

А.Л. Бондаренко, В.В. Жмур, Ю.Г. Филиппов, В.А. Щевьев

О переносе масс воды морскими и океанскими долгопериодными волнами

Наряду с традиционными гипотезами о преимущественно ветровой (экмановской) и градиентной, а также термохалинной природе крупномасштабных течений океанов и морей существуют гипотезы об участии долгопериодных волн в их формировании. Физические механизмы создания течений волнами — нелинейный волновой перенос и явление отрицательной вязкости в волнах. С позиции существования этих механизмов многие ученые объясняют большие скорости струйных течений и их устойчивый характер. Не отрицается, что крупномасштабные течения имеют преимущественно ветровую и термохалинную природу. На основе экспериментальных данных демонстрируются дополнительные возможности формирования крупномасштабных течений за счет переноса масс воды долгопериодными волнами.

Общие представления о волнах Россби, континентальных шельфовых волнах, приливных и крупномасштабных течениях

В замкнутых морях и океанах существуют устойчивые по направлению течения, получившие название крупномасштабной циркуляции (или крупномасштабных течений), и переменные течения, вектор которых изменяется во времени неким квазициклическим образом. В работах [1 – 5] приводится информация, согласно которой 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 [6 – 8]. Согласно [9] и нашим представлениям, волны Россби и континентальные шельфовые волны имеют сходную природу, динамику и дисперсионные соотношения. У волн Россби периоды около месяца, а амплитуды колебания скорости течения ~ 20 см/с, но в областях струйных течений они достигают 1–1,5 м/с, имеют длину ~ 1500 км, фазовую скорость ~ 1 м/с. Континентальные шельфовые волны имеют периоды порядка недели, амплитуды колебания скорости течения ~ 10 –20 см/с, длину 200–300 км, фазовую скорость $\sim 0,5$ м/с.

В переменных течениях океанов и морей заметно выделяются энергетически мощные течения волн Россби и континентальных шельфовых волн. Существует несколько различных гипотез формирования волн, их взаимных связей и связей с явлениями, их образующими. Довольно полно они изложены в работах [1 – 4, 9 – 14], следуя которым можно выделить и рассмотреть следующие сценарии формирования и связи между собой рассматриваемых явлений. Расположим их по степени «популярности».

Первый сценарий. Крупномасштабная циркуляция формируется ветром в режиме ветровых (экмановских) течений или (и) термохалинными структурами в режиме геострофических или квазигеострофических течений, а волны Россби и континентальные шельфовые волны являются продуктом этих течений как сформированные их неустойчивостью.

Второй сценарий. Атмосферная активность создает волны Россби и континентальные шельфовые волны, а те, через механизм их отрицательной вязкости, участвуют в формировании крупномасштабных течений.

Третий сценарий. Созданные атмосферной активностью волны Россби и континентальные шельфовые волны в режиме нелинейного взаимодействия создают однонаправленные потоки воды (волновой перенос), которые и участвуют в формировании крупномасштабных течений, возможно, наряду с ветровыми и термохалинными течениями.

Следует все же оговориться, что ни одна из приведенных выше гипотез этих механизмов образования крупномасштабных течений, волн Россби и континентальных шельфовых волн до недавнего времени не была достаточно убедительно доказана путем анализа натурных наблюдений этих явлений.

Хотя и существует общее стремление ученых объяснять конкретные ситуации в течениях, наблюдаемых в естественных условиях, с позиции популярной гипотезы о ветровой и термохалинной природе течений, однако это удается далеко не всегда. С позиции только этой гипотезы трудно объяснить отдельные черты реально наблюдаемых течений, в частности, большие скорости струйных течений, их устойчивый характер и сложную структуру [15].

В шестидесятые годы доказательно были зарегистрированы волны Россби и континентальные шельфовые волны в океанах. По информации об этих волнах и крупномасштабных течениях ученым стала понятна связь этих явлений. Так, например, характер распределения по глубине средних за продолжительное время величин кинетических энергий крупномасштабных течений и волн Россби оказался одинаковым [12]. Подобного рода связь может быть объяснена с позиции любой из трех указанных гипотез. Большинство ученых объясняли и сейчас объясняют ее с традиционных позиций о происхождении течений в свете первого сценария.

Однако некоторые ученые рассматривали возможность развития событий в обратной последовательности, т.е. в свете второго и третьего сценариев. Волны генерируются атмосферной активностью, а затем участвуют в формировании крупномасштабных течений наряду с ветровыми и термохалинными течениями. Именно с этих позиций ученые объясняют сейчас большие скорости струйных течений и их устойчивый характер [12]. Для убедительности изложенного обсудим некоторые работы этого направления.

