

БАССЕЙНОВАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И МЕЗОМАСШТАБНАЯ ДИНАМИКА ЧЕРНОГО МОРЯ ПОД ВЕТРОВЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

А.Г. Зацепин¹, В.В. Кременецкий¹, С.В. Станичный², В.М. Бурдюгов²

¹*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, Москва*

²*Морской гидрофизический институт Национальной академии наук Украины, Севастополь*

Обсуждается взаимодействие бассейновой циркуляции и мезомасштабной вихревой динамики вод в Черном море и их зависимость от крупномасштабного ветрового воздействия (экмановской накачки) и топографии континентального склона. Исследование проводится на основе анализа данных наблюдений, а также посредством лабораторного моделирования эволюции прибрежного бароклинного течения, динамически подобного Основному черноморскому течению (ОЧТ). Установлено, что при наличии положительной и достаточно интенсивной экмановской накачки ОЧТ имеет вид прижатой к берегу когерентной струи, а мезомасштабная вихревая динамика подавлена. При долговременном отсутствии или существенном ослаблении экмановской накачки характер затухания (релаксации) ОЧТ зависит от параметров континентального склона. На стадии релаксации в условиях узкого и крутого континентального склона, ОЧТ меандрирует и распадается на мезомасштабные вихри. В условиях широкого континентального склона оно сохраняется в виде затухающей струи. Для северо-восточной части моря, с узким и крутым континентальным склоном, установлено существование двух характерных режимов циркуляции вод, связанных с предысторией экмановской накачки: струйный и волно-вихревой. Одним из важных результатов работы является установление эмпирической связи между средней скоростью/расходом геострофического вдольберегового течения (ОЧТ) и скоростью экмановской накачки.

Введение

Черное море – квазиизолированный бассейн, заполняемый водой из двух источников приблизительно одинакового расхода. Одним из этих источников является пресноводный речной сток, другим – Нижнебосфорское течение, с которым поступает соленая вода средиземноморского происхождения.

Благодаря взаимодействию речных и средиземноморских вод сформировалась и поддерживается гидрологическая структура Черного моря, схематически изображенная на рис. 1.

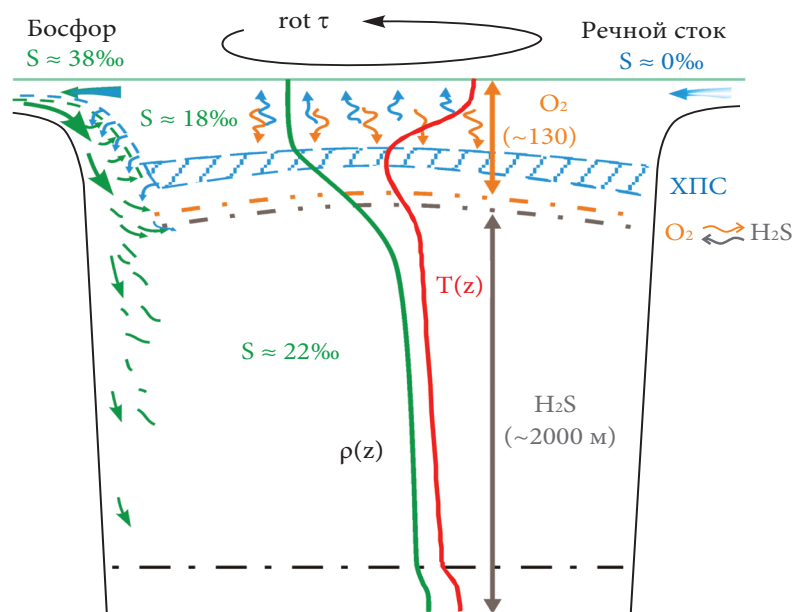


Рис. 1. Гидрологическая структура вод Черного моря. ХПС – холодный промежуточный слой, $\rho(z)$ – профиль плотности, $T(z)$ – профиль температуры, $O_2 \rightarrow H_2S$ – зона перехода от аэробных вод к анаэробным. Внизу штрих-пунктиром отделен придонный квазиоднородный слой. Волнистыми стрелками вверх обозначен процесс зимнего конвективного перемешивания, обеспечивающего формирование ХПС и вертикальный транспорт кислорода.

Наличие мощного перманентного пикно-халоклина обуславливает ярко выраженную бароклинную динамику вод Черного моря. Известно, что основные течения в этом бассейне наблюдаются в верхнем 200–250-метровом слое. Ниже скорость течения невелика и, как правило, не превышает $2\text{--}3 \text{ см с}^{-1}$ (Титов, 1980). Цель данной работы заключается в описании динамики бароклинного слоя Черного моря и ее зависимости от крупномасштабного ветрового воздействия на основе современных данных наблюдений и результатов лабораторного моделирования. Следует отметить, что динамика бароклинного слоя моря была одним из основных объектов в сфере научных интересов П.С. Линейкина, внесшего большой вклад в развитие теории бароклинных течений (Линейкин, 1957).

1. Наблюдаемые особенности циркуляции Черного моря

Хорошо известно, что важной особенностью горизонтальной циркуляции вод Черного моря является наличие общего циклонического круговорота (Книпович, 1932). В этом крупномасштабном циклоническом круговороте выделяют струйное течение (Основное Черноморское течение – ОЧТ), стрежень которого чаще всего располагается над континентальным склоном. До недавнего времени представления об общей циклонической циркуляции вод и ОЧТ складывались на основе разрозненных наблюдений течений на заякоренных буйковых станциях, а также по данным гидрологических разрезов и съемок (Блатов и др., 1984; Богатко и др., 1979; Овчинников, Титов, 1990). В период с 1999 по 2003 гг. в Черном море был проведен международный дрейтерный эксперимент, который позволил проверить старые и получить новые данные о бассейновой циркуляции и мезомасштабной динамике вод в верхнем слое моря, об основных характеристиках и региональных особенностях течений (Журбас и др., 2004; Poulain et al., 2005). Так, дрейтеры отчетливо показали общий циклонический перенос вод в Черном море и «среднестатистическое» наличие ОЧТ с максимумом скорости над континентальным склоном (см. рис. 2). Они подтвердили также наличие интенсивных мезомасштабных вихрей (преимущественно антициклонических) как в прибрежной, так и в центральной частях Черного моря. В некоторых из таких вихрей дрейтеры вращались весьма продолжительное время (1.5–2.5 месяца) и показали очень высокую скорость орбитального движения (например, $0.6\text{--}0.8\text{ м с}^{-1}$ в юго-восточной части моря). Однако наиболее полную, хотя и качественную картину мезомасштабной вихревой структуры Черного моря, ответственной за горизонтальное перемешивание вод (Гинзбург, 1994), дают спутниковые изображения поверхности моря (рис. 3).

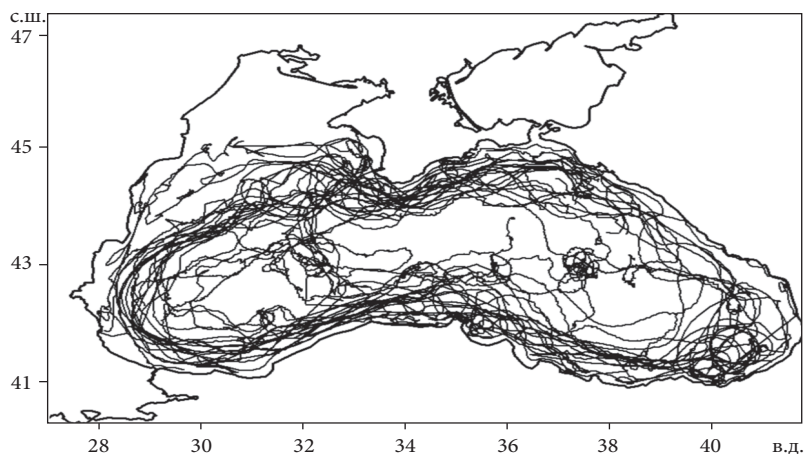


Рис. 2. Траектории 34 лагранжевых дрейтеров в Черном море, запущенных в 1999–2002 гг.

