой воды, направленный на северо-восток. Справа от Гольфстрима вода тёплая, в языке – очень тёплая, а слева холодная. Теплая вода сформирована конвергенцией вод, создаваемой волнами солитонами, а очень тёплая вода в языке – усиленной конвергенцией воды в волнах. Холодная вода слева от Гольфстрима сформирована дивергенцией вод в волнах и подъёмом холодных вод с глубины на поверхность океана. Справа и слева по направлению струйного течения волн солитонов существуют движения воды циклонической и антициклонической направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом волны активно участвуют в тепловом взаимодействии океана с атмосферой, а отсюда и в формировании погоды и климата Земли.

**Натурная информация о течениях и долгопериодных волнах.** Далее на основе анализа натурной информации будет доказано существование в Мировом океане волн солитонов и отсутствие течений, переносящих массы воды.



Рис. 7. Схема циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике [Стоммел, 1942].

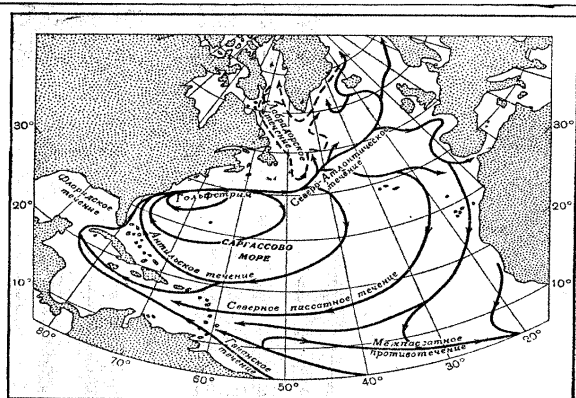


Рис. 8. Схема основных черт циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике, по Свердрупу, Джонсону и Флемингу [Стоммел, 1942].



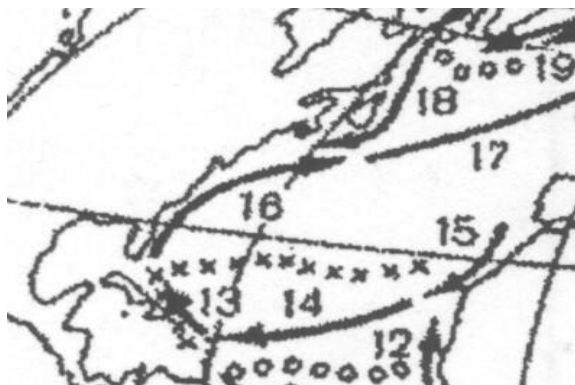


Рис. 9. Часть схемы течений Мирового океана [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987].

Это продемонстрируем на примере течений Гольфстрима. Формирование Гольфстрима объяснил В.Франклин в 1770г [Стоммел, 1942]. Согласно его

представлениям, Северо-пассатные течения нагоняют воды в Мексиканский залив, в результате чего уровень воды в нём становится выше, чем за его пределами, в Атлантическом океане.

В результате этого из Мексиканского залива через Флоридский пролив в Атлантический океан в виде течения Гольфстрим поступает вода. Гольфстрим образован водами Мексиканского залива. Позже существовали схемы течений, отражающие такой взгляд на формирование Гольфстрима (рис. 7).

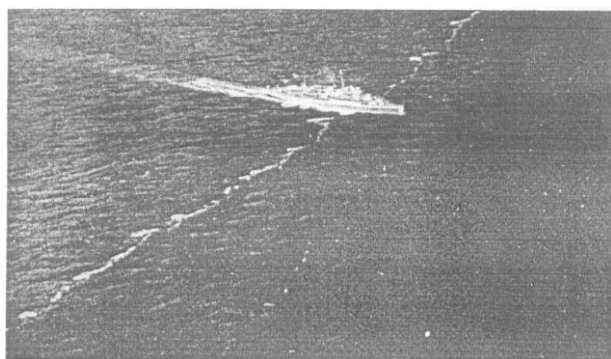


Рис. 10. Судно, на котором А.Стоммел выполнял исследования Гольфстрима. Судно расположено на ленте саргассовых водорослей, на  $40^{\circ}$  с. ш. и  $63^{\circ}$  з. д.

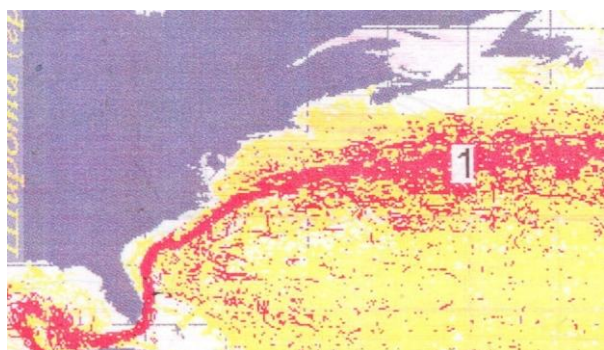


Рис. 11. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, скорости движения которых превышали 50 см/с. Цифра 1 - место, в котором был сделан фотоснимок (рис. 10).

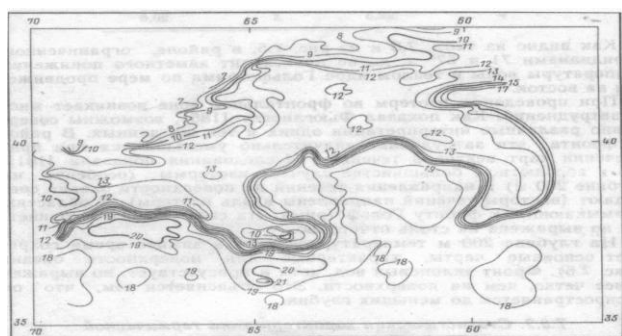


Рис. 12. Поле температуры на глубине 200 м, зимой 1963 г. Выделяется гидрологический фронт, область с значительными изменениями температуры с расстоянием [Бурков, 1988].

В начале позапрошлого века было установлено, а позже неоднократно подтверждено, что в Гольфстриме вод Мексиканского залива нет, а только воды Саргассова моря и склоновые воды со стороны материка - Северная Америка. Возникли две концепции: одна. Гольфстрим состоит в основном из вод Саргассова моря и склоновых вод, а вод Мексиканского залива в нём очень мало (рис. 8) и другая, Гольфстрим состоит только из вод Саргассова моря и склоновых вод (рис. 9).

Представляет научный интерес информация, приведенная в [Стоммел, 1963] и изображенная на фотоснимке (рис. 10). Снимок сделан в центре Гольфстрима (рис. 11). Положение ленты и гидрологического фронта Гольфстрима (рис. 12) совпадают. По сведениям [Стоммел, 1963] подобные ленты наблюдаются и в других частях Гольфстрима. Гидрологический фронт разделяет, в данном случае, воды Саргассова моря и склоновые воды.

Возникает вопрос! В Гольфстрим, вроде бы, поступают только воды Мексиканского залива, что видно из схем течений (рис.2. рис. 10), а в нем этих вод нет, но только воды Саргассова моря и склоновые материковые воды (рис. 9, рис. 11). Как это можно объяснить? Объяснение такое! На рис. 2, 3 фактически изображены не течения, как перемещения масс воды, а движения дрифтеров, обусловленные действием силового поля волн. Масса воды в волнах не переносится. Таким образом, в волнах масса воды однонаправлено не переносится, а дрифтер однонаправлено движется. Этим и объясняется отсутствие в Гольфстриме вод Мексиканского залива. Это будет рассмотрено более обстоятельно в следующем разделе.

### ***Об измерениях различных параметров течений и волн***

Придётся повторить начало данного описания. Часто встречаешься с такой трактовкой течений и волн: это движения частиц воды. В течениях, частицы объединены в некий объём воды и их движения в целом однонаправлены, течениями однонаправлено переносится масса воды. В волнах частицы воды в режиме суперпозиции совершают колебательные движения относительно неподвижного центра равновесия, волны массу воды однонаправлено не переносят. Средой существования этих процессов является вода. Всё, что оказывается в воде, но таковой не является, следует рассматривать, как инородные тела. Сюда можно отнести и дрифтеры, а также измерители течений, установленные стационарно.

В течениях, дрифтер, в режиме присоединённой массы воды, движется вместе с водой. По движению дрифтера существует возможность определить пути движения некоторых объёмов воды, а отсюда, скорость и направление их движения. По показаниям измерителя течений, установленного неподвижно, можно определить объёмы вод, перемещающихся в различных направлениях.

В волнах процесс взаимодействия волн и инородных тел происходит иначе, его можно описать так. Силовое поле волн действует на частицы воды силой

пропорциональной плотности силовых линий. В свою очередь частицы воды действуют на дрейфтер или прибор. Дрейфтер движется, а прибор изменяет свои показания под влиянием действий на него частиц воды. В настоящее время наука не даёт ответа, что представляют собой движения частиц воды в волнах, как соотносятся параметры волн с движением частиц воды в них, величиной движения дрейфтера или показаниями приборов. Важно понимать: волны не создают пространственных перемещений воды, а лишь небольшие возвратно поступательные движения частиц воды вокруг некоего центра равновесия.

Для пояснения изложенного, продемонстрируем поведение дрейфтеров в разных условиях водных бассейнов.

**Океанические волны солитоны Гольфстрима.** Океанические волны солитоны в открытом океане распространяются в западном направлении. Достигая берега, трансформируясь, они распространяются вдоль него в южном направлении. По мере движения волн к берегу, удельная их энергия увеличивается. Параметры волн таковы. Длина волн в открытом океане соизмерима с тысячью км, период - 40 суток. Но у берега они меньше. Так, в районе Гольфстрима их период равен  $\sim 20$  суток, а длина  $\sim 400$  км.

На рис. 13а, б изображены силовые линии, линии тока волн солитонов, в частности, Гольфстрима и его окружения, т. е. направление силы, действующей на частицы воды. Волны движутся в противоположную сторону направления течения Гольфстрим. Величина силы пропорциональна плотности силовых линий. В Гольфстриме плотность линий тока наибольшая в волне, соответственно, и скорости наибольшие, достигают 3 – 4 м/с, в то время как за пределами Гольфстрима они невелики,  $\sim 10$  см/с.

Считается, что Гольфстрим переносит теплые воды Мексиканского залива или Карибского моря к берегам Европы и в Северный Ледовитый океан. Покажем, что это не так. Гольфстрим не переносит воды в пространстве, а поэтому не обогревает Европу и Северный Ледовитый океан. Для доказательства этого рассмотрим, как измеряются течения. В фиксированный момент времени в точках 1, 2, 3, 4, расположенных между волнами, скорости движения дрейфтера равны нулю, а в точках I, II, III – максимальны. Мы задавали вопрос, что заставляет Гольфстрим останавливаться, затем набирать скорость и снова останавливаться? И вот ответ: долгопериодные волны солитоны. Такое распределение скоростей движения дрейфтера в волнах фиксируется дрейфтером или стационарно установленным в потоке прибором, как пульсирующее течение, аналогичное изображённому, рис. 14 и 15.

При фильтрации этого пульсирующего течения путём осреднения измерений по времени, равному периоду волны, выделяем высокочастотную, волновую и низкочастотную, квазипостоянную часть течений. Эта низкочастотная часть есть средняя величина волнового течения. Эту среднюю часть, полученную в результате фильтрации волновых течений, исследователи ошибочно относят к крупномасштабным течениям.



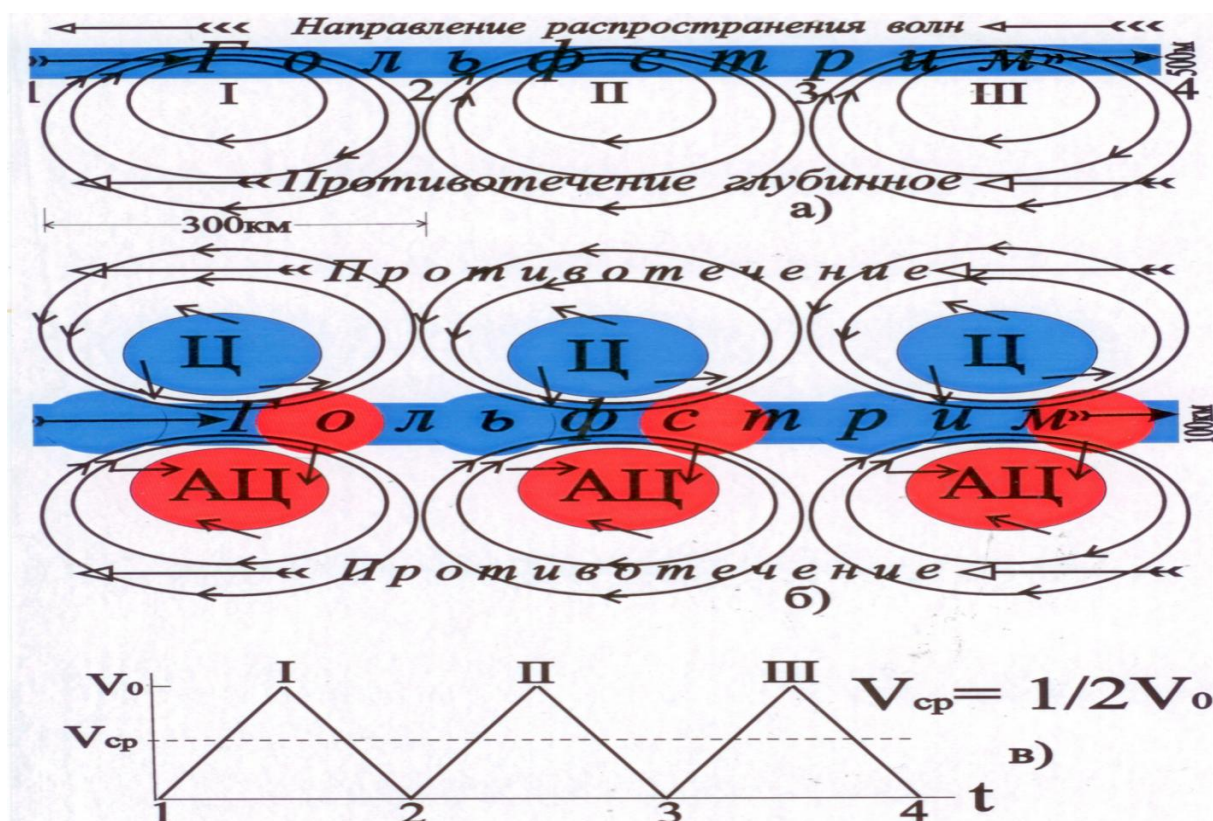


Рис. 13а, б, в. Линии тока, силовые линии в виде эллипсов долгопериодных волн солитонов в вертикальной плоскости, проходящей через Гольфстрим, что одно и то же, через центр волн (а) и в горизонтальной плоскости у поверхности воды (б). Стрелки на силовых линиях – направление силы, действующей на частицы воды. АЦ – антициклон, антициклональное движение воды, область конвергенции, даунвеллинга и опускания на глубину тёплой воды. Ц – циклон, циклональное движение воды, область апвеллинга, дивергенции и подъёма холодной воды с глубины океана на его поверхность. Красными и синими кружками выделены области опускания тёплой воды с поверхности океана на глубину и подъёма холодной воды с глубины на поверхность, создаваемые джвертикальными движениями частиц воды волн. Максимум модуля скорости движения дрифтёра соответствует моментам I, II, III, и т.д., а минимум - 1, 2, 3, 4 и т.д.  $V_0$  – амплитуда модуля скорости движения дрифтёра,  $V_{ср}$  – модуль средней скорости движения дрифтёра,  $t$  – время (а).