Так, например, автор [16] предполагал, что планетарные волны (Россби) экваториальной зоны Индийского океана, достигнув побережья Африки, передают свою энергию в бароклинный пограничный поток, что и является одним из возможных механизмов формирования Сомалийского течения. В дальнейшем эта гипотеза была развита в [17, 18].

Авторы работ [19, 20] полагали, что экваториальные планетарные волны (Россби) имеют отношение к динамике подповерхностных течений Тихого и Атлантического океанов.

В работе [21] отмечалось, что континентальные шельфовые волны взаимодействуют с пограничными течениями — Восточно-Австралийским и Гольфстримом, чем и объясняются их большие скорости. Очевидно, результат этого взаимодействия очень значителен, ибо скорости Гольфстрима очень большие — 1,5 м/с, в то время как в целом по океану скорости крупномасштабных течений небольшие — всего ~10 см/с.

Авторы [15] считали, что ветры, дующие над экваториальным восточным районом Тихого океана, генерируют сильные экваториальные течения, но в западной части океана, где ветры слабые, подобные течения генерируются волнами Россби (механизм не объясняется).

Гипотеза об участии волн Россби в формировании крупномасштабных течений через механизм однонаправленного волнового (результатирующего, осредненного) переноса вод волнами Россби была предложена впервые в 1968 г. известными океанологами Манком и Муром, в частности, для объяснения природы экваториального подповерхностного течения Кромвелла [22]. Однако эта гипотеза не получила должного развития и, как нам кажется, незаслуженно была забыта океанологами. На наш взгляд, объяснение этому следующее. Во-первых, эта гипотеза противоречит существующему в океанологии мнению, основанному на представлениях о стоковом и лагранжевом переносах, согласно которым волновой перенос является крайне малой величиной, особенно в глубоководных частях океанов и морей [12]. Поэтому считается, что волны не переносят однонаправленно большие массы воды, следовательно, и не участвуют таким образом в формировании крупномасштабных течений. Во-вторых, отсутствовали экспериментальные доказательства этой гипотезы, впрочем, как и других.

С позиции гипотезы Манка – Мура в [1 – 3, 10] был объяснен механизм формирования крупномасштабных течений замкнутых морей. В конце восьмидесятых годов сотрудниками Института водных проблем РАН выполнялись исследования течений Каспийского моря, было установлено, что здесь 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. Все изложенное, а также наличие некоторых общих свойств континентальных шельфовых волн и крупномасштабных течений, например распространяться в одном направлении, а также невозможность показать только ветровое или термохалинное происхождение крупномасштабных течений и подсказало авторам [1 – 3, 10], что эти явления могут быть связаны между собой. Скорее всего, эта связь должна развиваться по третьему сценарию, а именно: континентальные шельфовые волны через механизм волнового переноса создают потоки, которые наряду с ветровыми и термохалинными течениями активно участвуют в формировании крупномасштабной циркуляции.

Какая из рассмотренных гипотез связи долгопериодных волн и крупномасштабных течений реализуется в естественных условиях, должны показать экспериментальные исследования. Некоторые из них мы приведем ниже.

Считается, что волновой перенос приливных волн — величина малая, особенно в глубоководных частях бассейнов. Используя решение Лагранжа, для волнового переноса U приливных волн автором [23] было получено соотношение:

$$U = V_0^2 / 2C, \quad (1)$$

где V_0 — амплитуда колебания скорости течения волны; $C = \sqrt{gH}$ — фазовая скорость волны; H — глубина места.

Из (1) следует, что волновой перенос может быть значительным только на мелководьях, а в глубоководных частях бассейнов величина его крайне мала.

К этому следует добавить, что экспериментальные исследования по волновому переносу приливных волн крайне малочисленны и в силу ограниченности рядов наблюдений малодостоверны. Кроме того, все они были выполнены в прибрежных мелководных частях морей и океанов. Однако и из этих исследований все же следует, что в естественных условиях величина волнового переноса оказывается существенно больше величины, рассчитанной по (1) [11].

Экспериментальные исследования волнового переноса в волнах Россби вообще отсутствуют из-за сложности проведения измерений течений необходимой продолжительности, порядка 1 – 5 лет. В мировой практике рядов такой продолжительности крайне мало, впрочем, как и по приливным течениям.