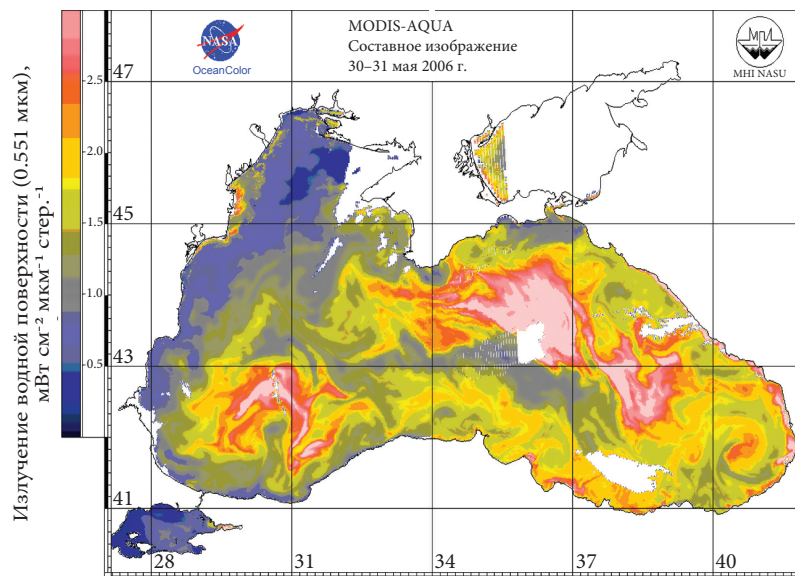


Рис. 3. Проявление мезомасштабной вихревой динамики вод Черного моря в поле пассивного трассера (цветение кокколитофорид) на спутниковом изображении.

По дрифтерным данным были рассчитаны и построены карты векторов средней скорости течения, полной кинетической энергии течений, а также величин энергии среднего течения, флуктуаций скорости и инерционных колебаний. Были оценены значения этих характеристик, как для всего моря, так и для его различных районов (глубоководная часть, континентальный склон и шельф). В среднем для всего Черного моря отношение кинетической энергии мезомасштабных флуктуаций скорости к кинетической энергии среднего течения оказалось меньшим или равным единице, тогда как для Мирового океана оно близко к 5 (Каменкович и др., 1987). Это, однако, не означает, что вихревая активность в Черном море существенно ниже, чем в Мировом океане. Просто размеры Черного моря существенно меньше любого из океанов, и на его площади размещается значительно меньше вихрей. На основе использования подхода Тейлора к анализу дрифтерных данных получена оценка коэффициента горизонтального вихревого обмена: $K = (2.0 \pm 1.0) \times 10^3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. С ее помощью определен масштаб времени вихревого обмена «частицами» между центральной частью моря и зоной ОЧТ, который составляет 4–8 мес. Важно отметить, что обращение дрифтера в циклоническом кольце циркуляции имеет, в среднем, тот же временной масштаб, что и поперечный к берегу вихревой водообмен. Все эти результаты прямо или косвенно подтверждают гипотезу о существовании тесной взаимосвязи

между бассейновой (крупномасштабной) циркуляцией и мезомасштабной динамикой вод в Черном море.

Одним из основополагающих вопросов гидродинамики Черного моря является вопрос о причинах, вызывающих крупномасштабную циркуляцию его вод. Из ряда работ по численному моделированию следует, что наиболее существенным фактором, определяющим не только циклонический знак, но и интенсивность бассейновой циркуляции вод в Черном море, является ветровое воздействие (*Moskalenko, 1975; Stanev, 1990; Korotaev et al., 2003*). Механизм ветрового «раскручивания» крупномасштабной циркуляции хорошо известен. Поскольку поле ветра является пространственно неоднородным, то в определенных районах моря образуются зоны конвергенции/дивергенции экмановского переноса. Вследствие конвергентно-дивергентных движений в экмановском слое, а также из-за условия неразрывности изменяется уровень поверхности моря и происходит заглубление/подъем изопикнических поверхностей в термогалокине. Появляются горизонтальные градиенты давления, с которыми связано возникновение и поддержание градиентных (геострофических) течений. Этот ветровой механизм генерации геострофических течений имеет название «экмановская накачка». Благодаря экмановской накачке того или иного знака в замкнутых бассейнах создаются условия, обеспечивающие существование общей горизонтальной циркуляции вод.

Функциональные связи дивергенции экмановского переноса с вертикальной скоростью W_E на нижней границе экмановского слоя, которую в дальнейшем будем называть скоростью экмановской накачки (ее положительные значения соответствуют направлению вверх), и вертикальным компонентом завихренности $rot_z \tau$ вектора касательного напряжения ветра на поверхности моря τ имеют следующий вид:

$$\nabla_H \cdot M_E / \rho = -W_E = -rot_z \tau / (\rho f). \quad (1)$$

Здесь ∇_H – оператор горизонтальной дивергенции; ρ – плотность морской воды; $M_E = \tau / f$ – двумерный расход (экмановский перенос) дрейфового течения; f – параметр Кориолиса. В соответствии с (1), дивергенция экмановского переноса и скорость экмановской накачки прямо пропорциональны завихренности касательного напряжения ветра.

В данной работе мы приведем экспериментальные свидетельства того, что механизм экмановской накачки является основным источником геострофических течений в Черном море. Однако не только ветер, но и термохалинные процессы могут создавать геострофические течения, причем до сих пор окончательно не выяснено, каков вклад этих процессов в циркуляцию Черного моря. Так, наряду с доказательствами важности ветрового фактора (*Moskalenko, 1975; Stanev, 1990; Korotaev et al., 2003*), по результатам численных экспериментов в (*Oguz et al., 1995*) делается вывод о важной роли сезонной

изменчивости потоков тепла в системе море–атмосфера в формировании реальной черноморской циркуляции. В то же время, на основании аналитических оценок и лабораторных экспериментов утверждается (Булгаков и др., 1996а, 1996б), что пресноводный сток рек может формировать наблюдаемую циркуляцию Черного моря. Поэтому основанное на анализе натурных данных исследование влияния ветрового воздействия на изменчивость черноморских течений представляется достаточно актуальным.

2. Влияние ветрового воздействия

Характеристики ветрового поля над Черным морем, такие как τ , $\text{rot}_z \tau$ и W_E , рассчитывались на основе данных о скорости ветра из массива реанализа NCEP/NCAR. Вычисление производных по широте и долготе выполнялось путем дифференцирования бикубических сплайнов. Расчеты горизонтальных производных осуществлялись в сферической системе координат. Оценка средних по площади величин τ , $\text{rot}_z \tau$ и W_E выполнялась путем суммирования значений только в тех узлах сетки, которые относились к черноморской акватории.

На рис. 4 приведена карта распределения W_E в Черном море, построенная на основе использования данных реанализа NCEP/NCAR за 1998–2006 гг. Видно, что средняя за этот период завихренность касательного напряжения ветра над глубоководной частью моря имеет положительный (циклонический) знак.