Присутствие в океане волновых течений вносит существенную погрешность в измерения крупномасштабных течений. Может оказаться и так, что крупномасштабных течений нет, а мы ложно их “фиксируем”, принимая за них среднюю скорость волновых течений, равную

$$V_{ср} = KV_0, \quad K=1/2.$$

Таким образом, если регистрируем течения, в которых присутствуют волновые течения, и величина выделенных низкочастотных течений будет равна  $1/2V_0$ , то это значит, что квазипостоянных, крупномасштабных течений нет, а есть только волновые. В реальности так оно и есть.

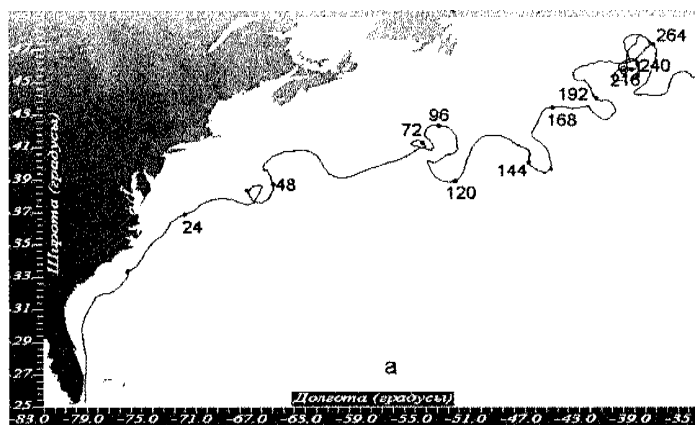


Рис. 14. Трасса дрейфтера, запущенного в воды Гольфстрима. Числа около точек – время движения дрейфтера в сутках с момента его запуска.

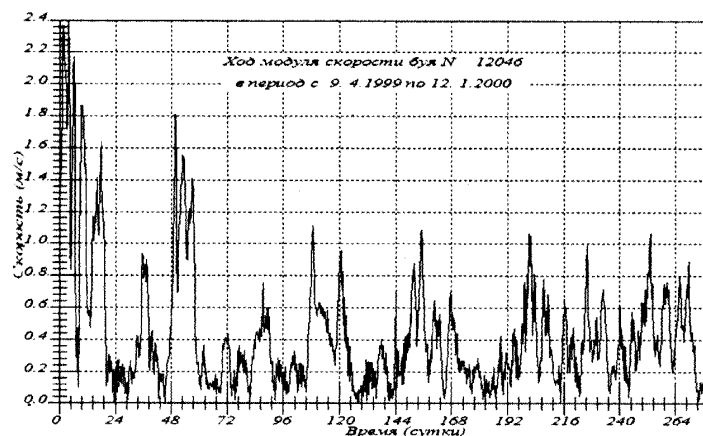


Рис.15. Модуль скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке.

Так, например, если подвергнуть описанному здесь анализу запись модуля скорости движения дрейфтера в Гольфстриме (рис. 15), то получим, что скорости крупномасштабных течений в Гольфстриме равны нулю или очень малые.

Выводы автора подтверждаются натурной информацией. Так Гольфстрим выходит только из Мексиканского залива, но вод Мексиканского залива в Гольфстриме нет, но он состоит из вод Саргассова моря и склоновых вод со стороны материка. Это установленный факт. Значит, Гольфстримом вода не переносится и течений, переносящих воду, нет, и, следовательно, концепция автора состоятельна.

Таким образом, пульсирующий характер течений Гольфстрима указывает на то, что он состоит только из волновых течений, т. е. орбитальных движений частиц воды волн. Как и во всяких волнах, в долгопериодных - масса воды в пространстве не переносится, она в виде частиц воды перемещается по замкнутому контуру внутри волны.

Создаётся только иллюзия переноса масс, поскольку прибор не фиксирует движения частиц воды, движущихся по орбитам, а только некую горизонтальную составляющую действия на прибор частиц воды волн. Такое происходит при измерениях течений не только дрейфтером, но и стационарно установленным в воде прибором. Таким образом, можно говорить о том, что Гольфстрим не переносит массы воды и не обогревает Европу и Арктику, как это считается.

***О формировании волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы, интерпретация измерений.***

Для описания волн солитонов в водном бассейне овальной формы обратимся к рис. 16.

Оконтуренная струйным течением - область циклонических движений, дивергенции и подъёма воды с глубины на поверхность бассейна. Этот процесс называется апвеллингом. Голубым цветом окрашены области наиболее интенсивного развития этих процессов, здесь апвеллинг максимален. Между струйным течением и берегом расположена область антициклонических движений, ковергенции и опускания воды с поверхности бассейна на глубину. Этот процесс называется даунвеллингом. Оранжевым цветом окрашены области наиболее интенсивного развития этих процессов, здесь даунвеллинг - максимален. Вокруг этих областей может образоваться апвеллинг за счёт конвергенции воды с поверхности бассейна в центральную часть области максимальной конвергенции. В этом случае, у берега развивается наиболее интенсивный апвеллинг. На рис. 16 он окрашен голубым цветом. Направление распространения волн совпадает с направлением струйного течения.

Для понимания исследований, которые будут изложены дальше, дадим описание некоторых свойств волновых процессов. При изучении волновых процессов принято пользоваться понятиями: среда существования волн и инородные тела.

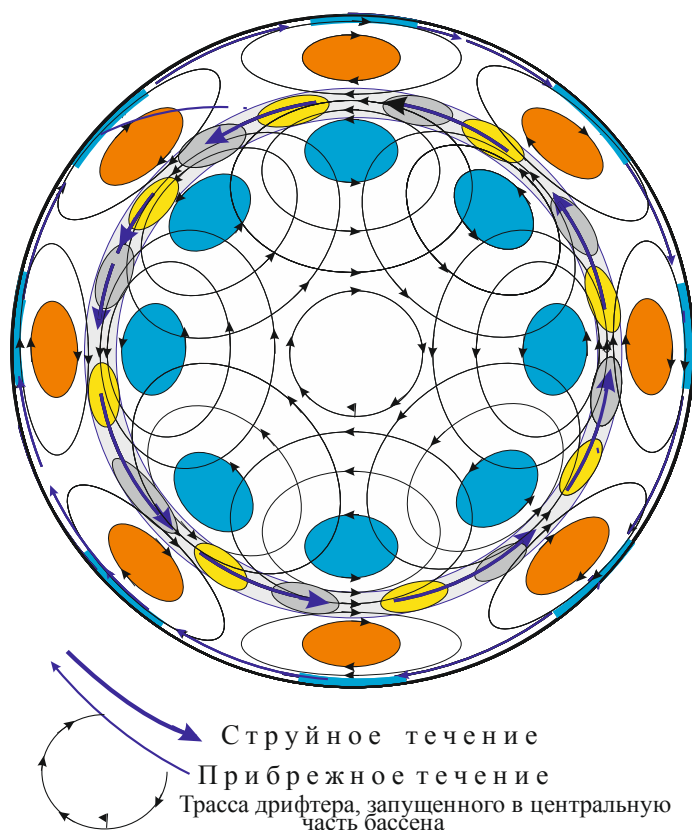


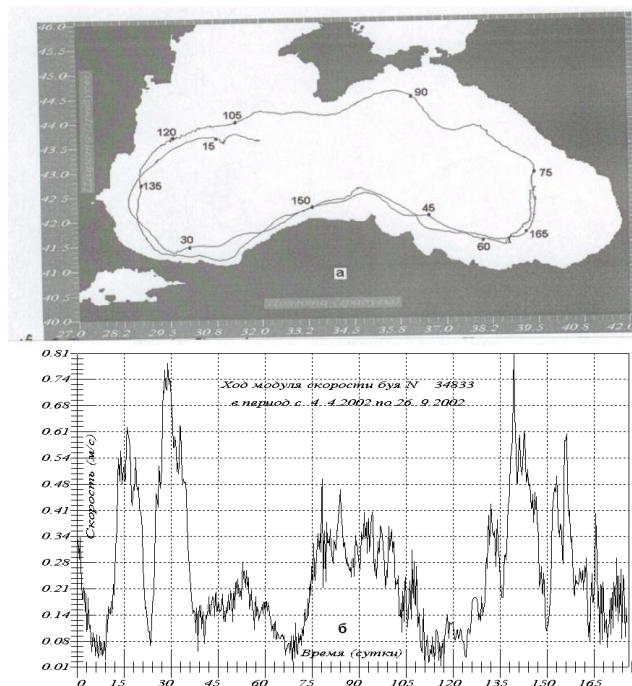
Рис. 16. Вид сверху на водную поверхность овального по форме водного бассейна. Представлены некоторые характеристики восьми волн солитонов. Здесь: тонкие эллипсовидные линии со стрелками – силовые линии волн, стрелки – направление силы, действующей на частицы воды водного бассейна, эллипсовидной формы. Области, окрашенные оранжевым и синим цветом - центральные области антициклонического и циклонического движения воды отдельных волн. На струйном течении выделяются области опускания и подъёма воды, они окрашены жёлтым и темно-серым цветом, соответственно.

Среда существования волн в водных бассейнах - вода, она состоит из отдельных частиц, соизмеримых с

молекулой воды. Инородные тела это всё то, что не относится к этим частицам. Например, в воде это планктон, всевозможные взвеси, плавающие на поверхности воды и парящие внутри воды, тот же дрейфтер и, установленные в воде неподвижно, измерители течений, и др. Волны не переносят воду однонаправлено, а только перемещают её в виде движений частиц воды по замкнутому контуру эллипсовидной формы относительно некоего положения равновесия. Движения частиц воды происходят в направлении силовых линий и под действием силового поля волн. Это так называемые орбитальные движения частиц воды.

Эти движения частиц воды можно назвать волновым течением. При этом, наука не объясняет связи силы силового поля волн с волновым течением. Но можно утверждать, что частицы воды движутся в направлении силы силового поля волн водного бассейна. Поскольку дрейфтер движется под воздействием частиц воды, то можно считать, что направление движения дрейфтера и силы силового поля волн однонаправлены. Однако, трудно сопоставлять скорость движения дрейфтера с величиной движения воды. Но можно утверждать, что скорость волнового течения, движения воды существенно меньше скорости движения дрейфтера, скорее всего меньше на два-три порядка. Поэтому трудно судить о перемещении воды бассейна по параметрам движения дрейфтера. Этого, пожалуй, достаточно знать, чтобы интерпретировать в дальнейшем дрейфтерные наблюдения.

Теперь рассмотрим, на примере Чёрного моря и разных озёр возможность реализации в естественных условиях модели формирования волнами солитонами динамики водного бассейна овальной формы. Для этого используем различную информацию о Чёрном море, озёрах Германии, Канады и озере Байкал.



**Чёрное море.** С 2002г по 2014г в воды Чёрного моря было запущено около шестидесяти дрейфтеров. Трасса одного из них изображена на рис. 17а. Дрейфтер обошёл море вдоль берега за три месяца.

Рис. 17а, б. а) Трасса дрейфтера, запущенного, в воды Чёрного моря. Числа около точек: время движения дрейфтера с момента его запуска, в сутках, б) Модуль скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке.



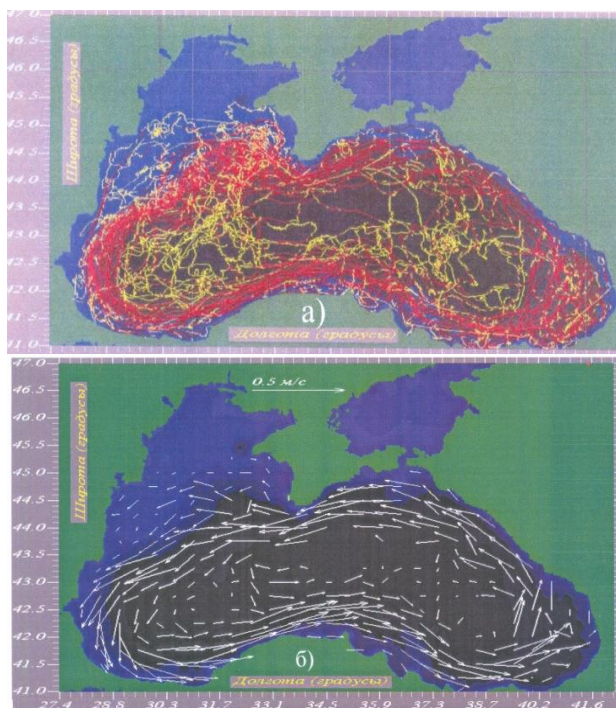


Рис. 18а, б. а) Трассы дрейфтеров, запущенных в воды Чёрного моря. Красным цветом выделены участки трасс, в которых скорость движения дрейфтеров более 20 см/с. б) Средние векторы движений дрейфтеров, построенные по ансамблю всех дрейфтерных наблюдений течений Чёрного моря.