Анализ некоторых из этих немногочисленных, но уникальных по продолжительности и информативности измерений течений, о которых пойдет речь ниже, показал, что реальная величина волнового переноса континентальных шельфовых, Россби и приливных волн может быть на два-три порядка больше величины, рассчитанной существующими методами. Такая большая величина волнового переноса может быть объяснена с позиции гипотезы Манка – Мура.

Экспериментальные исследования волнового переноса континентальных шельфовых, Россби и приливных волн

Ниже приведены данные анализа трех экспериментов по измерению континентальных шельфовых волн в Каспийском море, волн Россби в экваториальной зоне Тихого океана, приливных волн в Охотском море.

Первый эксперимент. В результате анализа трехгодовых измерений течений в пункте «Нефтяные камни», расположенном к востоку от Апшеронского п-ова в Каспийском море, была получена зависимость скорости крупномасштабных течений U от амплитуды колебания скорости течений континентальных шельфовых волн V_0 вида:

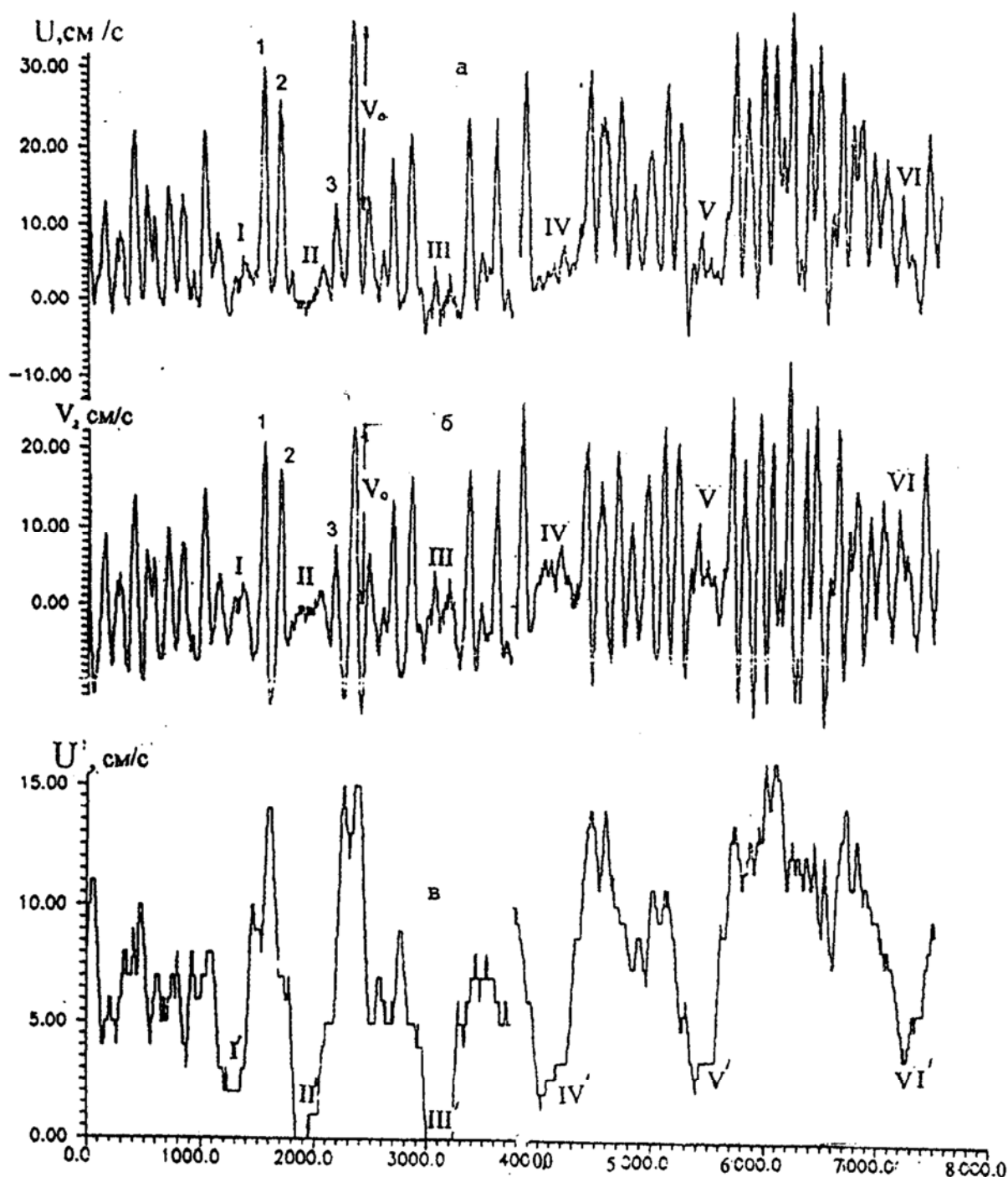
$$U = U' + U'' \quad (2)$$

где U' – часть крупномасштабного течения (волновой перенос), скорость которого корреляционно связана с величиной амплитуды колебания скорости течений волн V_0 зависимостью:

$$U' = KV_0. \quad (3)$$

Здесь K – постоянная величина, для условий эксперимента равная ~ 1 ; U'' – некая квазипостоянная часть крупномасштабного течения, корреляционно не связанная с волнами, а предположительно относящаяся к ветровым или термохалинным течениям, но для условий данного эксперимента практически равная нулю, т. к. $U = 0$ при $V_0 = 0$. Отсюда $U = U'$. Получается, что в данном месте крупномасштабные течения сформированы только континентальными шельфовыми волнами.

Соотношением (3) в данном случае фактически сопоставляется удельная кинетическая энергия (дисперсия) течений континентальных шельфовых волн V_0 с энергией волнового переноса U' . Для условий эксперимента коэффициент корреляции величин V_0 и U' равен: $R = 0,88$. Обращает на себя внимание, что величина волнового переноса U' очень большая, соизмеримая с величиной амплитуды колебания скорости течений волн Россби.



Р и с. 1. Низкочастотные и крупномасштабные течения Каспийского моря U (а), включающие колебания скорости течений континентальных шельфовых волн V (б) и их волновой перенос U' (в). Цифрами 1, 2, 3 обозначены колебания скорости течений в континентальных шельфовых волнах; цифрами I – VI выделены модуляции волн, а I' – VI' – пульсации скорости крупномасштабных течений; V_0 – амплитуда колебания скорости течения континентальных шельфовых волн

Для анализа связей между U , V' , V_0 данные измерения течений были обработаны следующим образом. Фильтром «скользящего равновесного сред-

него» с интервалом сглаживания 48 ч были исключены течения высокочастотного диапазона; выделены низкочастотные течения и постоянные составляющие, которые перемещались вдоль берега по линии, ориентированной в направлениях $330 - 150^\circ$ (рис 1, а). Течения низкочастотного диапазона и квазипостоянные составляющие имели направление 150° . Анализ показал, что составляющие скорости течений, перпендикулярные берегу, существенно меньше составляющих вдоль берега. Поэтому вдольбереговую составляющую можно рассматривать как величину со знаком «+» для направления 150° и со знаком «-» для направления 330° .

С помощью фильтра «скользящего равновесного среднего» с интервалом сглаживания 280 ч выделены переменные течения собственно континентальных шельфовых волн с периодом 140 ч (V на рис. 1, б) и крупномасштабные течения, обусловленные в данном случае волновым переносом $U' = U$ (рис. 1, в). Колебания течений в континентальных шельфовых волнах на рис. 1, а, б помечены цифрами 1, 2, 3.