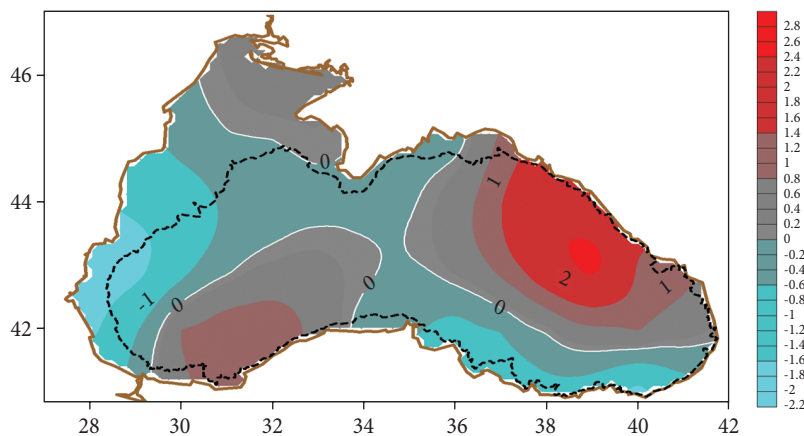


Рис. 4. Распределение средних за 1998–2006 гг. значений $W_E \cdot 10^6$ (м с^{-1}) в Черном море. Красным цветом обозначены области положительных (направленных вверх) значений W_E , соответствующих циклонической завихренности касательного напряжения ветра, голубым – отрицательных. Пунктир – положение изобаты 200 м.

Заметим, что существенный вклад в формирование суммарной завихренности напряжения ветра над глубоководной зоной Черного моря играет его северо-восточная часть, где наблюдаются ее наиболее высокие значения. Поэтому не будет преувеличением сказать, что экмановская накачка в северо-восточной части моря имеет определяющее значение в формировании общей циклонической циркуляции вод Черного моря. Отмечается также сезонная изменчивость интенсивности экмановской накачки. Как для моря в целом, так и для его северо-восточной части, W_E достигает максимальных значений в зимний период, а минимальных – в весенне-летний. Это отчетливо видно на рис 5а, где представлен годовой ход значений W_E в северо-восточной части моря, сглаженный по времени с трехмесячным скользящим шагом. Максимальная экмановская накачка наблюдается в декабре–январе, а минимальная – в мае. Таким образом, можно ожидать, что циклоническая циркуляция Черного моря должна усиливаться зимой и ослабевать летом.

Действительно, рассмотрение внутригодовой изменчивости поверхностной геострофической скорости вдольберегового течения $\langle V_g \rangle$ в северо-восточной части Черного моря (рис. 5б) свидетельствует о том, что $\langle V_g \rangle$ положительно коррелирует со средней в пределах северо-восточной части моря (от 42° с.ш. к северу до 200-метровой изобаты, между 36° и 40° в.д.) скоростью экмановской накачки $\langle W_E \rangle$ (рис. 5а). Значения V_g рассчитывались динамическим методом (с выбором нулевой поверхности на глубине 500 м) для нормальных к берегу разрезов в 50-мильной прибрежной полосе моря (в зоне ОЧТ), а затем осреднялись по длине разреза. Эти разрезы были выполнены в более чем 30 рейсах в северо-восточную часть Черного моря в 1998–2006 гг. Как видно на рис. 5б, зимой геострофическая скорость вдольберегового течения, как и скорость экмановской накачки, имеет максимальные значения, а летом – минимальные. Это хорошо согласуется с результатами анализа данных дрейфтерного эксперимента, согласно которым кинетическая энергия течений в верхнем 15-метровом слое моря имеет статистически обеспеченные максимум и минимум в конце зимы и в начале лета соответственно (Poulain *et al.*, 2005).

На рис. 5в изображен годовой ход среднего расхода ОЧТ, рассчитанного с использованием указанных данных в слое 0–500 м. Видно, что расход ОЧТ максимален в зимние месяцы, причем в январе–феврале он достигает 2–4 Св, тогда как весной, летом и осенью изменяется в пределах от 0.5 до 2 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$). Следует также обратить внимание на локальный максимум $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$ в октябре–ноябре. Скорее всего, это не артефакт, и этот максимум обусловлен некоторым повышением уровня $\langle W_E \rangle$ и усилением бароклинности в августе–сентябре.

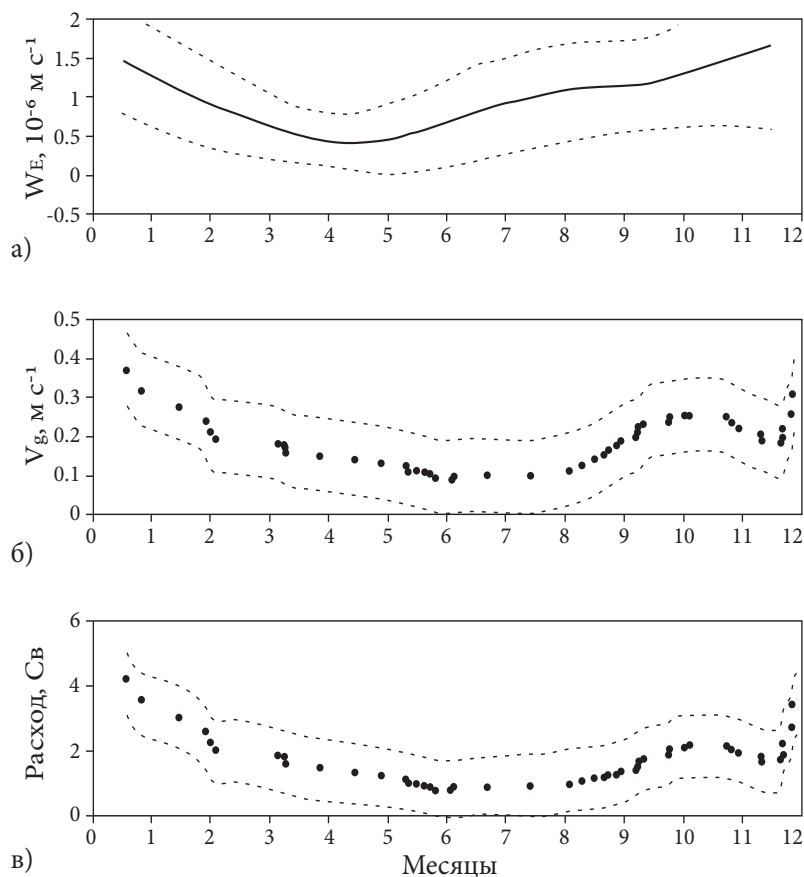


Рис. 5. Внутригодовая изменчивость в северо-восточной части Черного моря: а) среднего значения $\langle W_E \rangle$; б) средней скорости ОЧТ $\langle V_g \rangle$ на поверхности в 50-мильной прибрежной зоне; в) среднего значения расхода $\langle Q_g \rangle$ вдольберегового геострофического течения (ОЧТ) в 50-мильной прибрежной зоне. Величины $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$ сглажены по времени скользящим средним по 7 точкам. Пунктирные линии – среднеквадратичные отклонения.

Связь $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$ с $\langle W_E \rangle$ хорошо прослеживается и на рис. 6, где $\langle W_E \rangle$ – средние по северо-восточной части Черного моря значения скорости экмановской накачки, дополнительно осредненные по времени за 30 дней, предшествующих моменту времени выполнения разреза. Изображенные на рисунке величины $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$ рассчитывались как средние значения вдольбереговой составляющей геострофической скорости течения для каждого из нормальных к берегу СТД-разрезов длиной 50 миль, на которых ОЧТ наблюдалось в виде почти параллельного берегу струйного течения, т.е. в отсутствие круп-

ных меандров и вихрей. Для этой цели были использованы данные 21 из 87 разрезов длиной 50 и более миль, выполненных в период 1998–2006 гг.