Дрейфтером зафиксированы пульсации скорости его движения, созданные долгопериодными волнами, которые мы относим к волнам солитонам

(рис. 17б). В Чёрном море были зарегистрированы долгопериодные волны. Их параметры такие: период 10 суток, длина  $\sim 100$  км, по периметру моря укладывается  $\sim 20$  волн, их скорость распространения  $\sim 20$  см/с, распространяются вдоль берега, берег справа относительно направления распространения волн. Движение дрейфтера, изображённого на рис. 17а совпадает с направлением распространения волн. Предполагается, что скорость движения дрейфтера равна скорости течения.

Эта область с большими скоростями движений дрейфтеров называется Основным Черноморским течением, ОЧТ, оно соответствует струйному течению, изображённому на рис. 16.

Область внутри бассейна, оконтуренная струйным течением — область дивергенции вод и подъёма их с глубины к поверхности бассейна, а область между берегом и струйным течением — конвергенции вод и опускания их на глубину (рис. 16.). Процесс подъёма вод к поверхности бассейна и опускания их на глубину, называются апвеллингом и даунвеллингом, соответственно. На рис. 19а это холодные воды внутри бассейна и тёплые ближе к берегу, они разделены ОЧТ. Области дивергенции и конвергенции бассейна проявляются и в топографии Чёрного моря, на рис.19б окрашена синим, голубым цветом и коричневым, жёлтым цветом, соответственно.

Области конвергенции и дивергенции вод, выделенные на этих двух рисунках, приблизительно совпадают. На этих рисунках просматриваются также области максимальных развитий этих процессов, окрашены синим и коричневым цветом. Считается, что они сформированы вихрями циклонами и антициклонами.



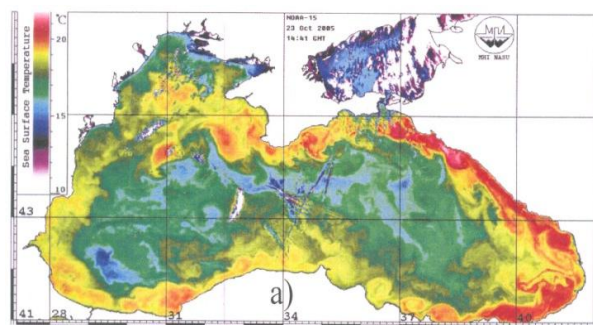
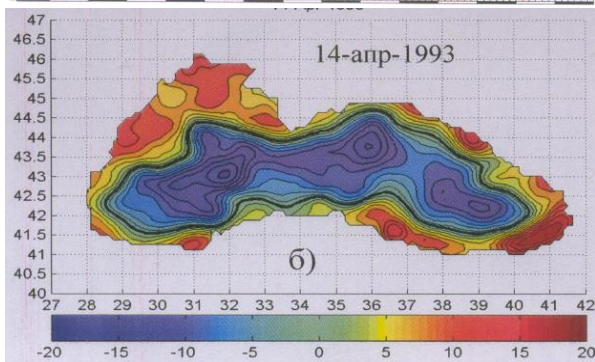
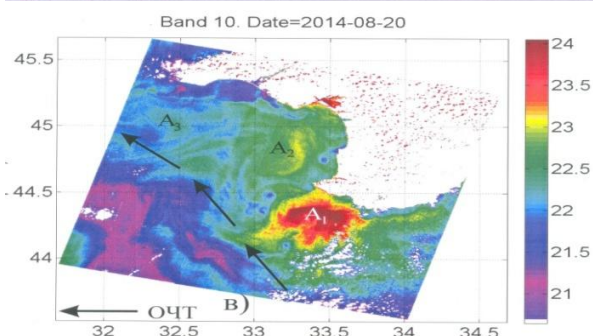


Рис. 19а, б. а) Температура воды поверхности Чёрного моря, 23 окт. 2005 г.



б) Топография поверхности Чёрного моря, построенная по альтиметрическим измерениям, 14.04.1993.



в) Температура воды у поверхности Чёрного моря около Южного берега Крыма, 20.8.2014.

Аппвеллинг может образоваться также вокруг областей конвергенции вод. Поверхностная вода с периферии области конвергенции поступает в её центр и там опускается на глубину. За счёт этого в периферии области поднимается к поверхности глубинная вода, это апвеллинг. В этом случае наиболее интенсивный апвеллинг развивается у берега. Этот процесс просматривается в реальных условиях Чёрного моря (рис. 19в). Выделяются две хорошо заметных области конвергенции,  $A_1$ ,  $A_2$  с температурой воды в центре областей  $22,5 - 24^{\circ}\text{C}$ . Слабо просматривается в температуре воды процесс конвергенции  $A_3$ . Вокруг этих областей и у берега вода - более холодная, поступающая с глубины моря. Стрелками указано положение ОЧТ.

Далее в море выделяются области максимальной дивергенции и подъёма на поверхность глубинных вод с температурой ниже  $21^{\circ}\text{C}$ , окрашенные синим цветом. Это апвеллинг, образованный конвергенцией и подъёмом на поверхность глубинных вод. Следует отметить, что температура поверхностных вод зависит не только от динамики вод, но и от потока тепла из атмосферы. Поэтому зависимость температуры поверхностных вод от динамики их бассейна хорошо прослеживается в случаях, когда потоки тепла из атмосферы малы, а это бывает не часто.

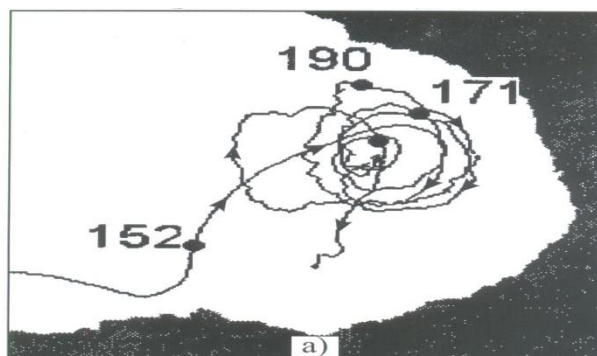
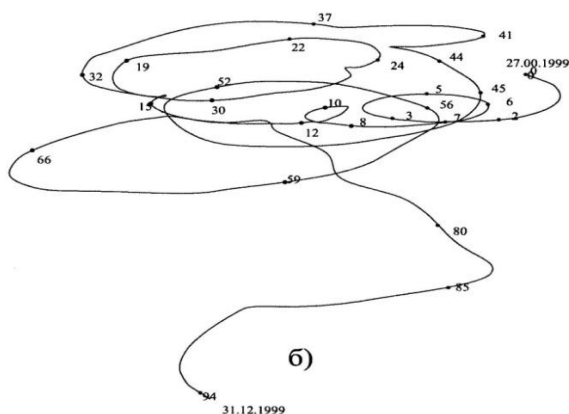


Рис. 20а, б. а) Трасса дрейфтера, запущенного в воды Чёрного моря около его восточного берега.



б) Трасса дрейфтера, запущенного в воды центра восточной части Чёрного моря.

Обсудим проблему интерпретации дрейтерных измерений. Дрейтеры предназначены для измерения движений воды, создаваемых градиентными, ветровыми течениями, а также движений воды в вихрях. Считается, что скорость и направление перемещения воды и дрейтера одинаковы. Однако в реальных водных бассейнах существуют не эти движения воды, а волновые, точнее движения волн солитонов.

Отмечалось ранее, что по движениям дрейтера в волновом поле нельзя судить о величине перемещения масс воды и их направлении. К этому добавим, что нельзя уверенно судить и об их направленности. Продемонстрируем это на двух примерах. На рис. 20а изображена трасса дрейтера, запущенного в воды Чёрного моря около его восточного берега, она имеет антициклоническую направленность. Силовое поле волн в этом районе моря имеет такую же, антициклоническую направленность, завихренность.

Но вот другой пример. На рис. 20б изображена трасса дрейтера, запущенного в воды центра восточной части Чёрного моря, она также антициклоническая. Вместе с тем силовое поле волн в этой части бассейна имеет циклоническую направленность. Объясняется это просто. В первом случае дрейтер двигался преимущественно в силовом поле одной волны, а во втором случае – серии волн, охватывающих дрейтер. Объяснение этому можно получить из анализа рис. 16. Направленность движения дрейтера, его завихренность зависит от силового поля всех присутствующих в бассейне волн.

### Выводы

Было установлено. Течений, переносящих массу воды в Мировом океане нет, а точнее – они крайне малы и, практически, не участвуют в динамике Мирового океана. Динамику Мирового океана в основном определяют долгопериодные волны солитоны. Частицы воды в волнах совершают возвратно-поступательные

движения относительно некоего положения равновесия, так что масса воды в целом однонаправленных, поступательных движений не совершает. В центральной части волны, в области струйного течения, частицы воды совершают эллипсовидные движения в вертикальной плоскости, расположенной по направлению движения волны. В этой части волны скорости движений частиц воды в волне наибольшие. Эти движения воды образуют струйные течения, такие как Гольфстрим, Куроисио, Экваториальные течения и прочие крупномасштабные течения. Справа и слева от струйного течения волны, существуют движения воды антициклонической (справа) и циклонической (слева) направленности, которые создают опускание и подъём воды, и таким образом формируют топографию поверхности океана и температуру его вод. Справа относительно струйного течения расположена зона конвергенции воды, уровень воды в которой выше относительно состояния океана при отсутствии волн, а слева расположена зона дивергенции, уровень воды в которой - ниже.

Инородные тела, плавающие в водах Мирового океана, в том числе дрифтеры, находящиеся в силовом поле волн могут совершать возвратно-поступательные, в основном циклонической и антициклонической направленности движения, а также – однонаправленные. Однако, исследователи, бездоказательно и ошибочно считают, что эти однонаправленные движения инородных тел вызваны течениями, но не волнами. Это и является основной причиной ошибочности представлений о существовании течений в Мировом океане.

## **Глава XX. О течениях, долгопериодных волнах Мирового океана и о формировании ими водных масс (лекция на “Морские семинары” МГУ, Бондаренко А.Л.)**

Приведена различная информация о Мировом океане и морях, которую можно объяснить с позиции концепции автора доклада, но нельзя - с позиции общепринятой концепции динамики этих водных объектов.

Современная наука о Мировом океане считает, что его динамика определяется в основном течениями и долгопериодными волнами. Популярна такая трактовка течений и волн: это движения частиц воды. В течениях, частицы объединены в некий объём воды и их движения в целом поступательны, однонаправлены, течениями поступательно переносится масса воды. В волнах частицы воды в режиме суперпозиции совершают возвратно-поступательные, колебательные, в основном циклонической и антициклонической направленности движения относительно неподвижного центра равновесия, своего для каждой частицы. Волны массу воды поступательно, однонаправленно не переносят. Это отличие волн от течений – не единственное, но существенное.

Средой существования волн и течений в данном случае является вода. Всё, что оказывается в воде, но таковой не является, следует рассматривать, как инородные тела. Сюда можно отнести и дрифтеры, и измерители течений, установленные стационарно.

В течениях, дрейфтер, в режиме присоединённой массы воды, движется вместе с водой. По движению дрейфтера существует возможность определить пути движения некоторых объёмов воды, их скорость и направление движения. По показаниям измерителя течений, установленного неподвижно, можно определить объёмы вод, перемещающихся в различных направлениях.

В волнах процесс взаимодействия волн и инородных тел происходит иначе, его можно описать так. Силовое поле волн действует на частицы воды силой пропорциональной плотности силовых линий. В свою очередь частицы воды действуют на инородные тела: дрейфтер или прибор. В зависимости от места положения дрейфтера или прибора в волне, дрейфтер может совершать различные поступательные и возвратно-поступательные движения, а прибор - фиксировать воздействия волн приблизительно схожей структуры.

В настоящее время наука не даёт ответа, что представляют собой движения частиц воды в волнах, как соотносятся параметры волн с движением в них частиц воды, величиной движения дрейфтера или показаниями приборов. Важно понимать: волны не создают поступательных перемещений воды, а лишь небольшие возвратно-поступательные, в основном циклонической и антициклонической направленности, движения частиц воды вокруг некоего центра равновесия. Сигнал с эквивалентной структурой фиксируется неподвижно установленным прибором.

Исследователи, пользующиеся измерениями дрейфтеров и приборами, стационарно установленными, имеют крайне неверные представления о динамике водных бассейнов. Так, в морях и океанах, вроде бы, дрейфтерами и приборами регистрируются течения с большими скоростями, но на самом деле, они отсутствуют или крайне малы. На самом деле приборы, дрейфтеры или стационарно установленные приборы, “показывают течения” в результате действия на них силового поля долгопериодных волн, в данном случае волн солитонов.

Далее приведем различную информацию о Мировом океане, морях и озёрах, которую можно объяснить, с позиции изложенной концепции автора монографии, но нельзя или трудно объяснить с позиции общепринятой концепции динамики вод указанных выше водных объектов.

***Экспериментальные исследования динамики вод Северного и Среднего Каспия, выполненные силами ИВП РАН под руководством автор доклада.***

С 1982 – 89 гг в рамках программы изучения динамики вод Каспийского моря ИВП РАН под руководством автора доклада производились измерения течений, температуры и солёности воды в различных точках Северного и Среднего Каспия (рис. 1) [Бондаренко, 1993]. В данном случае представляет интерес измерения течений и солёности в пункте 10, расположенном у западного побережья моря на границе Северного и Среднего Каспия. Измерения производились в течение всего августа 1986 г. В продолжение всего этого времени направление течений не менялось, было направлено приблизительно на юг. Но вот удивительно, солёность практически не менялась, хотя п. 10 находится

в области больших градиентов солёности, направленных по вектору течений, солёность в этом случае должна меняться.