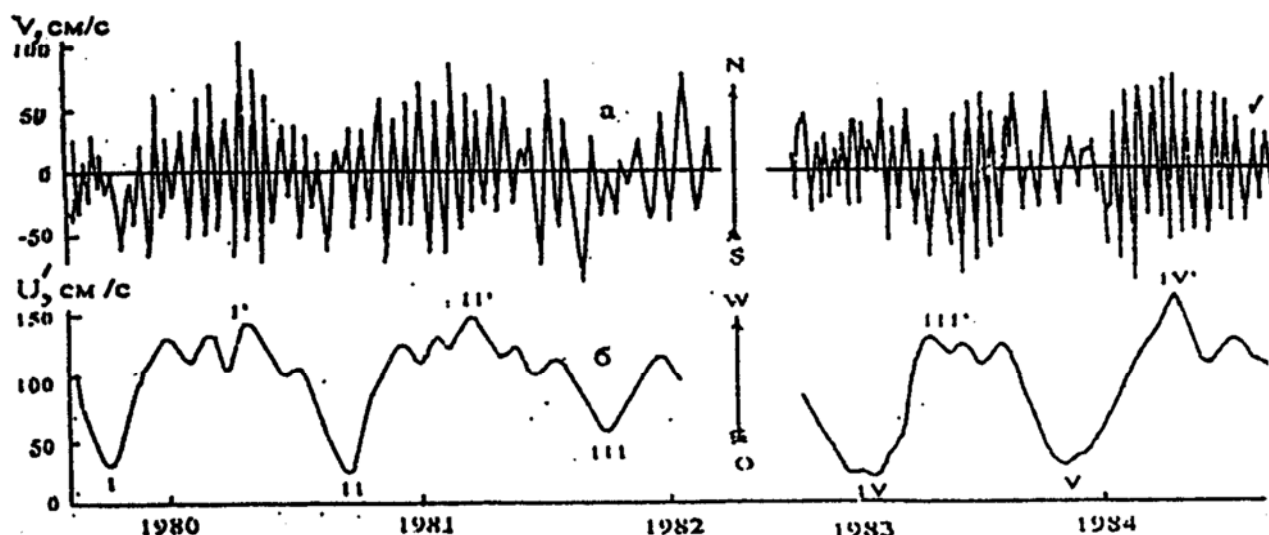
Колебания течений континентальных шельфовых волн присутствуют в море постоянно и образуют группы, состоящие в среднем из восьми колебаний (I-II, II-III, IV-V, V-VI, рис. 1, а, б) последовательно с малыми — большими — малыми и т.д. амплитудами. Крупномасштабные течения (рис. 1, в), состоящие из пульсаций I'-II', II'-III', IV'-V' и т.д., имеют направление 150° и практически всегда положительны.

Связь амплитуд колебаний скорости течений волн Россби V_0 с величиной скорости крупномасштабных течений — волнового переноса $U' \sim U$ — хорошо заметна на рис. 1, б, в. Например, на участках временных рядов (I, II, III и т. д.) амплитуды колебаний скорости течений волн Россби крайне малы (1-2 см/с). Соответственно и скорости волнового переноса, крупномасштабного течения, в эти моменты практически равны нулю (см. I', II', III' и т. д., рис. 1, в). Большим волнам соответствует и большой волновой перенос. При этом периоды модуляций и пульсаций скорости крупномасштабных течений практически равны.

Второй эксперимент. В [24] приведены пятилетние измерения течений на экваторе в Тихом океане. Они демонстрируют сходный характер описанных выше свойств течений в океанах и в морях.

Путем осреднения измерений течений по суткам были исключены течения инерционных и приливных волн и выделены течения волн Россби с периодом 20 сут., а путем осреднения по месяцам — течения, которые следует отнести к крупномасштабным.

Экспериментально установлено, что волны распространяются вдоль экватора на запад с фазовой скоростью 0,9 м/с. На рис. 2, а приведена меридиональная составляющая скорости течений волн Россби V (положительная — на север, отрицательная — на юг) и зональная составляющая U' переменного по направлению крупномасштабного течения (волновой перенос), изменяющаяся с периодом около года («-» — на запад, «+» — на восток). Связь крупномасштабного течения U с волновым переносом U' и величиной квазипостоянного течения U'' подчиняется (2), при этом $U'' \approx -100$ см/с и направлена в сторону, противоположную направлению распространения волн, $K \approx 2$, $R = 0,90$.