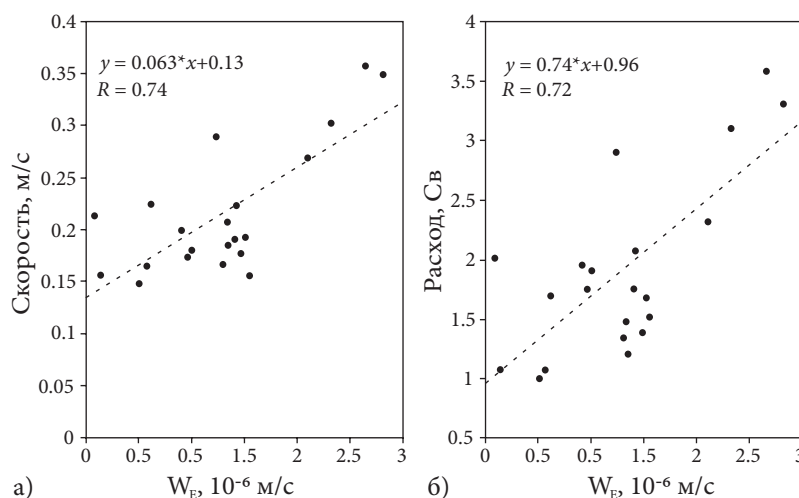


Рис. 6. Зависимость средней вдольбереговой составляющей поверхностной геострофической скорости течения $\langle V_g \rangle$ (а) и расхода $\langle Q_g \rangle$ ОЧТ (б) в северо-восточной части Черного моря от $\langle W_E \rangle \cdot 10^6$ (м с⁻¹). Точки – значения скорости и расхода ОЧТ на нормальных к берегу 50-мильных разрезах (1998–2006 гг.).

Уравнения линейной регрессии, связывающие $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$ с $\langle W_E \rangle$, имеют вид:

$$\langle V_g \rangle = 0.13 + 0.063 \langle W_E \rangle \cdot 10^{-6} \text{ (м с}^{-1}\text{)}, \quad (2)$$

$$\langle Q_g \rangle = 0.96 + 0.74 \langle W_E \rangle \cdot 10^{-6} \text{ (Св)} \quad (3)$$

при коэффициенте корреляции $R > 0.7$.

Выбор периода осреднения T для вертикальной скорости W_E был сделан на основании анализа корреляции между $\langle V_g \rangle$ и $\langle W_E \rangle$ при различных значениях периода осреднения. Зависимость коэффициента корреляции R между этими величинами от периода осреднения T представлена на рис. 7. Видно, что наибольшие значения R наблюдаются при осреднении за 20–50 суток, причем абсолютный максимум достигается при $T \approx 30$ суток. Этот период времени можно рассматривать как временной масштаб приспособления геострофического течения к изменяющемуся ветровому воздействию.

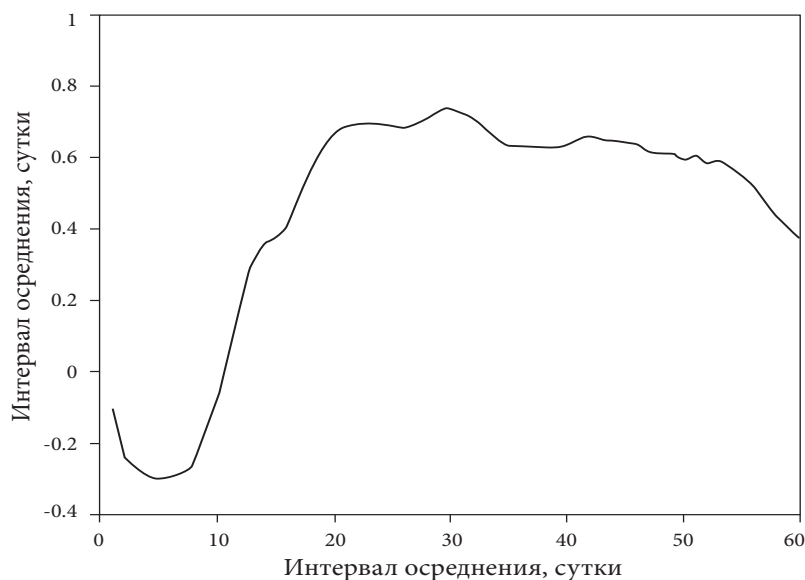


Рис. 7. Величина коэффициента корреляции между значениями $\langle V_g \rangle$ и $\langle W_E \rangle$ при различных значениях периода осреднения вертикальной скорости $\langle W_E \rangle$ (от 1 до 60 суток).

При проведении анализа зависимостей скорости ОЧТ и положения стрежня течения от предыстории экмановской накачки мы оперировали только теми данными, которые не были подвержены существенному влиянию мезомасштабных вихрей. Вместе с тем, количество разрезов, «искаженных» вихрями и меандрами, значительно превышало количество «неискаженных». Вихри и меандры не только изменяли направление течения, тем самым уменьшая вдольбереговую составляющую скорости, но и влияли на положение ОЧТ. Так, прибрежные антициклонические вихри отодвигали стрежень ОЧТ иногда более чем на 50 миль от берега. Эти факторы существенно ухудшили бы качество оценок средних значений $\langle V_g \rangle$ и $\langle Q_g \rangle$.

На рис. 8 представлены разрезы геострофической скорости, выполненные в северо-восточной части Черного моря в период 1998–2006 гг. Видно, что: 1) струя ОЧТ не имеет четкой топографической привязки и может находиться на самых разных расстояниях от берега; 2) интенсивные струйные течения «прижимаются» к континентальному склону, а при удалении стрежня струи от берега скорость течения в ней уменьшается. Зависимость удаления стрежня ОЧТ от берега от интенсивности ветровой накачки $\langle W_E \rangle$ представлена на рис. 9. Видно, что при значениях $\langle W_E \rangle$ больше $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ м с}^{-1}$ струя ОЧТ прижата к континентальному склону. А при меньших значениях $\langle W_E \rangle$ удаление стрежня ОЧТ может меняться в больших пределах, вплоть до 100 км и более.

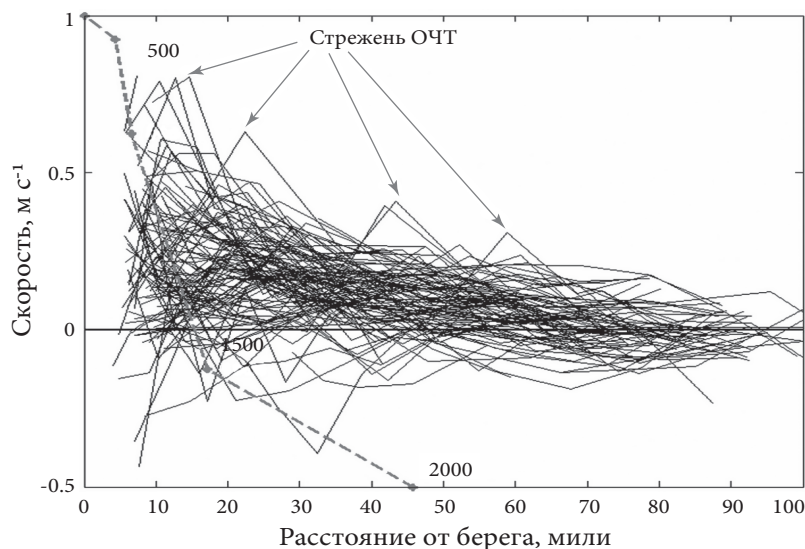


Рис. 8. Разрезы вдольбереговой составляющей поверхностной геострофической скорости течения V_g в северо-восточной части Черного моря (м с^{-1}) по данным за период с 1998 по 2006 г. Серый пунктир – схематическое изображение континентального склона. Точками и числами 500, 1500 и 2000 отмечены положения соответствующих изобат как функции расстояния от берега.