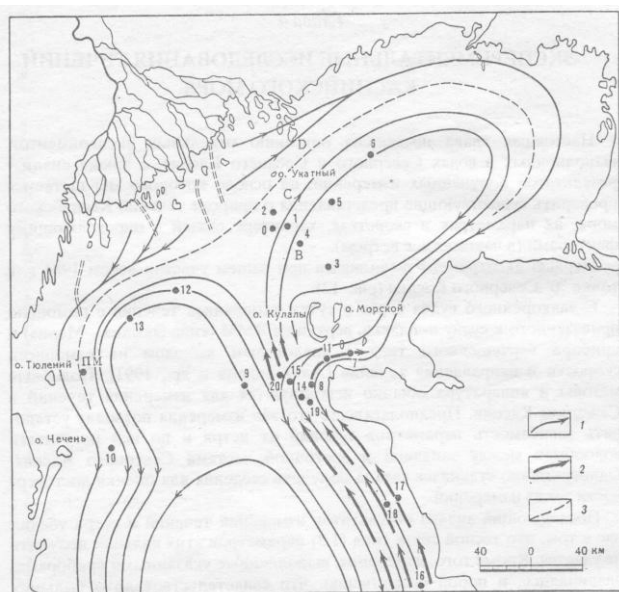


Рис. 1. Схема квазипостоянных течений Северного и частично Среднего Каспия. 1 – поверхностные течения, 2 – придонные течения, цифры около темных кружочков – пункты стационарных измерений течений.

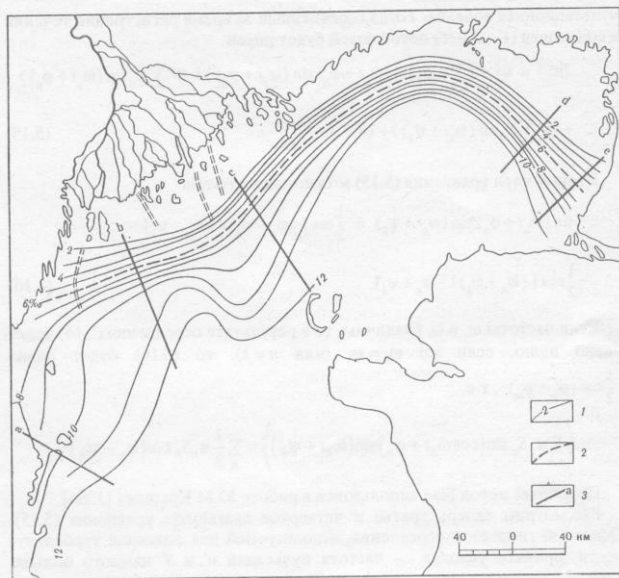


Рис. 2. Типичное распределение поля солёности Северного Каспия. 1 – изогалины. 2 – гидрофронт.

Тогда этого мы объяснить не могли, сейчас стало ясно. В Каспийском море, впрочем, как и в других морях, течения переносящие массу воды отсутствуют, а присутствуют только долгопериодные волны. Волны массу воды не переносят. Прибор, вроде бы фиксирует движения воды, а на самом деле таковые отсутствуют.

**Натурная информация о течениях и долгопериодных волнах Гольфстрима.** Далее на основе анализа натурной информации будет доказано существование в Мировом океане волн солитонов и отсутствие течений, переносящих массы воды.

Это продемонстрируем на примере “течений” Гольфстрима. Формирование Гольфстрима впервые объяснил В.Франклин в 1770г [Стоммел, 1942]. Согласно его представлениям, Северо-пассатные течения нагоняют воды в Мексиканский залив, в результате чего уровень воды в нём становится выше, чем за его пределами, в Атлантическом океане. В результате этого из Мексиканского залива через Флоридский пролив в Атлантический океан в виде течений Гольфстрима поступает вода. Представляется, что Гольфстрим образован водами



Мексиканского залива. Существовали схемы течений, отражающие такой взгляд на формирование Гольфстрима (рис. 3).

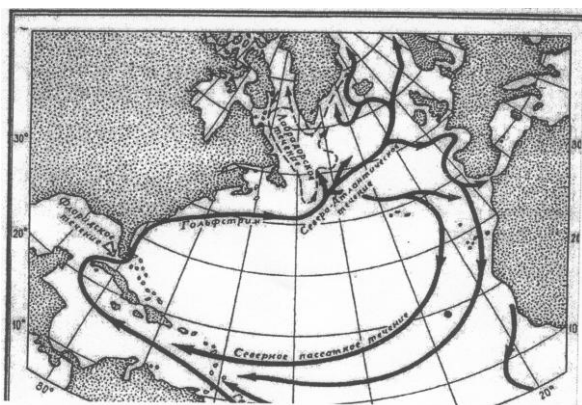


Рис. 3. Схема циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике [Стоммел, 1942].

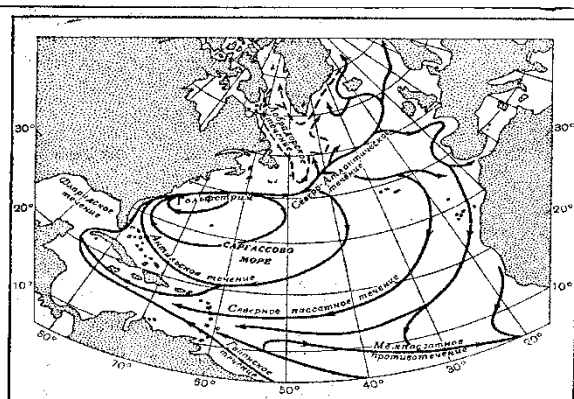


Рис. 4. Схема основных черт циркуляции поверхностных вод в Северной Атлантике, по Свердрупу, Джонсону и Флемингу [Стоммел, 1942].

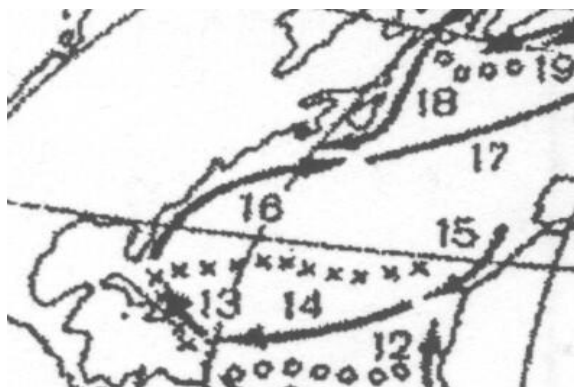


Рис. 5. Часть схемы течений Мирового океана [Каменкович, Кошляков, Монин, 1987].

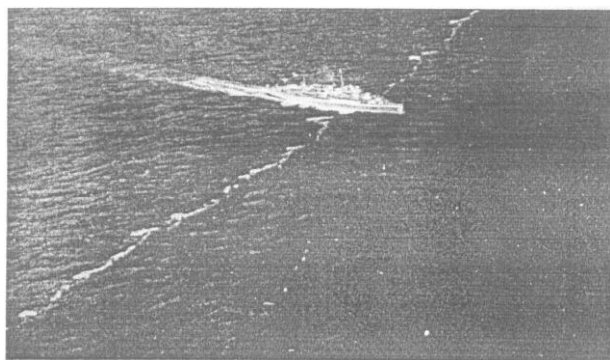


Рис. 6. Судно, на котором А.Стоммел выполнял исследования Гольфстрима. Судно расположено на "ленте" саргассовых водорослей, на  $40^{\circ}$  с. ш. и  $63^{\circ}$  з. д.

Представляется, что Гольфстрим образован водами Мексиканского залива. Существовали схемы течений, отражающие такой взгляд на формирование Гольфстрима (рис. 3).

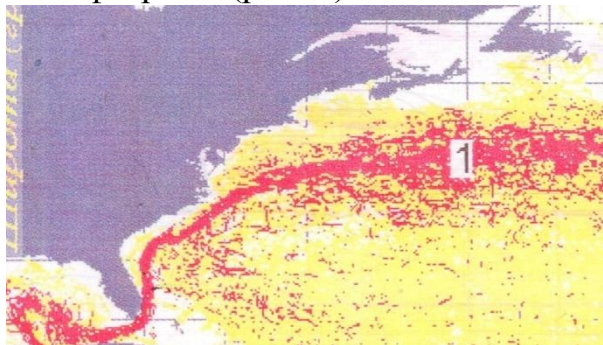


Рис. 7. Красным цветом выделены участки трасс дрейфтеров, скорости движения которых превышали 50 см/с. Цифра 1 - место, в котором был сделан фотоснимок (рис. 6).

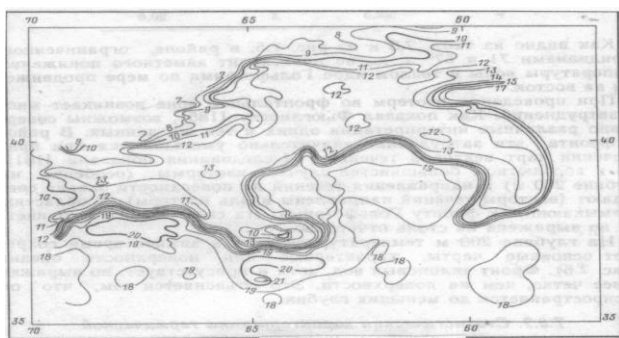


Рис. 8. Поле температуры на глубине 200 м, измеренное, зимой 1963 г. Выделяется гидрологический фронт, область с значительными изменениями температуры с расстоянием [Бурков, 1988].

В начале позапрошлого века было установлено, а позже неоднократно подтверждено, что в Гольфстриме вод Мексиканского залива нет, только воды Саргассова моря и Склоновые воды со стороны материка Северная Америка. Возникли две концепции: одна. Гольфстрим состоит в основном из вод Саргассова моря и Склоновых вод, а вод Мексиканского залива в нём очень мало (рис. 4), другая, Гольфстрим состоит только из вод Саргассова моря и склоновых вод (рис. 5).

Представляет научный интерес информация, приведенная в [Стоммел, 1963] и изображенная на фотоснимке (рис. 6). Снимок сделан в центре Гольфстрима: выделяются воды Саргассова моря и склоновые воды (рис. 7). На границе раздела вод хорошо видна “лента” саргассовых водорослей. Положение “ленты” и гидрологического фронта Гольфстрима (рис. 8) совпадают. По сведениям [Стоммел, 1963] подобные “ленты” им приходилось наблюдать неоднократно и в других частях Гольфстрима. Поэтому можно сделать вывод, что изображённое на рис. 6 является не отдельным случайным эпизодом Гольфстрима, а его закономерностью. Гидрологический фронт и “лента” разделяют, в данном случае, воды Саргассова моря и склоновые воды. Следует обратить внимание на фронт Гольфстрима: он узкий, ~ 20 км, и везде одинаков. Такое не может быть, если фронт разделяет два потока течения Гольфстрим с большими скоростями, достигающими ~ 3 м/с, и большой турбулентностью.

Возникает вопрос! В Гольфстрим, вроде бы, поступают только воды Мексиканского залива, что видно из схем течений (рис. 6), а в нем этих вод нет,

но только воды Саргассова моря и склоновые материковые воды (рис. 5, рис. 7). Как это можно объяснить? Объяснение такое! На рис. 7 фактически изображены не течения, как перемещения масс воды, а движения дрифтеров, обусловленные действием силового поля волн. Масса воды в волнах не переносится. Вместе с тем, дрифтер однонаправленно движется. Так можно объяснить отсутствие в Гольфстриме вод Мексиканского залива.

**Отдельные исследования Гольфстрима.** Доктор Джанлуиджи Зангари, Физик-теоретик из Национальной лаборатории во Фраскати, в Италии, в журнальной статье от 12 июня 2010 г. сообщил об остановке Гольфстрима. По его данным, основанным на космических снимках, океанское течение Гольфстрим практически исчезло. По мнению ученого, это стало одним из следствий катастрофического разлива нефти после известной катастрофы в Мексиканском заливе.

После сообщения Джанлуиджи Зангари, канадский парламент создал комиссию для выяснения реальной ситуации с Гольфстримом вблизи территории Канады. Для выполнения этой задачи, комиссия сформировала рабочую группу из высококлассных специалистов ведущих университетов Канады. Возглавил группу известный в Северной Америке учёный-океанолог Рональд Раббит, автор множества патентных технологий по переработке биомассы Мирового океана, а также по улучшению окружающей среды.

Для технического обеспечения исследований была задействована известная канадская химическая корпорация Protonics Chemical Corporation, которая в сжатые сроки разработала специальный краситель, не причиняющий вреда флоре и фауне океана. Краситель разливали в специально созданные контейнеры, которые могли автоматически взрываться на заданной глубине, распыляя содержимое на сотни метров. Для слежения за перемещением окрашенных масс океанской воды, канадские исследователи использовали новейшие разработки кафедры прикладных воздушно-космических наук университета Колорадо (США) а также их космический спутник.

Предположения доктора Джанлуиджи Зангари, вроде бы, подтвердились, поскольку никакого перемещения воды в зоне бывшего Гольфстрима обнаружено не было. С выводами комиссии Джанлуиджи Зангари согласился.

Прокомментируем результаты экспериментов. Нас будет интересовать исследования канадских исследователей. Нам не известен краситель и его свойства в воде. Но нам представляется, что краситель проник в частицы воды и стал её составной частью, т.е., как бы, пометил воду, но не стал инородным телом в воде. В этом случае в волновой среде вода вместе с содержащим в ней красителем поступательно перемещаться не должна, что в реальности и наблюдалось во время первоначального погружения в воду красителя. Если бы краситель обладал свойствами инородного тела, то в волнах краситель перемещался бы поступательно.