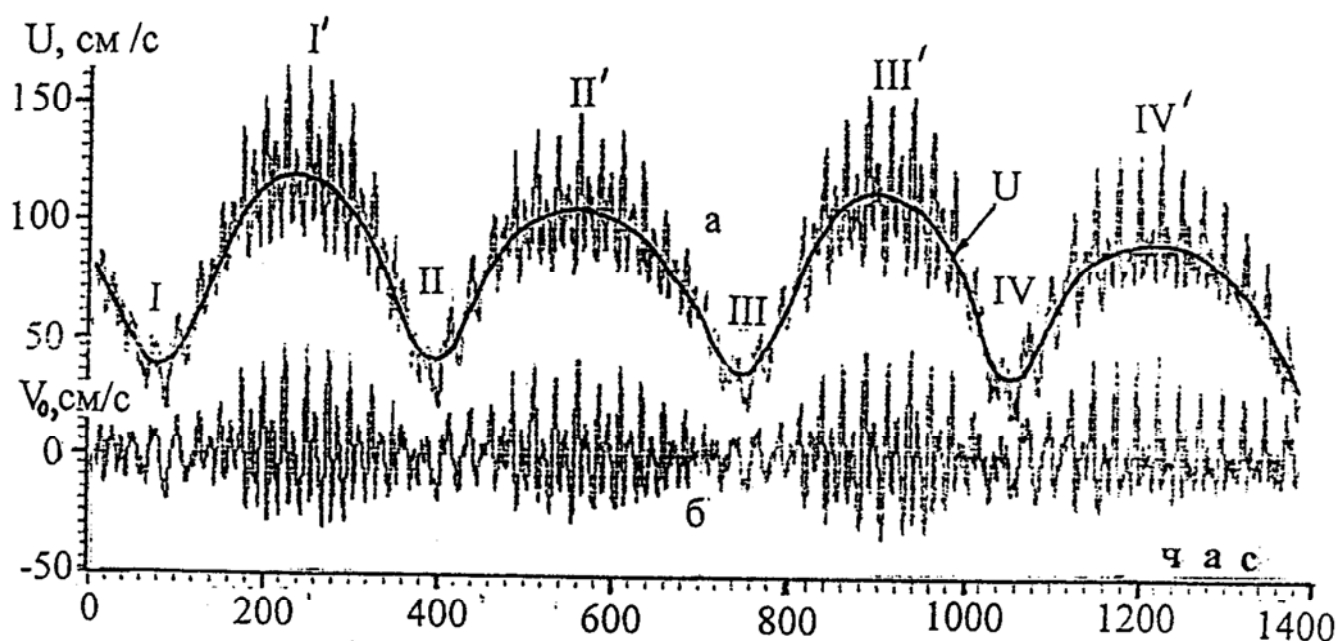
Р и с. 2. Течения, зарегистрированные на экваторе на горизонте 20 м: меридиональная составляющая скорости течений волн Россби V (а) и зональная составляющая волнового переноса волн Россби U' (б). Моменты I – VI и I' – VI' соответствуют максимальным и минимальным значениям скорости течений волнового переноса и амплитуд колебания скорости течений волн Россби

Связь скорости волнового переноса U' с величиной амплитуды колебания скорости течений волн Россби V_0 хорошо заметна непосредственно по измерениям течений. Так, минимальным (I – VI) и максимальным (I' – VI') значениям волнового переноса соответствуют минимальные и максимальные значения амплитуд колебаний скорости течений волн Россби (рис 2, а, б). Средние для всей реализации скорости волнового переноса U' и амплитуды колебаний скорости течения волн V_0 будут такие: минимальные значения 40, 20 см/с, максимальные 120, 60 см/с. Можно утверждать, что два процесса: волны и переменная часть крупномасштабной циркуляции — волновой перенос — зависимы друг от друга. Особенно хорошо эта зависимость прослеживается там, где волны Россби проявляют четкие модуляции. 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 характеризуются модуляциями с периодом около года. С тем же самым периодом и синхронно с амплитудами колебаний скорости течений волн V_0 изменяется и величина волнового переноса U' . Изложенное позволяет считать, что переменная часть крупномасштабных течений U' обусловлена волновым переносом волнами Россби.

Авторы [24], анализируя эти данные, также установили существование связи волн Россби с крупномасштабными течениями. Она выражалась в том, что в моменты, когда амплитуды колебаний скорости течений волн в модуляциях были наибольшими, крупномасштабные 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 крупномасштабными течениями не было дано.

Третий эксперимент. В [25] приведены непрерывные трехмесячные измерения течений в Охотском море над банкой Кошеварова на горизонте 140 м и на расстоянии 14 м от дна (выполненные и предоставленные сотрудником Тихоокеанского института океанологии РАН К.А. Рогачевым). Течения однонаправлены (как и в эксперименте на Каспии) с севера на юг (рис. 3, а). Фильтром «скользящего равновесного среднего» с интервалом сглаживания 48 ч из этих измерений выделены крупномасштабные течения U (обозначены на рисунке жирной линией) и течения собственно приливных волн V (рис. 3, б). Ниже покажем, что крупномасштабные течения U сформированы в данном случае практически полностью волновым переносом приливных волн, т.е. $U' \sim U$.