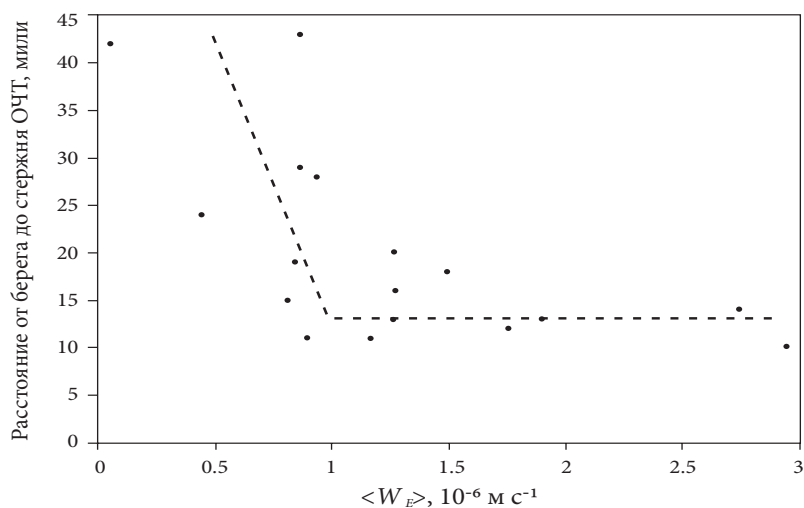


Рис. 9. Положение стрежня ОЧТ (расстояние от берега – морские мили, на котором вдольбереговая составляющая скорости течения имеет максимум) в зависимости от средней вертикальной скорости $\langle W_E \rangle$ (м с^{-1}).

3. Лабораторный эксперимент

На основании вышеизложенного логично считать, что бассейновая циркуляция представляет собой нелинейную суперпозицию ОЧТ и мезомасштабных вихревых структур, и необходимо как можно лучше разобраться во взаимосвязи и взаимодействии этих различных форм движения и их зависимости от ветрового воздействия и топографии континентального склона.

Согласно существующим представлениям, топография континентального склона оказывает значительное влияние на структуру и устойчивость пограничных морских течений, к которым относится и ОЧТ (Koblinsky, 1990). Известно, что пограничные течения следуют в основном вдоль изобат. Физически «привязка» течений к изобатам (топографическая зависимость) обусловлена тем, что частицы воды стремятся сохранять свою потенциальную завихренность. Действительно, если относительная завихренность пренебрежимо мала, что справедливо для крупномасштабных (квазигеострофических, квазистационарных) течений, то для однородного по плотности водного столба закон сохранения потенциального вихря P выражается в виде

$$P = f / H = \text{const} , \quad (4)$$

где H – локальная глубина моря.

Из (4) следует, что линии тока крупномасштабного течения должны совпадать с изобатами ($H = \text{const}$). При этом можно было бы ожидать, что «привязка» течений к изобатам является тем более строгой, чем круче склон. Однако, если ширина склона существенно меньше горизонтального масштаба течения, то оно должно реагировать на крутой склон почти как на вертикальную стенку. В таком случае топографическая зависимость может быть незначительной. Если же ширина склона соизмерима или превышает горизонтальный масштаб течения, то следует ожидать, что влияние топографии на динамику и структуру течения должно быть весьма ощутимым. Поэтому соотношение между шириной склона и горизонтальным масштабом течения является одним из ключевых параметров, определяющих степень топографической привязки.

В связи с этим можно предположить, что влияние топографии континентального склона на ОЧТ должно быть различным в разных частях моря, в зависимости от крутизны и ширины зоны с наклоном дна, а также от кривизны изобат, контуры которых в значительной степени повторяют береговую черту. Различия в топографических характеристиках хорошо видны на рис. 10, где изображена карта Черного моря с нанесенными изобатами 100 м и 1500 м, расстояние между которыми характеризует ширину континентального склона в различных частях моря. При этом в качестве безразмерной ширины континентального склона (индекса ширины склона) используется отношение L_s / R_d , где L_s – кратчайшее (в каждом створе) расстояние между изобатами 100 м и

1500 м, а R_d – характерное для глубоководной части Черного моря (равное 18 км) значение бароклинного радиуса деформации Россби (Журбас и др., 2004). Значения этого индекса в различных частях Черного моря указаны на рис. 10 цифрами. Видно, что в северо-восточной и юго-западной частях моря континентальный склон является довольно узким ($L_s / R_d \sim 1$), тогда как в северо-западной части моря – довольно широким ($L_s / R_d \geq 4$). Поэтому можно ожидать, что степень его влияния на структуру ОЧТ должна быть различной на северо-западе, северо-востоке и юго-западе. Однако это лишь качественные соображения, нуждающиеся в экспериментальной проверке.

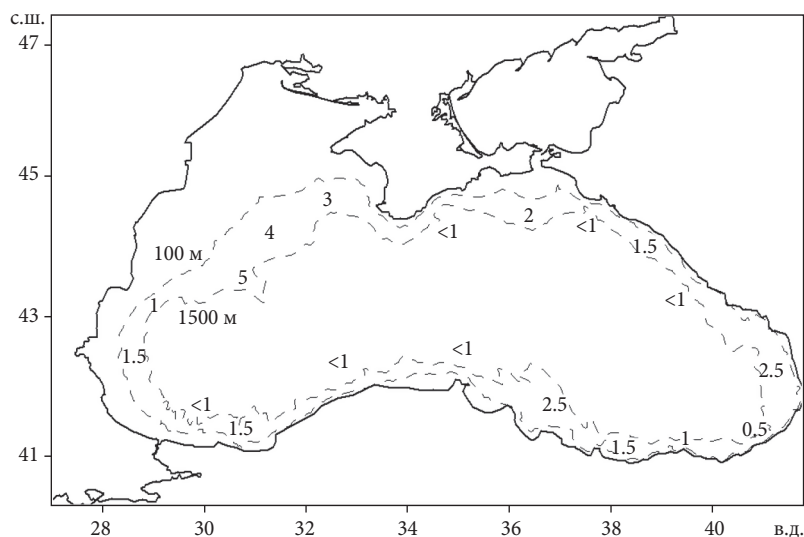


Рис. 10. Карта Черного моря с изобатами 100 м и 1500 м. Цифры – значения индекса ширины склона L_s / R_d .

Для того чтобы выявить закономерности влияния нестационарной экмановской накачки и характеристик континентального склона на бассейновую циркуляцию и мезомасштабную динамику Черного моря, были проведены специальные лабораторные эксперименты по исследованию влияния наклонного дна и переменного ветрового воздействия на устойчивость и структуру прибрежного течения, динамически подобного ОЧТ.

При создании лабораторной модели (Zatsepin et al., 2005) мы ограничились простейшей постановкой задачи, которая, тем не менее, позволяет воспроизвести основные черты крупномасштабной и мезомасштабной динамики вод Черного моря.