Таким образом, эта часть эксперимента указывает на то, что Гольфстрим образован волнами.

Но вот, продолжение эксперимента. Исследования продолжились, и через несколько недель в 800 милях западнее зоны бывшего положения Гольфстрима было обнаружено “мощнейшее течение”, которое исследователи приняли за Гольфстрим! Здесь не ясно, каким образом исследователи обнаружили “мощнейшее течение”? Гольфстрим – волновое образование и в нём вода вместе с красителем перемещаться поступательно не должна. Вполне возможно, что Гольфстрим был “обнаружен” другим методом, предположим, с помощью дрейтерных наблюдений или наблюдений из космоса за поведением некоторых характеристик воды.

**Водные массы Северной Атлантики.** Особенностью гидрологической структуры Северной Атлантики является наличие промежуточной Средиземноморской водной массы (СМВ) на глубине от 800 до 1400 м (рис. 9) [Филюшкин и др., 2007]. СМВ имеют более высокую солёность и температуру по сравнению с окружающими водами Северной Атлантики.

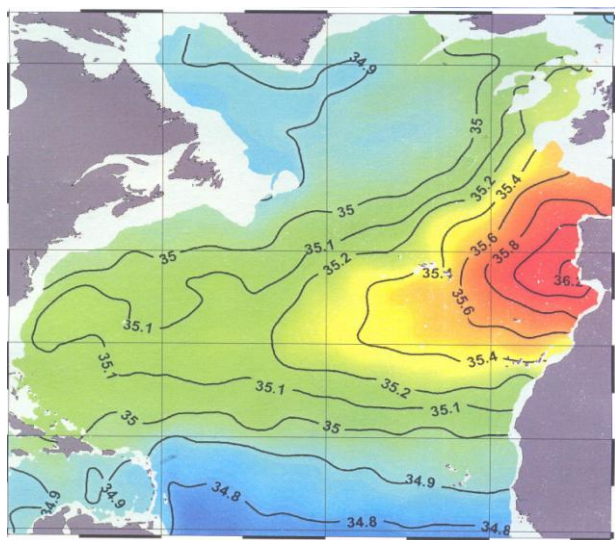


Рис. 9. Климатическое распределение солёности (епс) на глубине 1000 м в Северной Атлантике.

Средиземное море от поверхности до горизонта 200 м заполнено водами Атлантического океана, а ниже этого горизонта – СМВ. Воды Средиземного моря, в виде придонного течения, поступают в Атлантический океан через узкий и неглубокий Гибралтарский пролив (глубина пролива ~ 350 м). В придонном слое пролива солёность воды составляет 38,0 епс, температура 14,5<sup>0</sup>С, но в Кадисском заливе, где СМВ выходят на глубину своего существования в Атлантическом океане, их солёность и температура, в результате смешения с водами Атлантического океана, понижаются до 36.5 – 36.8 епс и до 5<sup>0</sup>С.

В настоящее время популярна такая концепция формирования поля солёности на глубине 1000 м в Северной Атлантике (рис. 9). СМВ распространяются в Атлантическом океане, главным образом, линзами, вихрями, преимущественно антициклонической направленности, в режиме адвективного переноса масс воды и турбулентного её обмена. Вихри



образуются преимущественно в Кадисском заливе и, далее, движутся в западном направлении.

Формирование и существование слоя воды Северной Атлантики, изображённого на рис. 9 плохо согласуется с изложенной концепцией его формирования и существующими представлениями о динамике вод Мирового океана, предусматривающими существование сильных течений и вихрей, переносящих огромные массы воды и наличие в них турбулентного перемешивания вод. Как объяснить такое? Деятельность слабого источника солёной воды, поступающей из Средиземного моря, просматривается в распределении солёности всей Северной Атлантики. Вместе с тем, деятельность Гольфстрима, расход вод которого, как считается, на несколько порядков больше расхода солёных вод, поступающих из Средиземного моря, не обнаруживается в распределении солёности Северной Атлантики. Подобное в Мировом океане нигде, кроме как в Северной Атлантике, не наблюдается. Кстати, солёность вод Северной Атлантики самая высокая во всём Мировом океане и причиной этому – слабый поток солёной воды из Средиземного моря.

И вот другое. Слой воды, изображённый на рис. 9 обладает устойчивостью, его положение и параметры практически не меняются во времени. Как можно объяснить такое? Как считается, в образовании этого слоя воды участвуют вихри - антициклоны. Вихри переносят большие массы воды, при этом, этот перенос неравномерен во времени и сопровождается турбулентным перемешиванием воды. Кроме того, в вихрях должны существовать сильные вертикальные движения воды вниз. Это должно разрушить, рассматриваемый слой воды или он должен как-то меняться во времени, и существенно. В реальности всё наоборот, слой воды очень устойчив.

Объяснение возможности существования слоя воды (рис. 9), как устойчивого образования было, такое. Течения и вихри, переносящие поступательно массы воды океанов, отсутствуют. Отсюда, нет и турбулентного обмена вод океана. Есть волны солитоны, которые не участвуют в обмене вод. Обмен вод, а отсюда, образования типа (рис. 9) формируются в результате молекулярного обмена вод. Он более, чем в миллион раз медленнее турбулентного обмена. Вполне возможно, что молекулярный обмен вод усиливается за счёт орбитальных движений частиц воды в волнах. Тем не менее, молекулярный обмен вод – процесс крайне медленный. Рассматриваемый здесь обмен вод и формирование поля солёности океана – установившийся и крайне медленный процесс. Вполне возможно, что поле солёности, в виде (рис. 9), было сформировано тысячи лет тому назад.

**Средиземноморские водные массы в Чёрном море.** Авторами [Falina, et al., 2017], вроде бы, было установлено присутствие в центральных частях Чёрного моря, между горизонтами 100 – 500 м вод Средиземного моря. Предполагается, что они принесены из Средиземного моря ветровыми



течениями, которые образуются эпизодически очень сильными ветрами. На рис. 10 изображены предполагаемые пути движения СМВ в Чёрном море. Наблюдается некое согласие путей движения СМВ с направлением средних по ансамблю дрифтерных наблюдений векторов (рис. 11), что позволяет судить о состоятельности, высказанного предположения.

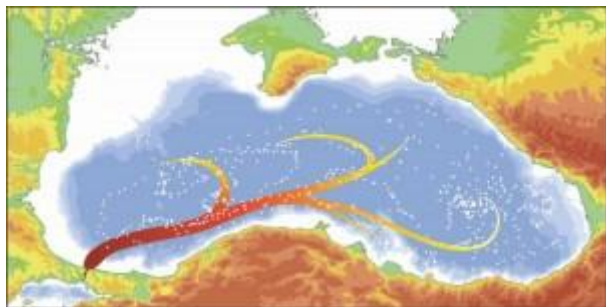


Рис. 10. Пути движения СМВ в Чёрном море [Falina, et al., 2017].

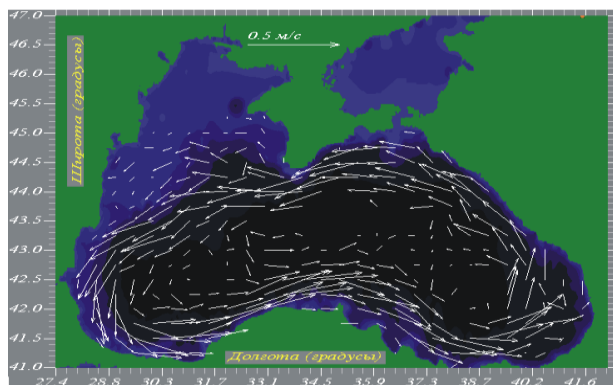


Рис. 11. Векторы средних по ансамблю всех дрифтерных наблюдений течений Чёрного моря.

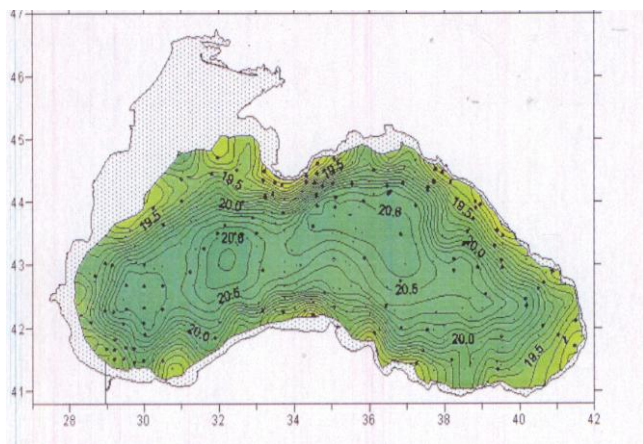


Рис. 12. Средняя многолетняя солёность Чёрного моря (в промиллях) на горизонте 100м.

Но, по распределению солёности (рис. 12), поступлений СМВ в Чёрное море через пролив Босфор, не обнаруживается. В Чёрном море не видно ничего подобного, (рис. 9). Складывается впечатление, что в таком виде (рис. 12), воды Чёрного моря сформировались много веков назад. В их формировании принимали участие воды Средиземного моря и пресные воды в виде осадков и стока рек. Преобладало поступление пресных вод со стороны берегов. Обмен вод происходил и происходит в режиме молекулярной диффузии при длинноволновом состоянии моря. В настоящее время процесс установившийся, и воды Средиземного моря практически не поступают в Чёрное море.

## **Глава XXI. Об измерениях течений Мирового океана (лекция на “Морские семинары” МГУ, Бондаренко А.Л.)**

*Показано, что информация о течениях Мирового океана, получаемая с помощью стандартных измерителей “течений”: дрейфтеров или установленных стационарно измерителей “течений” - неверна. Фактически её следует рассматривать, не как информацию, а как дезинформацию о течениях Мирового океана. Причин этому много, но здесь рассмотрим только некоторые из них, подробно, и доказательно.*

Современная наука о Мировом океане считает, что его динамика определяется в основном течениями и долгопериодными волнами. Популярна такая трактовка течений и волн: это движения частиц воды. В течениях, частицы объединены в некий объём воды и их движения в целом поступательны, однонаправлены, течениями поступательно переносится масса воды. В волнах частицы воды в режиме суперпозиции совершают возвратно-поступательные, колебательные, в основном циклонической и антициклонической направленности движения, относительно неподвижного центра равновесия, своего для каждой частицы. Волны массу воды поступательно, однонаправленно не переносят. Это отличие волн от течений – не единственное, но существенное.

Средой существования волн и течений в данном случае является вода. Всё, что оказывается в воде, но таковой не является, следует рассматривать, как инородные тела. Сюда следует отнести и дрейфтеры, и измерители течений, установленные стационарно.

В течениях, дрейфтер, в режиме присоединённой массы воды, движется вместе с водой, поступательно. По движению дрейфтера существует возможность определить пути движения некоторых объёмов воды, их скорость и направление. По показаниям измерителя течений, установленного стационарно, можно определить объёмы воды, перемещающейся в различных направлениях.

В волнах процесс взаимодействия волн и инородных тел происходит иначе, его можно описать так. Силовое поле волн действует на частицы воды силой пропорциональной плотности силовых линий. В свою очередь частицы воды действуют на инородные тела: дрейфтер или прибор. В зависимости от места положения дрейфтера или прибора в волне, дрейфтер может совершать различные поступательные и возвратно-поступательные движения, а прибор - фиксировать воздействия волн приблизительно схожей частотной структуры.

В настоящее время наука не даёт ответа, что представляют собой движения частиц воды в волнах, как соотносятся параметры волн с движением в них частиц воды, величиной движения дрейфтера или показаниями приборов. Но важно понимать: волны не создают поступательных перемещений воды, а лишь небольшие возвратно-поступательные, в основном циклонической и антициклонической направленности, движения частиц воды вокруг некоего центра равновесия.

Вместе с тем дрейфтер, помещённый в поле волн, совершает не только возвратно-поступательные движения, но и поступательные. Стационарно

установленные приборы в измерениях будут выдавать сигнал эквивалентный движению дрифтера: возвратно-поступательный и поступательный. Масса воды в волне не переносится, а дрифтер совершает поступательные движения. Покажем, как это происходит.

На рис. 1а изображены силовые линии, линии тока долгопериодных волн, волн солитонов, в Гольфстриме. Величина силы пропорциональна плотности силовых линий. В Гольфстриме плотность силовых линий наибольшая в волне, соответственно, и сила, действующая на частицы воды – наибольшая. Волны движутся в противоположную сторону направления Гольфстрима. На рис. 1 б изображена скорость движения дрифтера в волнах.



Рис. 1а, б. Проекция силовых линий долгопериодных волн, волн солитонов на вертикальную плоскость, проходящую через центр Гольфстрима, что одно и то же, через центр волн (а); скорость движения дрифтера, помещённого в поверхностные воды Гольфстрима, т. е. в силовое поле волн (б). Стрелки на силовых линиях – направление силы, действующей на частицы воды.

Дрифтер, помещённый в воды Гольфстрима, в волновом поле будет двигаться в направлении течения Гольфстрим, т. е. вправо (см. рис. 1а), но скорость его движения будет меняться. В моменты времени, когда он будет находиться в точках 1, 2, 3, 4, расположенных между волнами, скорости движения дрифтера будут равны нулю или очень малыми, а в точках I, II, III, максимальными. Будет зафиксирован сигнал зубчато-образной формы, рис. 1б. Аналогичной формы будет зафиксирован сигнал и стационарно установленным прибором. В этом случае средняя скорость движения дрифтера или средняя величина показания прибора по скорости “течения”,  $V_{cp}$ :

$$V_{cp} = 1/2 V_0, \quad (1)$$

где  $V_0$  – амплитуда колебания скорости движения дрифтера или амплитуда колебания скорости “течения” в измерениях стационарно-установленным прибором,  $V_{cp}$  – фактически равна 1/2 амплитуды волны.