Р и с. 3. Скорость U течения над банкой Кошеварова в Охотском море, постоянно направленного на юг – а, и приливная составляющая скорости течения V_0 – б

Приливные волны (и течения) состоят из двух гармоник с близкими периодами 25,82 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. 3 а, б). В моменты I, II, III и т.д., когда фазы волн $\sim 180^\circ$, амплитуды колебаний скорости собственно волновых течений минимальны, в моменты I', II', III' и т.д. когда фазы волн $\sim 0^\circ$ — максимальны (рис. 3, б). С тем же периодом (13,66 ч) и пропорционально величинам амплитуд колебаний скорости течений приливных волн V_0 изменяется и волновой перенос U' , приблизительно в соответствии с (1). Полученная связь скорости волнового переноса U' с величинами амплитуд колебаний скорости течений приливных волн V_0 характеризуется параметрами: $U'' \approx 0$, $K \approx 3$, $R \approx 0,9$. Максимальные значения амплитуд колебаний скорости течений приливных волн равны ~ 35 см/с, а волнового переноса ~ 120 см/с. Если рассчитывать скорость волнового переноса по методу Лагранжа с помощью (1), то она должна быть равна ~ 5 см/с; расхождения с

оценками по данным наблюдений весьма существенны. Из эксперимента можно сделать вывод: приливные волны так же, как волны Россби и континентальные шельфовые волны, способны создавать волновые переносы с большими скоростями.

Обсуждение, выводы

Экспериментально получена синхронная, «мгновенная» связь скорости крупномасштабных течений U' и амплитуд колебаний скорости течений долгопериодных волн V_0 в виде (3). Величины U' и V_0 соизмеримы, а точнее $U/V_0 \approx 1 - 3$, т. е. $K \approx 1 - 3$ при коэффициентах корреляции $0,8 - 0,9$, что позволяет рассматривать эту связь как близкую к функциональной.

Связь (3) качественно похожа на получаемую с помощью соотношений Лагранжа и Стокса при условии, что волны распространяются с постоянной фазовой скоростью, имеют неизменные во времени период и длину. Это вполне возможно, так как эти параметры волн более устойчивы (изменяются слабо) во времени, чем амплитуды колебания скорости течения. Это подтверждает высокий коэффициент корреляции величин V_0 и U . Схожесть только качественная, так как рассчитанные таким методом коэффициенты K для волн Россби и приливных волн небольшие и составляют $\sim 0,01 - 0,05$ [23,26], т. е. существенно меньше величин, полученных в эксперименте.

Исследования Манка и Мура были выполнены применительно к условиям развития волн Россби в экваториальной зоне Тихого океана с амплитудами колебаний скорости течений ~ 1 м/с и скоростями крупномасштабных течений U того же порядка. В этом случае $K \approx 1$, величина близка к полученной нами по непосредственным измерениям течений. Поэтому с некоторой степенью уверенности можно считать, что реальная ситуация описывается гипотезой Манка – Мура.

Следует все же объяснить такие большие различия в значениях K , получаемых методами Лагранжа – Стокса и Манка – Мура. В гипотезах Лагранжа и Стокса в решениях используются линейные приближения применительно к условиям развития монохроматических волн, а в гипотезе Манка – Мура рассматривается нелинейное взаимодействие волн, имеющих различные периоды, что и определяет большую величину волнового переноса.

Зависимость (3) с высокими коэффициентами корреляции свидетельствует еще и том, что механизмы неустойчивости и отрицательной вязкости волн в естественных условиях реализуются слабо. В этих явлениях коэффициент корреляции «мгновенной» связи энергий волн и течений должен быть близок к 0, а в рассматриваемом случае он большой: $0,8 - 0,9$. Объяснение этому простое. Энергия волн или течений формируется в результате длительного, а не мгновенного, действия источника энергии. Энергетический уровень этих явлений зависит от развития событий в прошлом, а не в текущий момент времени. Кроме того, в волновых процессах осуществляется перераспределение энергии между волнами в результате их взаимодействия, и они приобретают групповую структуру с последовательно чередующимися малыми – большими амплитудами колебаний скорости течений. Явление типично для различных видов океанских и морских волн.

Пожалуй, гипотеза Манка – Мура хорошо подтверждается третьим экспериментом с приливными течениями, который можно рассматривать как контролируемый. Из эксперимента следует, что существует две системы волн с периодами 25,82 и 23,93 ч, которые образуют модуляции с периодом 13,66 сут. В результате взаимодействия этих волн возникают колебания крупномасштабных течений с тем же самым периодом – 13,66 сут. Гипотеза формирования волн (в данном случае приливных) за счет неустойчивости крупномасштабных течений здесь неприменима, т.к. приливные волны генерируются не течениями, а приливообразующими силами.

Из изложенного следует, что явление неустойчивости крупномасштабных течений не создает заметных по величине долгопериодных волн, а явление отрицательной вязкости долгопериодных волн не создает заметных по величине крупномасштабных течений.