Опыты проводились в круглом резервуаре, заполненном двухслойно-стратифицированной по соли жидкостью и располагающемся в центре вра-

щающейся платформы, моделирующей эффекты вращения Земли (рис. 11). Для моделирования динамики вод в районах Черного моря с разной шириной континентального склона в резервуаре размещались вставки в виде усеченного конуса. Каждая вставка располагалась вплотную к бортику сверху, упиралась в дно бассейна снизу и имела определенный угол между образующей конуса и горизонталью. Вставки менялись от одной серии опытов к другой. Выбор такой простой конфигурации склона облегчает интерпретацию результатов эксперимента, но, разумеется, не обеспечивает представление всех реальных особенностей топографии континентального склона, ее пространственной изменчивости.

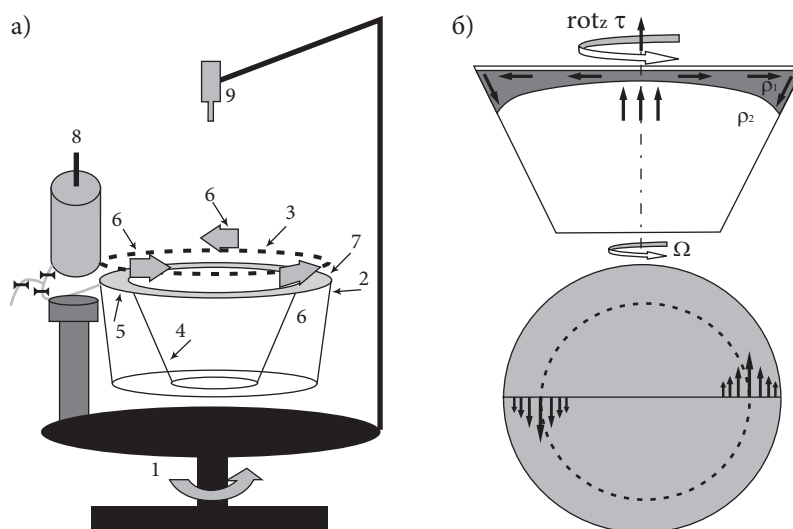


Рис. 11. Схематическое представление:

а) лабораторной установки (1 – вращающаяся платформа; 2 – пластиковый бассейн с двухслойной жидкостью; 3 – крышка бассейна; 4 – вставка с наклонным дном; 5 – бортик (шельф); 6 – источники ветрового воздействия; 7 – вертикальная стенка у бортика; 8 – источник постоянного расхода жидкости; 9 – видеокамера); б) формирования прибрежного осесимметричного течения в двухслойной вращающейся жидкости при ветровом воздействии (виды сбоку и сверху).

Для адекватного воспроизведения крупно- и мезомасштабных динамических процессов соблюдалось подобие по нескольким безразмерным критериям, включающим число **Бюргера** $Bu_0 = (R_d / L_0)^2$, число **Фруда** $Fr_{Rim} = U_{Rim} / (g' h_0)^{0.5}$, число **Экмана** $E = \nu / (f h_0^2)$, отношение $\theta = h_0 / H$ и

введенный выше индекс ширины склона L_s / R_d . Здесь $R_d = (g' h_0)^{1/2} / f$ – бароклинный радиус деформации Россби; $g' = g \Delta \rho / \rho$ – редуцированное ускорение свободного падения; $\Delta \rho$ – перепад плотности между слоями; ρ – плотность нижнего слоя; h_0 – толщина верхнего слоя; f – параметр Кориолиса; U_{Rim} – скорость течения в стрежне вдольберегового течения; L_0 – полуширина (радиус) бассейна; H – глубина жидкости в бассейне; ν – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости в Черном море и молекулярной – в лабораторном бассейне. Значения этих критериев для натуральных условий в Черном море и для лабораторной модели представлены в таблице.

Таблица

Значения критериев подобия для Черного моря и его лабораторной модели

Параметры (безразмерные)	Черное море	Лабораторная модель
$\theta = h_0 / H$	$(0.5-1.0) \times 10^{-1}$	$(0.7-1.4) \times 10^{-1}$
$Bu_0 = (R_d / L_0)^2$	$(0.6-2.0) \times 10^{-2}$	$\sim 10^{-2}$
L_s / R_d	0.5–5.0	1–8
$E = \nu / (f h_0^2)$	$(0.01-1.00) \times 10^{-4}$	$\sim 10^{-3}$
$Fr_{Rim} = U_{Rim} / (g' h_0)^{0.5}$	$(0.4-2.0) \times 10^{-1}$	$(0.3-3.0) \times 10^{-1}$

Прибрежное течение во вращающемся бассейне (аналог ОЧТ) в верхнем относительно тонком слое жидкости создавалось с помощью воздуходувных устройств, продуцировавших касательное напряжение на поверхности жидкости с циклонической завихренностью. Это «ветровое» воздействие обеспечивало формирование в верхнем слое прибрежного осесимметричного течения шириной $(2-4) \times R_d$. Схема формирования такого течения представлена на рис. 11б. После определенного периода ветрового воздействия воздуходувные устройства выключались, и наступала стадия релаксации течения. При этом бассейн накрывался прозрачной крышкой для обеспечения полной изоляции жидкости от движения воздуха, обусловленного вращением платформы. На протяжении всего опыта осуществлялась видеосъемка течений, визуализируемых с помощью бумажных пелеток. Заметим, что в некоторых опытах через различные промежутки времени производилось многократное повторение ветрового воздействия, причем период воздействия и паузы между воздействиями изменялись от опыта к опыту в достаточно широких пределах – от 15 до 180 лабораторных суток (т.е. периодов вращения). Нижний, существенно более толстый слой жидкости, не

являлся динамически активным и раскручивался только за счет импульса, поступающего из верхнего слоя. Такая ситуация является типичной и для Черного моря.

В результате лабораторных экспериментов было установлено, что структура и интенсивность прибрежного течения на стадии ветрового воздействия мало зависят от крутизны и ширины склона дна. Скорость течения возрастала при увеличении продолжительности ветровой накачки до определенного предела. После 25–30 лаб. суток ветрового воздействия течение достигало состояния неустойчивости и начинало меандрировать. Однако амплитуда меандров не достигала большой величины: рост меандров в сторону глубоководной части бассейна блокировался экмановской дивергентной циркуляцией, которая «прижимала» фронтальное течение к берегу и увеличивала не только его кинетическую, но и доступную потенциальную энергию, поэтому течение сохраняло квазиосесимметричный вид. После прекращения ветрового воздействия особенности эволюции течения зависели как от длительности паузы до начала следующего ветрового воздействия, так и от ширины области наклонного дна.

В случае короткой паузы (менее 15–25 лаб. суток) между повторяющимися циклами ветрового воздействия прибрежное течение не успевало достичь состояния развитой неустойчивости. Оно все время сохраняло квазиосесимметричный вид, уровень пульсационной (волно-вихревой) энергии всегда был существенно меньше кинетической энергии среднего течения в случаях как узкого, так и широкого склонов. В случае длинной паузы (более 30–40 лаб. суток) закономерности эволюции течения (рис. 12а и 13а) существенно различались в опытах с узким и широким склонами.

В опытах с узким склоном уже через 3–6 лаб. суток после прекращения ветрового воздействия происходило «бурное» развитие меандров и образование прибрежных антициклонических вихрей (рис. 12б). Через 20–25 лаб. суток среднее циклоническое течение вытеснялось этими вихрями в глубоководную часть бассейна (рис. 12в), а через 45–50 лаб. суток оно распалось и в динамике доминировали вихревые пары (рис. 12г). В отсутствие повторного ветрового воздействия через 300–400 лаб. суток происходило практически полное затухание течений. Как правило, ветровое воздействие возобновлялось существенно раньше полного затухания «старой» циркуляции. При этом образовывалось «новое» прибрежное кольцевое течение. Оно формировалось в течение 10–15 лаб. суток. «Старые» вихревые структуры вытеснялись при этом в центральную часть бассейна, но оставались отчетливо выраженными еще в течение 25–30 лаб. суток.