Если по реальным наблюдениям “течений” получена связь (1), то это указывает на то, что измеренные “течений” относятся к долгопериодным волнам.

Далее приведём образцы измерений “течений” дрифтером в Гольфстриме (рис. 2а, б) и стационарно-установленным прибором в Каспийском море (рис. 3а, б, в).



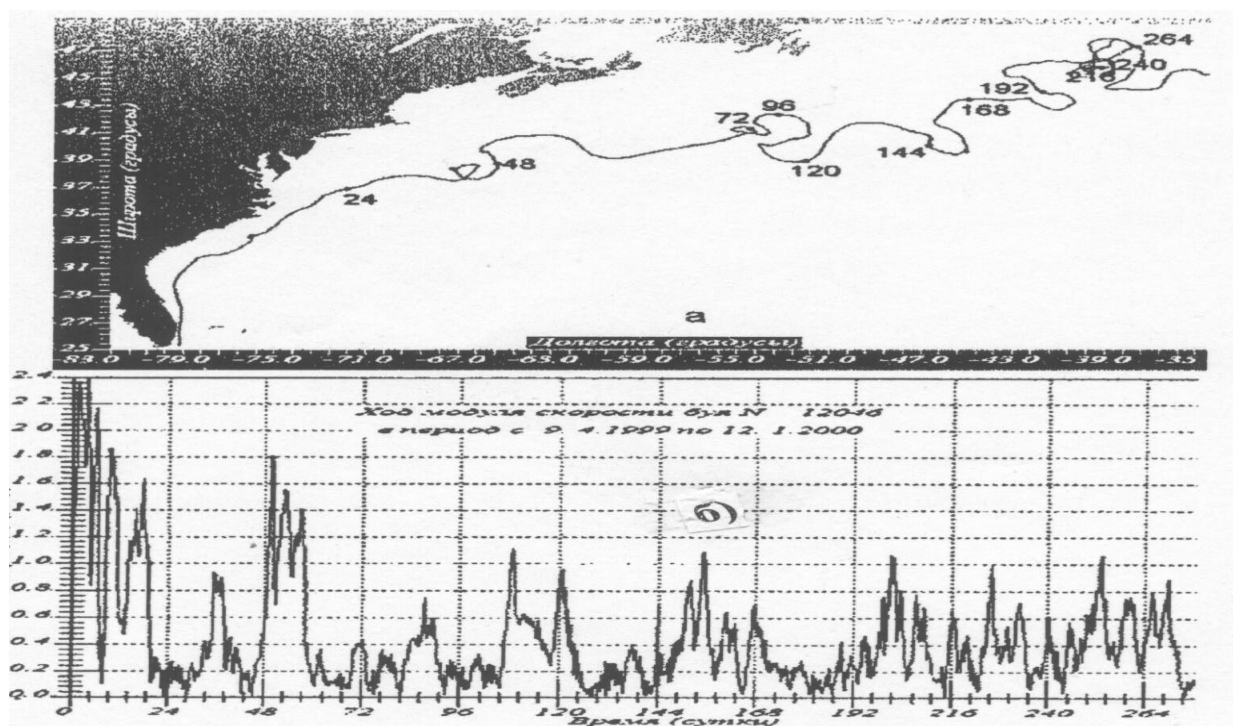


Рис. 2а, б. Трасса дрейфтера, запущенного в воды Гольфстрима(а). Числа около точек – время движения дрейфтера в сутках с момента его запуска. Модуль скорости движения дрейфтера, трасса которого изображена на предыдущем рисунке (б).

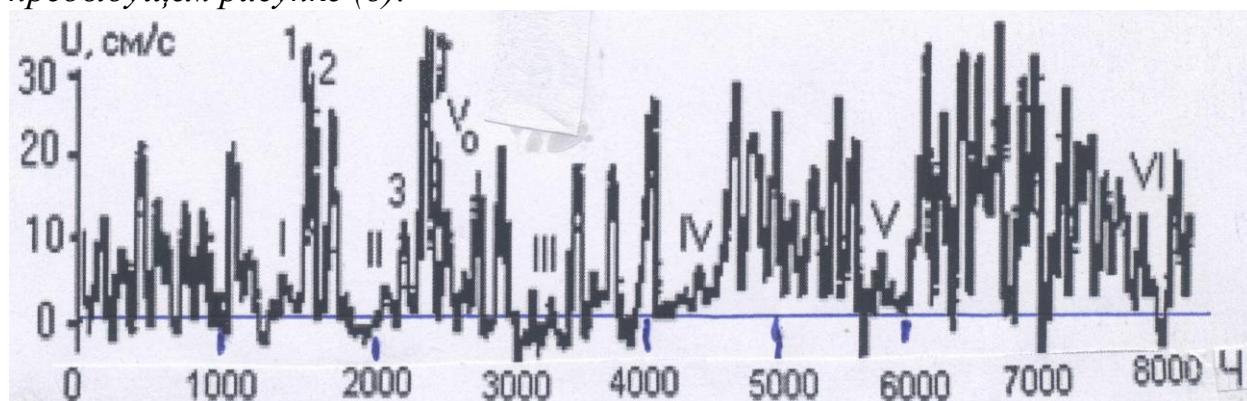


Рис. 3а, б, в. Измерения скорости “течений” стационарно установленным прибором в пункте Нефтяные камни Каспийского моря (а). В виде пульсаций выделяются колебания скорости “течений”, вызванные долгопериодными волнами, их период ~140 ч. Отдельные пульсации обозначены цифрами 1, 2 3. Направление “течений” на юг, и не меняется во времени.

Из натурных наблюдений точно получить равенства (1) не удаётся. Это можно объяснить двумя причинами. Первая причина: в реальности могут присутствовать течения переносящие массу воды. Вторая причина: в реальной действительности величина скорости “течения” между волнами не всегда равна нулю, что хорошо видно на рис. 2б. Поэтому, только по этим измерениям трудно говорить о наличии и величине постоянных течений. Но можно уверенно утверждать, что величина вклада волн в движения дрейфтера или показания стационарно установленного прибора намного больше, чем величина течений.

## **Вывод**

Океанические течения измеряются с очень большими погрешностями, величина которых зачастую намного превышает сами течения.

## **Заключение.**

Приведенные исследования обосновывают новую концепцию автора монографии о динамике Мирового океана и атмосферы, согласно которой в структуре движений вод океана и воздуха атмосферы доминируют движения долгопериодных волн, получивших название океанических и атмосферных волн Россби. Но, как показывают исследования автора, они больше похожи на волны солитоны. Горизонтальные составляющие орбитальных движений частиц воды океанических долгопериодных волн формируют крупномасштабные течения и противотечения океанов и морей, а вертикальные составляющие – обмен вод в вертикальном направлении, соответственно, такие явления, как апвеллинг, даунвеллинг, Эль-Ниньо – Ла-Нинья, атмосферные вихри, взаимодействие океана и атмосферы и др.

Орбитальные движения частиц воздуха атмосферных долгопериодных волн формируют глобальные движения атмосферы, ветер, куда входят высотные струйные течения, циклоны и антициклоны и др. Эти волны формируют атмосферные вихри, такие как тропические циклоны, торнадо, ураганы, тайфуны и пр., обильное выпадение осадков и отсутствие осадков, создавая обширные засушливые зоны, такие как Сахара. На все эти движения воздуха накладываются движения, связанные с различиями температуры воздуха в разных частях Земного шара, которые существенно зависят от атмосферных и океанических долгопериодных волн.

Исследования также показывают, что тепловое взаимодействие океана с атмосферой осуществляется в основном вертикальными движениями воды океанических долгопериодных волн и, таким образом, они, наряду с атмосферными долгопериодными волнами, активно участвуют в формировании погоды и климата Земли.

В целом динамика Мирового океана формируется в основном океаническими долгопериодными волнами, динамика атмосферы – атмосферными и океаническими долгопериодными волнами.

Практически все исследования выбранного направления выполнены впервые в мировой практике. Они базировались на анализе результатов экспериментов и математических решений. Можно считать, что положения излагаемой концепции динамики вод Мирового океана и атмосферы, представленные в работе, достаточно аргументированы. Очевидно, что направление исследований выбрано правильно, и его необходимо развивать. Дальнейшие изучения динамики океана и атмосферы в первую очередь будут связаны с изучением океанических и атмосферных долгопериодных волн



солитонов, их свойств, параметров, закономерностей развития и связей их с источником.

## ЛИТЕРАТУРА

Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Ведев Д.В., Косарев А.Н. Особенности циркуляции вод у восточного берега Среднего Каспия // Водные ресурсы. 1992. № 6. С. 36-43.

Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Суркова Г.В. Роль волн Россби в формировании термодинамики вод Чёрного и Каспийского морей и атмосферы // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС Пресс. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2007. № 14. С. 4-9.

Арсеньев С.А., Бабкин В.А., Губарь А.Ю., Николаевский В.Н. Течения мезомасштабной турбулентности, вихри атмосферы и океана. Москва – Ижевск. 2010. 307 с.

Атлас ПОЛИМОДЕ. Под редакцией А.Д. Вуриса, В.М. Каменковича, А.С. Мони́на. Published by the Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, U.S.A. 1986. 370с.

Балакин Р.А., Бондаренко А.Л. Критические заметки о некоторых приборах и методах измерения течений в морях и океанах // Системы контроля окружающей среды, Средства и мониторинг. МГИ НАН Украины, Севастополь. 2005. С. 17-25.

Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно - вихревые волны в океане. 2004. С.-Петербургский университет. 213 с.

Бетяев С.К. Черновые заметы. 2007.  
<http://betyaevs.narod.ru/chapter16/index1611.htm>

Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н. Изменчивость гидрофизических полей Чёрного моря. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 240с.

Блатов В.П., Ведев Д.Л. Мезомасштабные волновые движения в Каспийском море по данным наблюдений и численных экспериментов // Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука. 1990. С.79-90.

Бондаренко А.Л., Бычков В.С. Морские барические волны// Метеорология и гидрология. 1983. №6. С.86-91.

Бондаренко А.Л., Перминов С.М., Щевьев В.А. Пространственно - временная изменчивость течений при исследовании водо-обмена между западной и восточной частями Северного Каспия // Гидрофизика Северного Каспия. 1985 М.: Наука. С.51 - 64.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Щевьев В.А. Механизм формирования поля солености вод Северного Каспия // Водные ресурсы. 1987. №5. С.28-32.

Бондаренко А.Л., Заклинский А.Б., Щевьев В.А. О водо- и солеобмене между западной и восточной частями Северного Каспия // Комплексные исследования Северного Каспия. 1988. М.:Наука. С. 116-131.

Бондаренко А.Л. Водо-солеобмен между западной и восточной частями Северного Каспия // Каспийское море. Структура и динамика вод.. М.: 1990. С. 27-30.

Бондаренко А.Л., Косарев А.Н. О некоторых особенностях течений Северного Каспия//Каспийское море. Структура и динамика вод. М.:Наука. 1990. С. 15-22.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. Механизм формирования гидрофронта вод Северного Каспия // Каспийское море. Структура и динамика вод. М.: Наука. 1990. С.74-78.

Бондаренко А.Л., Щевьев В.А. Измерение течений в мелководных морях// Тр. ГОИН. М.: Гидрометеиздат. 1991. Вып. 199. С. 156-151.

Бондаренко А.Л. Течения Каспийского моря и формирование поля солёности вод Северного Каспия. М.: Наука. 1993. С. 122.

Бондаренко А.Л., Ведев Д.Л., Комков И.А., Щевьев В.А. Экспериментальные исследования волновых течений в Среднем Каспии // Водные ресурсы. 1993. Том 20. № 1. С.128-131.

Бондаренко А.Л. 1994. Натурные исследования течений Каспийского моря // В книге "Воды суши. Проблемы и решения." Москва. ИВП РАН. С.389-386.

Бондаренко А.Л. О природе квазипостоянных течений Каспийского моря// Водные ресурсы. 1998а. Т. 25. № 2. С. 252-254.

Бондаренко А.Л. Прибрежный апвеллинг Каспийского моря// Водные ресурсы. 1998б. Т. 25. № 4. С. 510-512.

Бондаренко А.Л., Ведев Д.Л. Инерционные волны Каспийского моря// Водные ресурсы, 1998, т.25, №3, с.366-369.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Филиппов Ю.Г., Щевьев В.А. Захваченные берегом волны и квазипостоянные течения в замкнутых морях// Труды VI конференции “Современные методы и средства океанологических исследований”. М.: Институт океанологии РАН. 2000. С. 182-186.

Бондаренко А.Л. О ветровых течениях в морях// Водные ресурсы. 2001.Т.28.№1. С.110-113.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Филиппов Ю.Г., Щевьев В.А. "Роль волновых движений в формировании крупномасштабной циркуляции во внутренних морях." В книге "Современные методы и средства исследования океанов". VII международная научно-техническая конференция. Москва. Институт океанологии. 2001. С.76-77.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Щевьев В.А. Основные закономерности течений замкнутых морей и крупных озёр // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС Пресс. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2002. № 10. С. 60-68.

Бондаренко А.Л., Рудых Н.И. О крупномасштабных течениях Охотского моря и их природе// Метеорология и гидрология. 2003. № 12. С. 74 – 79.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. О связи долгопериодных волн с крупномасштабными течениями// VI Международная научно-техническая конференция. “Современные методы и средства океанологических исследований”. М.: и-т Океанологии РАН. 2003. С. 74-78.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Филиппов Ю.Г., Щевьев В.А. О переносе масс воды морскими и океанскими долгопериодными волнами // Морской гидрофизический журнал. Севастополь. 2004. № 5 (сентябрь - октябрь). С. 24-34.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо - Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С.39-49.

Бондаренко А.Л., Филиппов Ю.Г. Течения в Каспийском море, обусловленные свободными низкочастотными волнами// Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С.73-77.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. Закономерности формирования явления Эль-Ниньо - Ла-Нинья // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС

ПРЕСС. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2005. № 13. С. 35-44.