По нашему мнению, крупномасштабные течения могут иметь не только ветровое и термохалинное происхождение. Они могут формироваться волнами Россби, континентальными шельфовыми и приливными волнами через механизм однонаправленного волнового переноса массы, что можно объяснить с позиции гипотезы Манка – Мура.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко А.Л. Течения Каспийского моря и формирование поля солёности вод Северного Каспия. – М.: Наука, 1993. – 122 с.
2. Бондаренко А.Л. О природе квазипостоянных течений Каспийского моря// Водные ресурсы. – 1998. – 25, №2. – С. 252–254.
3. Бондаренко А.Л. О ветровых течениях в морях// Водные ресурсы. – 2001. – 28, №1. – С. 110–113.
4. Монин А.С. Океанология. Физика океана. Т.1. – М.: Наука, 1978. – 455 с.
5. Thompson R. Topographic Rossby waves at a site north of the Gulf Stream// Deep-Sea Res. 1971. – 18, №1. – Р. 1–19.
6. Иванов В.А., Янковский А.Е. Локальный динамический эксперимент в шельфовой зоне Южного берега Крыма// Океанология. – 1993. – 33, №1. – С. 49–55.
7. 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. Ins. June 1987. Technical report. Rep.N.WHO187-24. – 119 p.
8. Brink R.H. Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf// Ann. Rev. Fluid Mech. – 1991. – 23. – Р. 289–412.
9. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т.2. – М.: Мир, 1986. – 416 с.
10. Бондаренко А.Л., Жмур В.В., Филиппов Ю.Г., Щевьев В.А. Захваченные берегом волны и квазипостоянные течения в замкнутых морях// Труды VI Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». – М.: Институт океанологии РАН. – 2000. – С. 182–186.
11. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 231 с.
12. Каменкович В.М., Кошляков М.М., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 264 с.
13. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Ч.1. – М.: Мир, 1981. – 480 с.
14. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 262 с.
15. Коротаев Г.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Теория экваториальных противотечений в Мировом океане. – Киев: Наук. думка, 1986. – 206 с.
16. Lighthill M.J. Dynamic response of the Indian ocean to onset of the southwest monsoon// Philos. Trans. R. Soc. Lond. A. – 1969. – 265. – Р. 45–92.

17. *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.– 34.– P. 395–417.
18. *Cox M.D.* Equatorially trapped wave and the generation of the Somali Current// *Deep-Sea Res.*– 1976.– 23, №12.– P. 1139–1152.
19. *Knauss J.A.* Further measurements and observations on the Cromwell Current// *J. Mar. Res.*– 1966.– 24.– P. 205–240.
20. *Philander S.G.H.* Equatorial undercurrent, measurements and theories// *Rev. Geophys. Space Phys.*– 1973.– 11.– P. 513–570.
21. *Niller P.P., Mysak L.A.* Barotropic waves along an eastern continental shelf// *Geophys. Fluid Dyn.*– 1971.– 2.– P. 273–288. eastern
22. *Munk W.H., Moore D.* Is the Cromwell current driven by equatorial Rossby waves?// *J. Fluid Mech.*– 1968.– 33.– P. 241–259.
23. *Longuet-Higgins M.S.* On the transport of mass by time-varying ocean currents// *Deep-Sea Res.*– 1969.– 16, №5.– P. 431–447.
24. *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. Phys. Oceanogr.*– 1988.– 18.– P. 1514–1534.
25. *Розачев К.А.* Полынья на банке Кошеварова// *Природа*.– 2001.– №3.– С. 33–38.
26. *Wunsh C.* On the mean drift in large lake// *Limnol., Oceanogr.*– 1973.– 18.– P. 793–795.

Институт водных проблем РАН,
Москва
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Москва
Государственный океанографический институт,
Москва

Материал поступил
в редакцию 20.02.03
После доработки 08.05.03

ABSTRACT Along with the hypothesis on primarily wind (Ekman), gradient and thermohaline nature of large-scale currents in the oceans and seas, there are the hypotheses on the role of long-period waves in their formation. Physical mechanisms of current generation by waves consist in the non-linear wave transport and the phenomenon of negative viscosity in the waves. Many scientists explain high velocities of jet currents and their stable character from the viewpoint of existence of these mechanisms. Primarily wind and thermohaline nature of large-scale currents is not rejected. Additional possibilities of large-scale current formation due to the water mass transport by long-period waves are shown based on the experimental data.