В опытах с широким склоном после прекращения ветрового воздействия «бурного» развития неустойчивости не происходило. Имело место постепенное затухание течения у берега. Струя кольцевого течения при этом смещалась

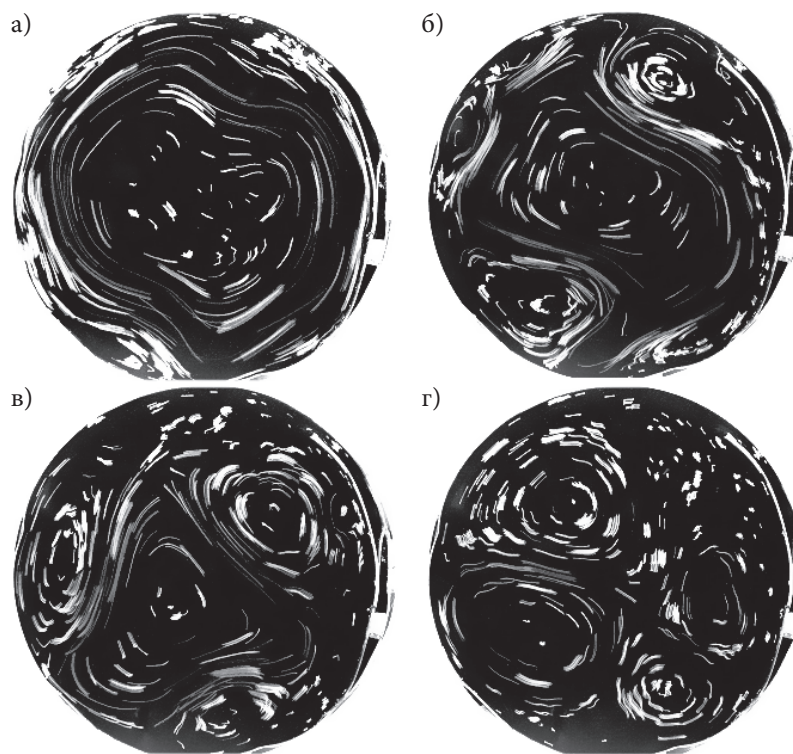


Рис. 12. Последовательные фотографии структуры прибрежного течения (вид сверху: треки частиц на поверхности жидкости) на стадии его релаксации в опытах с узким ($L_s / R_d = 1$) склоном: а) сразу после прекращения ветрового воздействия; б) через 4 лаб. суток; в) через 17 лаб. суток; г) через 45 лаб. суток.

в область более глубокой воды и становилась более узкой. Наблюдался медленный рост меандров (рис. 13б–г), которые достигали своего максимального развития через 60–80 сут. после прекращения ветрового воздействия. При этом в вершинах меандров иногда образовывались вихри, которые медленно перемещались в циклоническом направлении. Струя кольцевого течения не прерывалась. Вихри вырождались быстрее, чем среднее течение. Затухание среднего течения происходило медленнее, чем в случае узкого склона, хотя средняя глубина жидкости и ее объем в случае широкого склона были существенно меньшими, чем в случае узкого. По-видимому, это означает, что горизонтальное трение, обусловленное вихревыми структурами, вносит определяющий вклад в затухание движения по сравнению с вязким вертикальным трением.

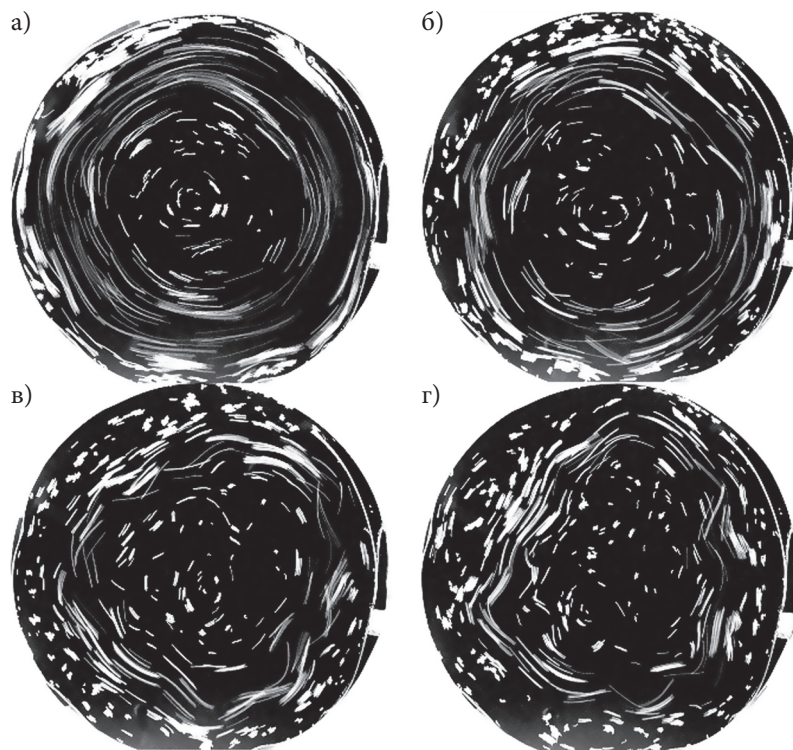


Рис. 13. Последовательные фотографии структуры прибрежного течения (вид сверху: треки частиц на поверхности жидкости) на стадии релаксации в опытах с широким ($L_s / R_d = 4$) склоном: а) сразу после прекращения ветрового воздействия; б) через 17 лаб. суток; в) через 34 лаб. суток; г) через 45 лаб. суток.

Описанные выше визуальные наблюдения были подтверждены количественным анализом полей горизонтальной скорости течения на поверхности бассейна, полученных путем автоматизированной компьютерной обработки видеозаписей перемещений бумажных пелеток (подробное изложение этих результатов представлено в *Zatsepin et al., 2005*).

4. Обсуждение (сопоставление результатов лабораторного эксперимента с наблюдаемыми особенностями)

В свете описанных выше результатов лабораторного моделирования рассмотрим основные особенности динамики и структуры ОЧТ в северо-восточной части Черного моря. Эта часть моря характеризуется: а) крутым континентальным склоном ($L_s / R_d \approx 1$, рис. 10); б) преимущественно цикло-

нической завихренностью ветрового воздействия (рис. 4). Данные условия хорошо соответствуют условиям лабораторной модели черноморской циркуляции. Как уже указывалось выше, анализ натурных наблюдений свидетельствует о том, что режим ОЧТ в северо-восточной части Черного моря довольно тесно связан с интенсивностью ветровой накачки циркуляции, оцененной за месяц, предвещающий наблюдения. Если ветровая накачка в этот период была существенно выше средней, ОЧТ, как правило, наблюдалось в виде когерентной, прижатой к континентальному склону струи. Если же ветровая накачка была слабой или вовсе отсутствовала, то наблюдался вихревой режим циркуляции, характеризующийся неразвитостью струи ОЧТ и доминированием мезомасштабных вихревых структур (Зацепин и др., 2002; Zatsepin et al., 2002). Эти наблюдения полностью подтверждаются результатами лабораторных опытов.