Бондаренко А.Л., Щевьев В.А. Изменение параметров инерционных волн в прибрежной зоне моря и на мелководьях// Метеорология и гидрология. 2006. №2. С.82-87.

Бондаренко А.Л. Эль-Ниньо – Ла-Нинья: механизм формирования// Природа. 2006. №5. С. 39 – 47.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. Настоящее и будущее Гольфстрима// Природа. 2007а. № 7. С. 29 – 37.

[http://vivovoco.astronet.ru/VV/JOURNAL/NATURE/07\\_07/GULFSTREAM.HTM](http://vivovoco.astronet.ru/VV/JOURNAL/NATURE/07_07/GULFSTREAM.HTM)

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. Роль волн Россби в динамике Мирового океана// Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС ПРЕСС. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2007б. № 14. С. 61-71.

Бондаренко А.Л., Жмур В.В. Формирование термохалинных аномалий в океанах и морях. Вихри или волны Россби? // X Международная научно-техническая конференция. “Современные методы и средства океанологических исследований”. Ч.II. М.: И-т океанологии РАН. 2007в. С. 96-99.

Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Суркова Г.В. Основные закономерности поступления в Северный Ледовитый океан тёплых вод из Атлантического океана// X Международная научно-техническая конференция. “Современные методы и средства океанологических исследований”. Ч.II. М.: и-т Океанологии РАН. 2007. С.88-95.

Бондаренко А.Л., Борисов Е.В. Некоторые проблемы регистрации и анализа океанских и морских течений// X Международная научно-техническая конференция. “Современные методы и средства океанологических исследований”. Ч.II. М.: и-т Океанологии РАН. 2007. С. 92-95.

Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Жмур В.В. О длинноволновой природе морских и океанских течений// Метеорология и гидрология. 2008. №1. С. 72 – 79.

Бондаренко А.Л. Основные закономерности формирования течений океанов и морей. Новости ЕСИМО. Вып. 31. Январь-июнь. 2008. С. 1 – 21.  
<http://esimo.oceaninfo.ru/>

Бондаренко А.Л. Гольфстрим: мифы и реальность. Морской Интернет клуб. 2009а. <http://www.randewy.ru/gml/golf2.html>

Бондаренко А.Л. Куда течёт Гольфстрим? Научно-популярный блог о Мировом океане и его обитателях. 2009б. <http://www.oceanology.ru/where-gulf-stream-flow/>.

Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Суркова Г.В. Взаимодействие океана и атмосферы. Роль волн Россби Мирового океана в термодинамике его вод и атмосферы, погоде и климате Земли. 2010.  
<http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/rwaves.doc>

Бондаренко А.Л., Серых И.В. Основные закономерности формирования явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья. 2010. <http://www.oceanology.ru/cyclones-typhoons-tornado-hurricane-forming-with-rossby-waves/>

Бондаренко А.Л. О природе течений Мирового океана. 2010а. <http://randewy.ru/gml/bondar.html>

Бондаренко А.Л. Основные закономерности формирования циклонов, тайфунов, торнадо, ураганов, смерчей волнами Россби Мирового океана. 2010б. <http://novostinauki.ru/news/10837/>

Бондаренко А.Л. Основные закономерности атмосферных вихрей. Опубликовано на Meteoweb.ru 04-09-2010в <http://meteoweb.ru/2010/aao004.php>

Бондаренко А.Л., Серых И.В. О формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья Тихого океана. Восьмая открытая Всероссийская конференция. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Тезисы докладов. М.: ИКИ РАН 2010.С.15-19.

Бондаренко А.Л. Крупномасштабные течения и долгопериодные волны Мирового Океана. 2011а. [http://lib.oceanographers.ru/component/option,com\\_booklibrary/task,view/id,82/catid,29/Itemid,39/](http://lib.oceanographers.ru/component/option,com_booklibrary/task,view/id,82/catid,29/Itemid,39/)

Бондаренко А.Л. Закономерности формирования атмосферных вихрей. 2011б. <http://www.avkokin.ru/documents/616>

Бондаренко А.Л. Так что же, вихри или волны Россби существуют в океанах и морях? 2011в. <http://www.avkokin.ru/documents/601>



Бондаренко А.Л. Взаимодействие океана и атмосферы. Волны Россби Мирового океана. 2011г. <http://www.randewy.ru/gml/rossbi.html>

Бондаренко А.Л., Серых И.В., Борисов Е.В., Суркова Г.В., Филиппов Ю.Г., Щевьёв В.А. О влиянии волн Россби Мирового океана на термодинамику его вод и атмосферы, погоду и климат Земли// Метеорология и гидрология. 2011. № 4 С. 75 – 81.  
[http://www.oceanographers.ru/index.php?option=com\\_content&task=view&id=1639&Itemid=265](http://www.oceanographers.ru/index.php?option=com_content&task=view&id=1639&Itemid=265)

Бондаренко А.Л., Серых И.В. О формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2011. Т.8. №2. С.57-63.

Бондаренко А.Л. Мифы о Гольфстриме. 2012а.  
<http://www.randewy.ru/gml/golfbond.html>

Бондаренко А.Л. Океаническое течение Гольфстрим и причина жаркого лета в России и дождливого в Пакистане в 2010 году. 2012б.  
<http://www.randewy.ru/gml/bond2010.html>

Бондаренко А.Л. Причина жаркого лета в России и дождливого в Пакистане летом 2010 г. 2012в. [http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_summer\\_2010.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_summer_2010.pdf)

Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Серых И.В., Суркова Г.В., Ю.Г. Филиппов. Закономерности формирования апвеллинга Мирового океана// Метеорология и гидрология. 2012. № 11. С. 75 – 82. <http://www.randewy.ru/gml/rossbi.html>  
[http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_upwelling.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_upwelling.pdf)

Бондаренко А.Л. Взаимодействие океана и атмосферы. Волны Россби Мирового океана. 2012г. <http://www.randewy.ru/gml/rossbi.html>

Бондаренко А.Л. Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане// Наука в России. март-апрель, № 2. 2013а. С.28-31.  
[http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko\\_rossby.doc](http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko_rossby.doc)  
[http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_05\\_2013.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_05_2013.pdf)

Бондаренко А.Л. О некоторых неверных интерпретациях измерений течений Мирового океана// XIII Международная научно-техническая конференция “Современные методы и средства океанологических исследований” (МСОИ-2013). Материалы конференции, И – т океанологии РАН. Т. 1. М. 2013б. 230 – 234.

Бондаренко А.Л. Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана и атмосферы. Meteoweb.ru *Интернет – журнал*. Москва. 2014г.

200 с. [http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_05\\_2014.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_05_2014.pdf)  
<http://www.randewy.ru/gml/bondmono2.html>

Бондаренко А.Л. Новые представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья. 2015а. <http://meteoweb.ru/2015/aao005.php>  
<http://www.randewy.ru/gml/bondar15.html>

Бондаренко А.Л. Новое в исследованиях закономерностей формирования атмосферных вихрей. 2015б. <http://www.randewy.ru/gml/bond2015.html>

Бондаренко А.Л. Формирование глобальной циркуляции атмосферы: концепция общепринятая и авторская. Интернет – журнал Meteoweb.ru. Январь 2016 г. <http://meteoweb.ru/2016/aao20160124.php>

Бондур В.Г., Крапивин В.Ф. Космический мониторинг тропических циклонов. М.: Научный мир. 2014. 508 с.

Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир. 1988. 324 с.

Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. 1990. Л.: Гидрометеиздат. 280 с.

Вильсон Б.В. О поверхностном ветровом напряжении над водой при малых и больших скоростях ветра// Численные методы штормовых нагонов. Л.: Гидрометеиздат. 1964. С. 167-178.

Герман В.Х. Анализ колебаний уровня Азовского, Чёрного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // Тр. ГОИН. М.: Гидрометеиздат. 1970. Вып. 164. С. 145-149.

Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М.: Мир. Т. 2. 1986. 415 с.

Грей В.М. Генезис и интенсификация тропических циклонов// Сб. Интенсивные атмосферные вихри. 1985. М.: Мир.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо – Южное колебание. Метеорология и гидрология. 2000. № 5, С.32 – 51.

Гущина Д.Ю., Девиэт Б., Петросянц М.А. Объединённая модель атмосферы и тропического Тихого океана. Прогноз явления Эль-Ниньо - Южное Колебание 1997-1998гг// Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т.36. № 5. С.581-604.

Гущина Д.Ю. Аномалии в тропиках Тихого, Индийского и Атлантического

океанов // В кн. Современные глобальные изменения природы. М.: Научный мир. 2006. Т.1. С. 129 – 174.

Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в мировом океане. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 255с.

Иванов В.Н. Зарождение и развитие тропических циклонов// С.: Тропическая метеорология. Труды III Международного симпозиума. Л. Гидрометеиздат. 1985.

Иванов Ю.А., Лебедев К.В. Модельные исследования вклада ветровых течений в общую циркуляцию Мирового океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 829 – 833.

Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.В., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 290 с.

Жара в России и наводнение в Пакистане: найдена общая причин. 2010.  
<http://oko-planet.su/pogoda/pogodadiscussions/45331-zhara-v-rossii-i-potop-v-pakistane-mogut-imet.html>.

Захаров В.Е., Манаев С.В., Новиков С.П., Питаевский Л.П. Теория солитонов: Метод обратной задачи. 1980. М. Наука. 320 с.

Зырянов В.Н. Топографические вихри в океане// Исследования в области океанологии, физики атмосферы, географии, экологии, водных проблем и геоэкологии. Научная конференция Отделения океанологии, физики атмосферы и географии РАН 19-20 мая 2000 г. М.: ГЕОС. 2001. С. 103-108.

Зырянов В.Н., Кураев А.В., Костяной А.Г. Ледовые кольца Байкала: наблюдения, гипотезы, теории // Сборник трудов Международного симпозиума “Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере” МПС-2018. Москва. С.151-155.

Иванов В.А., Янковский А.Е. Локальный динамический эксперимент в шельфовой зоне Южного берега Крыма // 1993. Т. 33. №1. С. 49-55.

Каменкович В.М., Кошляков М.М., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 264с.

Кирилин Г.Б. Мезомасштабные вихри в озёрах // Сборник трудов Международного симпозиума “Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере” МПС-2018. Москва. С. 421-424.

Книпович Н.М. // Тр. Каспийской экспедиции 1914-1915 гг. Пг., 1921. 960 с.

Книпович Н.М. Глава X. Течения в Чёрном море // Труды Азово-Черноморской научно-исследовательской экспедиции. 1933. Вып.10. 272 с.

Коронкевич В.П., Тимец В.М. Методы и средства гидрометеорологических измерений . С-П.: Гидрометеиздат. 2000. 310 с.

Коротаев Г.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Теория экваториальных противотечений в Мировом океане. Киев: Наукова думка. 1986. 206 с.

Корт В.Г. Мезомасштабная изменчивость течений и температуры в Южном океане по данным дрейфующих буёв// Океанология. 1981. т. XXI. Вып. 3. С. 405 – 415.

Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во МГУ. 1975. 272 с.

Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчиннико И.М., Москаленко Л.В., Скирта А.Ю., Монахов В.В. Новые данные о режиме течений на шельфе северо-западной части Чёрного моря// Океанология. 2001. том. 41. № 3. С. 325-334.

Ла Комб А. Физическая океанография. “Мир” 1974. 270 с.

Ларичев В.Д., Резник Г.М. Численный эксперимент по столкновению двумерных уединённых вихрей Россби// ДАН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 229-233.

Лаппо С.С. Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука. 1979. 183 с.

Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. М.: Мир. 1981. Ч.1. 480 с.

Макеев Н. Н. Знаменитое открытие XIX века (К 175-летию открытия солитона). Вестник Пермского университета. 2010. Вып. 2(39).  
[http://vestnik.psu.ru/files/articles/138\\_34820.p](http://vestnik.psu.ru/files/articles/138_34820.p)

Максименко Н.А. Эксперимент мегаполигон, гидрофизические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 1992. 304 с.

Миязаки М., Уэно Т., Уноки С. Теоретические исследования нагонов у берегов Японии// Численные методы расчёта штормовых нагонов. М.: Гидрометеиздат. 1964. С. 88-115.

Моисеев С.С., Сагдеев Р.З., Тур А.В., Хоменко Г.А., Шукуров А.В. Физический механизм усиления вихревых возмущений в атмосфере// Доклады Академии наук СССР. 1983. Т.273. №3.

Монин А.С. Океанология. Физика океана. Т.1. М.: Наука. 1978. 455 с

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость мирового океана. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 262 с.

Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны. М.: Наука, 1985. 151 с.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Хворостьянов Д.В. Эволюция характеристик межгодовой климатической изменчивости, связанной с явлением Эль-Ниньо - Ла-Нинья //Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т.36. № 6. С. 741-751.

Наливкин Д.В. Ураганы, бури, смерчи. Л.: Наука. 1969. 210 с.

Незлин М.В. Солитоны Россби// Успехи физических наук. 1986. Том 150, вып. 1. Сентябрь. 46 с. [http://ufn.ru/ufn86/ufn86\\_9/Russian/r869a.pdf](http://ufn.ru/ufn86/ufn86_9/Russian/r869a.pdf)

Нелепо А.Б., Калашников З.Р., Хунджуа Г.Г. Энергетика взаимодействия между океаном и атмосферой в зоне действия феномена Эль-Ниньо// III конференция "Физические проблемы экологии" Москва. Московский Государственный университет. 2002.№ 10.С.118-123.

Нечволодов Л.В., Лобов А.Л., Овинова Н.В., Разорёнова О.А., Чумакова Л.В. О связи аномалий меридионального переноса тепла в Северной Атлантике с явлением Эль-Ниньо – южное колебание// Метеорология и гидрология. 1999. № 6, С.53 – 65.

Ньюэлл А. Солитоны в математике и физике. 1983. М.: Мир, 294 с.

Общая циркуляция атмосферы <http://dok.opredelim.com/docs/index-28050.html>

Овчинников И.М., Титов В.Б. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Чёрного моря// Океанология. 1990. Том 314. № 5. С. 1236-1240.

Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука, 1987. 88с.

Пери А.Х., Уокер Дж.М. Система океан-атмосфера. 1979. Л.: Гидрометеиздат. 195 с.

Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. [http://big-archive.ru/geography/general\\_atmospheric\\_circulation/index.php](http://big-archive.ru/geography/general_atmospheric_circulation/index.php)

Презентация Эль-Ниньо – Ла-Нинья.



<http://files.mail.ru/A586AA0575E94039A45D6645426C829C>

Рогачёв К.А. Полынья над банкой Кашеварова // Природа. 2001. № 3. С. 33-38.

Саркисян А.С. Основы теории и расчёт океанических течений. Л.: Гидрометеиздат. 1966. 123с.

Саркисян А.С., Дёмин Ю.Л., Бреховских А.Л., Шаханова Т.В. Методы и результаты расчёта циркуляции вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 152 с.

Сидоренков Н.С. Межгодовые колебания системы Атмосфера – Океан – Земля. 1999. С. 355 – 365.

СОЛИТОН РОССБИ, БОЛЬШОЕ КРАСНОЕ ПЯТНО ЮПИТЕРА И АНОМАЛЬНОЕ ЛЕТО РОССИИ. 2010. ОКО ПЛАНЕТЫ. автор – Gorman.  
<http://oko-planet.su/pogoda/listpogoda/48596-soliton-rossbi-bolshoe-krasnoe-pyatno-yupitera-i.html>

Соркина А.И. Построение ветровых полей для морей и океанов // Тр. ГОИН. М.: Гидрометеиздат. 1958. Вып. 44. 75 с.

Стоммел Г. Гольфстрим. М.: Иностранная литература, 1963. 227 с.

Сутырина Е. Н. Изучение мезомасштабных явлений в озере Байкал с применением данных радиометра AVHRR // Сборник трудов Международного симпозиума “Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере” МПС-2018. Москва. С. 338 – 341.

Титов В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Чёрного моря // Океанология, 1980. Т. XX. Вып. 3. С. 30 – 38.

Титов В.Б. О роли вихрей в формировании режима течений на шельфе Чёрного моря и в экологии прибрежной зоны// Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 1. С. 39-48.

Фащук. Мировой океан. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2002. 283 с.

Филатов Н.Н. Динамика озёр. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 166 с

Филиппов А.Т. Многоликий солитон. М. Наука. 1990. 288с.  
<http://www.alternatefuel.ru/biblioteka/bibl-electric/356-filippov-at-mnogolikij-soliton?showall=1>

Филюшкин Б.Н., Алейник Д.Л., Демидов Д.Л., Сарафанов А.А., Кожелупова А.А. Особенности формирования и распространения средиземноморской водной массы

на промежуточных глубинах Атлантического океана // Тр. научной конференции “Водные массы океанов и морей”. М. МАКС-ПРЕСС.2007. С. 92-129.

Штокман В.Б. О применимости динамического метода обработки гидрологических данных в изучении течений Каспийского моря// Геофизика 1937. Т. 7. Вып. 4. С. 302 – 313.

Штокман В.Б., Ивановский И.И. Результаты структурного изучения течений у западного берега Среднего Каспия// Метеорология и гидрология. 1937. № 4. С. 154 – 160.

Штокман В.Б. Избранные труды по физике моря. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 336с.

Юсупалиев У., Анисимов Е.П., Маслов А.К., Шутеев С.А. К вопросу формирования геометрических характеристик смерча. Часть II// Прикладная физика. 2001. №1.

Allen и др. Control of tropical instability waves in the Pacific// Geophysical Research letters. 1995. Vol. 22. №19. P.2561-2584. October1.

Anderson D.L.T., Rowlands P.B. The Somali current response of the southwest monsoon: the relative importance of local and remote forcing// J. Mar. Res. 1976. Vol. 34. P. 395-417.

Baturin N.G., Niiler P.P. Effects of instability waves in the mixed layer of the equatorial Pacific// J. of Geophysical Research. 1997. V.102. NO. C13. December 15. pp.27,771-27,793.

Bondarenko A.L. and Zhmur V.V. NATURE AND FORECASTING POSSIBILITY OF THE NINO/LA NINA PHENOMENON. Russian Meteorology and Hydrology. 2004. № 11, pp.26-35, Meteorologia I Hidrologiya UDC 551.526.6(265-062.5)

Bondarenko A.L. THE SUMMER OF 2010: HEAT IN RUSSIA AND FLOODS IN PAKISTAN// SCIENCE IN RUSSIA. 2013. № 2 (194) P. 28-31.

Bjerknes J // J. Phys. Oceanogr. 1972. V.106. P.447-462.

Bjerknes J // J. Phys. Oceanogr. 1972. V.2. P.212-217.

Cox M.D. Equatorially trapped wave and the generation of the Somali Current// Deep-Sea Res. 1976. Vol. 23. № 12. P. 1139-1152.

Brink K.H., Chapman D.C. Programs for computing properties of coastal-trapped waves

and wind-driven motions over the continental shelf and slope (second edition)// Woods Hole Oceanogr. Inst. Jun 1987. Technical report. Rep. N.WHO 187-24. 119 h.

Cox M.D. Equatorially trapped wave and the generation of the Somali Current// Deep-Sea Res. 1976. Vol. 23. № 12. P. 1139-1152.

Brink K.H., Chapman D.C. Programs for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope (second edition)// Woods Hole Oceanogr. Inst. Jun 1987. Technical report. Rep. N.WHO 187-24. 119h.

Csanady G. T. The birth and death of a warm core ring// J. Geophys. Res. 1979. Vol 84. № C2. P. 777 – 780.

Dickson R.R. Flow statistics from long-term current-meter mooring. The global data-set in January 1989 – World Climate Research Programme, WMO? WCRP-30, 1989.

Ekman V.W. Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen. Annalen der Hydr. u. Marit. Met. 34. 2006.

Falina A., Sarafanov A., Ozsoy E., Turuncoglu U. Observed basin-wide propagation of Mediterranean water in the Black Sea. J. Geophys. Res. Oceans. 2017. 122. doi:10.1002/2017JCO12729.

Feng L.H., G.Y. Luo. Cause Chain of an El Niño in the Eastern Equatorial Pacific and Feedback and Decrease-Increase Effects //Известия РАН Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. с. 271-276.

Fuglister F. Atlantic Ocean atlas// Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole. 1960. p. 209.

Garvine R.W. // J. Phys. oceanogr. 1971. V.1 P.169

Gill A. // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1980. V.106. P.447-462.

Gouriou Y., Bourles, Mercier H., Chuchla R. Deep jets in the equatorial Atlantic Ocean// Journal of geophysical research. 1999. Vol. 104. NO.C9. pp. 21,217-21,226.

Gray W. M. Tropical cyclone genesis// Atmos. Sci. Paper, Colo. St. Univer. 1975. №234. P. 39 – 47.

Halpern D., Knox R.A. and Luther D.S. Observation of 20-Day Period Meridional Current Oscillations in the Upper Ocean along the Pacific Equator// J. of Physical Oceanography. 1988. Vol.18. November. pp.1514 -1534.

Hsieh W.W. Observations of continental shelf waves off Oregon and Washington // J. .

of Physical Oceanography. August 1982. Vol. 12. P. 887-896.

Illing S., D.Gushina, B. Dewitte, N. Ayoub, and Y. du Penhoat. The 1996 equatorial Atlantic warm event: Origin and mechanisms // Geophysical research letters. 2006. VOL. 33, L09701, doi: 10. 1029/2005GL025632. p. 1 of 5.

Kielmann J., DÜing W. Tidal and Sub-inertial Fluctuation in the Florida Current// J. Physical Oceanography. 1974. Vol.4. P.227 – 236.

Knauss J.A. Further measurements and observations on the Cromwell current// J. Mar. Re. 1966.Vol.24. P. 205-240.

Longuet-Higgins M.S. On the transport of mass by time-varying ocean current// Deep-sea Res. 1969. Vol. 16. № 5. P. 431-447.

Lighthill M.J. Dynamic response of the Indian ocean to onset of the southwest monsoon// Philos. Trans. R. Soc. Lond. A. 1969. Vol.265. P.45-92.

Madsen O.S. A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer // J. Phys. Oceanogr. 1977. Vol. 7. P. 248-255.

Makino M., Kamimura T., Taniuti T. Dynamics of two-dimensional solitary vortices in a low- $\beta$ -plasma with convective motion// J. Phys. Soc. Japan. 1981. Vol. 50. № 4. h. 980-989.

Munk W.H., Moore D. In the Cromwell current driven by equatorial Rossby waves?// J. Fluid Mech. 1968. Vol. 33. pp.241-259.

Munk W.H., Phillips N. // Rev. Geophys. 1968. V. 6. № 4.

M. Susan Lozier. Deconstructing the Conveyor Belt// Scienc. 2010. V 328. P.1507-1511. <http://www.oceanolog.ru/modules/news/article.php?storyid=1441>

Wakata, Toshio Yamagata, and Stephen E. Zebiak. TNSO theory// Journal of geophysical research. 1998. vol. 103. NO. C7. Pages 14,261-14.290. June 29.

Niller P.P., Mysak L.A. Barotropic waves along an eastern continental shelf// Geophys. Fluid Dyn. 1971. Vol.2. P.273-288.

Philander S.G.H. Equatorial undercurrent, measurements and theories// Rev. Geophys. Space Phys. 1973. Vol. P. 513-570.

Richardson P.L., Cheney R.E., Mahtini L.A. Tracking a Gulf Stream ring with free drifting surface buoy// J. Phys. Oceanogr. 1977. Vol. 7. № 4. P. 580 –590.

Richardson P.L., Maillard C., Stafford T.B. The physical structure and life history of cyclonic Gulf Stream ring Allen// J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. N C12. p.385-420.

Richardson P.L. Sofar Floats Give a New of Ocean Eddies// Oceanus. 1991. Vol. 34. № 1. Spring. P. 23 – 37.

Robinson A.R. Continental shelf waves and response of sea level to weather systems// J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P.367-368.

Rossby C.G. collaborators. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. 1939. J.Mar. Res. V. 2. №1. 38-55.

Rossby H.T., Freeland H. SOFAR floats. MODE-1 and post-MODE.-In: Atlas of the Mid-Ocean Dynamics Experiment (MODE-1), ed. V. Lee, C. Wunsch, MIT, Cambridge, 1977, p. 94-104.

Russell J.S. Report of the committee on waves, Report of the 7th Meeting of British Association for the Advancement of Science, John Murry, London, 1838, pp. 417 – 496.

Sandström I.W., Helland-Hansen B. Über die Berechnung von Meeresströmungen// Norw/ Fish., Mar. Invest. 1903. V. 2. № 4.

Schott G. Weltkarte zur Übersicht der Meeresströmungen// Ann. Hydrogr. Und marit. Meteorol. 1943. Vol. 71.

Schott F., Duing W. Continental shelf waves in the Florida straits// J. Of Physical Oceanography. 1976. vol.6. №4. Yuly. P.451-460.

Sverdrup H.V., Jonson M.W., Fleming R.H. The oceans. N.Y.: Prentice-Hall. 1942. 1087 p.

Thompson R.O.R.Y. Topographic Rossby waves at a site north of the Gulf Stream// Deep-Sea Res. 1971. Vol. 18. №. P.1-19.

Veber J.L. Proc. 7-th Conf. Great Lakes Res. Great Lakes Res. Div. Publ. 1964. №11. P. 382.

Webster P.J., Palmer T.N. The past and the future of El-Niño// Nature. Vol. 390/11 december 1997. p. 562-564.



Wunsh C. On the mean drift in large lake// Limnol. Oceanogr. 1973. Vol. 18. P. 793-795.

Zabusky N.J. and Kruskal M.D. Interaction of solitons in a collisionless plasma and the recurrence of initial states. Phys.Rev.Lett.15. 1965. pp. 240—243.

Монография подводит итог тридцатилетних исследований автора по обоснованию новой концепции динамики Мирового океана и атмосферы. В соответствии с этой концепцией в структуре движений вод океана и воздуха атмосферы доминируют движения долгопериодных волн, получивших название океанических и атмосферных волн Россби, но, как показывают исследования автора монографии, они больше похожи на волны солитоны. Горизонтальные составляющие орбитальных движений частиц воды океанических волн формируют крупномасштабные течения и противотечения океанов и морей, а вертикальные составляющие – обмен вод в вертикальном направлении, соответственно такие явления, как апвеллинг – даунвеллинг, Эль-Ниньо – Ла-Нинья, атмосферные вихри.

Орбитальные движения частиц воздуха атмосферных волн формируют глобальные движения атмосферы, ветер во всей толще атмосферы, куда входят струйные течения, циклоны и антициклоны. Эти волны формируют атмосферные вихри, такие как тропические циклоны, торнадо, ураганы, тайфуны, обильное выпадение осадков и отсутствие осадков, создавая обширные засушливые зоны.

Тепловое взаимодействие океана с атмосферой осуществляется в основном вертикальными движениями воды океанических волн и, таким образом, они, наряду с атмосферными волнами, активно участвуют в формировании погоды и климата Земли.

В целом динамика Мирового океана в основном формируется океаническими долгопериодными волнами, динамика атмосферы – атмосферными и океаническими долгопериодными волнами.

Данные монографии могут быть использованы гидрофизиками, океанологами, климатологами, метеорологами и экологами широкого профиля.



**Альберт Леонидович Бондаренко**, океанолог, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник Института водных проблем РАН. Область научных интересов: динамика Мирового океана и атмосферы. Достижения: доказательство схожести долгопериодных океанических и атмосферных волн, получивших название волн Россби, с волнами солитонами, и их существенного влияния на формирование динамики океана и атмосферы, погоды и климата Земли. Автор более 100 публикаций.

[albert-bond@mail.ru](mailto:albert-bond@mail.ru)