С уменьшением ветровой накачки наблюдается не только уменьшение интенсивности ОЧТ (рис. 6), но и отход стрежня струи от континентального склона в глубоководную часть моря на расстояние до 100 км от берега (рис. 9). Такой же эффект наблюдается и в лабораторных опытах (рис. 126–в), и он связан с образованием прибрежных антициклонических вихрей, отодвигающих струю пограничного течения в область глубокой воды. С ослаблением струи ОЧТ и ее распадом на вихри наблюдается также отделение прибрежных антициклонических вихрей от берега и их превращение в вихри открытого моря (Гинзбург и др., 2002; Zatssepin et al., 2003). В северо-западной части моря с широким континентальным склоном ($L_s / R_d \geq 4$, рис. 10) антициклонические вихри перемещаются в юго-западном (циклоническом) направлении строго вдоль изобат и не «отскакивают» в глубоководную часть моря (Ginzburg et al., 2002). Это же демонстрирует и лабораторная модель (рис. 13в–г).

Известно, что в северо-восточной части Черного моря наблюдается сезонное уменьшение/увеличение количества антициклонических вихрей в зимний/летний периоды (Титов, 2002). Результаты наших лабораторных экспериментов подтверждают ранее выдвинутую гипотезу о том, что это связано с соответствующим увеличением/уменьшением циклонической экмановской накачки.

Нестационарность ветрового воздействия и связанной с ним экмановской накачки приводит к тому, что режим течений в северо-восточной части моря изменяется многократно от «струйного» (прижатая к континентальному склону струя ОЧТ) до «волно-вихревого» (угасающее ОЧТ, распавшееся на вихри и волно-вихревые структуры). При этом в отсутствие интенсивной экмановской накачки характерное время перестройки режима течений от струйного до волно-вихревого составляет всего лишь 3–7 недель. «Окна» маловетренной погоды такой продолжительности иногда случаются даже зимой.

В большинстве случаев дело не доходит до полного вырождения ОЧТ и его полного распада на вихревые структуры. Даже кратковременная, но интенсивная экмановская накачка способна создать новую прибрежную струю ОЧТ. При этом вихревые структуры, связанные со старой, угасающей струей, выдвигаются в глубоководную часть моря. В ряде случаев эти вихри утрачивают свою непосредственную связь с ОЧТ. Следует еще раз отметить, что вероятность образования долгоживущих мезомасштабных вихрей, их отрыва от берега и перемещения в центральную часть моря существенно выше в теплый период года, когда экмановская накачка понижена, и струя ОЧТ ослаблена. Это хорошо подтверждается данными наблюдений (*Гинзбург и др., 2002*).

Авторы признательны А.И. Гинзбургу (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН) за многократные обсуждения предмета исследования, С.В. Мотыжову, Ю.Б. Ратнеру, Д.М. Соловьеву (Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь) за предоставление дрейфтерных данных, спутниковой информации, за помощь в анализе ветрового воздействия и, в целом, за многолетнее плодотворное сотрудничество, Кривошее В.Г., Скирте А.Ю. и Якубенко В.Г. (Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН) за поддержку экспедиционных исследований, за участие в рейсах, сбор и первичную обработку гидрофизических данных. Работа выполнена при поддержке Программы 17 РАН и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 08-05-00183, 08-05-00633, 09-05-92501-ИК).

Литература

- Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей в Черном море. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
- Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.И. Поверхностные течения Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. Севастополь: МГИ АН УССР, 1979. С. 25–33.
- Булгаков С.Н., Кортаев Г.К., Уайтхед Дж. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации морской воды. Часть I: Теория // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 1996а. Т. 32. С. 548–556.
- Булгаков С.Н., Кортаев Г.К., Уайтхед Дж. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации морской воды. Часть II: Лабораторный эксперимент // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 1996б. Т. 32. С. 505–513.
- Гинзбург А.И. Процессы горизонтального обмена в приповерхностном слое Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 1994. № 2. С. 75–83.
- Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Костяной А.Г. и др. Отделение прибрежных антициклонических вихрей от Кавказского берега и их трансформация в вихри открытого моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г. Зацепина и М.В. Флинта. М.: Наука, 2002. С. 82–91.

- Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 34–48.
- Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Поярков С.Г. и др. Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря* / Под. ред. А.Г. Зацепина и М.В. Флинта. М.: Наука, 2002. С. 91–105.
- Книпович Н.М. Гидрологические исследования в Черном море. Труды Азово-Черноморской Экспедиции. Москва. ЦНИИРХ. 1932. Т. 10. 274 с.
- Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 511 с.
- Коротаев Г.К., Огуз Т., Никифоров А.А. и др. Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических наблюдений // *Исслед. Земли из космоса*. 2002. № 6. С. 60–69.
- Линейкин П.С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Л.: Гидрометеоиздат. 1957. 139 с.
- Москаленко Л.В. Расчет стационарных ветровых течений в Черном море // *Океанология*. 1975. Т. 15. № 2. С. 245–250.
- Овчинников И.М., Титов В.Б. Антициклоническая завихренность течений в прибрежной зоне Черного моря // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 314. № 5. С. 1236–1239.
- Титов В.Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря // *Океанология*. 1980. Т. 20. № 3. С. 425–431.
- Титов В.Б. Характеристики Основного черноморского течения и прибрежных антициклонических вихрей в Российском секторе Черного моря // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 5. С. 668–676.
- Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Nezlin N.P. et al. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea // *J. Marine Systems*. 2002. V. 32. P. 91–106.
- Koblinsky C.J. Global distribution of f/H and the barotropic response of the ocean // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. No. C3. P. 3213–3218.
- Korotaev G.K., Oguz T., Nikiforov A., and Koblinsky C. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No. C4. P. 3122. doi: 10.1029/2002JC001508.
- Oguz T., Malanotte-Rizzoli P., and Aubrey D.G. Wind and thermohaline circulation of the Black sea driven by yearly mean climatological forcing // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. No. C4. P. 6845–6863.
- Poulain P.-M., Barbanti R., Motyzev S., and Zatsepin A. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1993–2003 // *Deep-Sea Research*. 2005. V. 52. P. 2250–2274.
- Stanev E.V. On the mechanisms of the Black Sea circulation // *Earth–Science Rev.* 1990. V. 28. P. 285–319.
- Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G. et al. Variability of water dynamics in the NE Black Sea and its effect on water exchange between near-shore and off-shore parts of the basin // *Oceanology*. 2002. V. 42. Suppl. 1. P. S1–S15.
- Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G. et al. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No. C8. doi 10.1029/2002JC001390. P. 2-1–2-27.
- Zatsepin A.G., Denisov E.S., Emelyanov S.V. et al. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: laboratory modeling for the Black Sea // *Oceanology*. 2005. V. 45. Suppl. 1. P. S13–S26.

BLACK SEA BASIN-SCALE CIRCULATION AND MESOSCALE DYNAMICS UNDER WIND FORCING

A.G. Zatsepin, V.V. Kremenetskiy, S.V. Stanichny, V.M. Burdyugov

Physical interaction of basinscale circulation and mesoscale eddy dynamics and their dependences on wind forcing and bottom topography were studied with the help of field observations and laboratory modelling. It was revealed that in the northern-eastern Black Sea with very narrow continental slope the topographic control of Rim current (RC) is not strong. Position and stability of RC is governed by Ekman pumping. Under high positive Ekman pumping which is more typical for the winter period, RC is a coherent and strong jet located over the continental slope. In the opposite case which is more typical for spring-summer time, the RC becomes unstable, meandering and breaks up into eddies. Some of eddies penetrate into the central basin producing strong lateral exchange. The transition from jet-dominating regime to eddy-dominating one occurs within one month after the change in Ekman pumping level. As far as the variability of Ekman pumping has also a well pronounced intra-seasonal signal the transition from jet-dominating regime of RC to the eddy-dominating regime may occur several times a year. One of the important results of the study is the determination of an empirical relation between the mean geostrophic velocity/discharge of the RC and the velocity of Ekman pumping.