

УДК 551.465.4

В.Ф.Суховой, д.г.н., И.Г.Рубан, к.ф.-м.н, А.Н. Ибришим

Одесский государственный экологический университет

О ВОДООБМЕНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ СО СРЕДИЗЕМНЫМ И СКОРОСТЯХ ТЕЧЕНИЙ В ПРОЛИВЕ БОСФОР

В работе изучается долгопериодная сезонная изменчивость колебаний переноса вод через Босфор. Показано, что скорость течения, как верхнего из Черного моря, так и придонного в Черное море, зависит от изменчивости речного стока в Черное море. Рассчитаны и оценены суммарные скорости с учетом дрейфовых течений.

***Ключевые слова:** пролив Босфор, изменчивость, течение, верхнебосфорское, нижнебосфорское, дрейфовое, речной сток.*

Двухслойная система течений в проливах Босфор – Мраморное море – Дарданеллы, которые соединяют Черное море с Эгейским, известна давно. Наиболее узким и мелководным местом, ограничивающим водообмен, является пролив Босфор между Черным и Мраморным морями. Его длина 33 км, ширина у северного входа 3.7, а у южного 2.6 км. Однако в проливе имеется сужение, где на протяжении 6-7 км ширина пролива около 750 м. Рельеф дна в проливе сложный. В целом дно несколько наклонено с юга на север. В южной части глубина около 40 м. В направлении к Черному морю глубина увеличивается до 60-70 м, а местами до 80 и 100 м. Однако за выходными мысами в Черное море дно образует полукруглый порог с глубиной около 50 м, который оказывает влияние на водообмен через Босфор.

Система течений в Босфор определяется разностью плотности в Черном и Эгейском морях и избытком поступающей в Черное море пресной воды. Градиент плотности приводит к образованию течения в придонном слое, направленного из Эгейского моря в Дарданеллы и далее через Мраморное море в Босфор. В верхнем слое происходит перенос опресненных черноморских вод в Эгейском море. Верхнее течение вызывается не только необходимостью компенсации притока средиземноморской воды в придонном слое, но и наклоном уровня, обусловленным избытком пресной воды, поступающей в Черное море и ее дефицитом в Средиземном море. Граница раздела между верхним и нижним течениями не занимает строго горизонтального положения, она поднимается к поверхности в направлении с севера на юг. На северном конце Босфора граница лежит на глубине около 40 м от поверхности, а в наиболее узкой части пролива она поднимется до 20 м.

Непосредственных измерений скорости течений в Босфоре очень мало и выполнены они давно, судоходство в проливе было не таким интенсивным. С.О.Макаров зарегистрировал скорость 195 см/с еще в конце 19 столетия, а А. Мерц (почти также давно) - 300 см/с. Однако неизвестно, какими были в годы выполнения измерений речной сток и пресный баланс Черного моря, что дает возможность судить о средних значениях скорости в отдельные годы с большим или малым балансом пресных вод, а также средние многолетние значения.

Расходы нижнебосфорского течения оценивались Толмазиным, затем Богдановой, а позже Альтманом и Голубевой [1-5] по объемам средиземноморской воды в Черном море на расстоянии 12 миль от турецкого берега. В качестве границы черноморской и средиземноморской вод служила изохалинная поверхность 25%. Полученные этими авторами величины в общем согласуются с балансовыми оценками и использованы в настоящей работе для расчетов возможных скоростей нижнебосфорского течения.

В работе выполнены оценки скоростей стокового (верхнебосфорского) и нижнебосфорского течения при разных значениях пресного баланса – средних многолетних, наибольших и наименьших. Предпринята попытка оценить максимально возможные скорости стокового течения в весенние месяцы при наибольших значениях речного стока, а также возможные влияния ветрового дрейфа.

Использованные материалы. Значения объемов речного стока, пресного баланса и поступающей в придонном слое средиземноморской воды заимствованы из справочника [1] за 59 лет: с 1923 по 1985. Далее сведения о речном стоке с 1986 по 2004г получены из разных источников (отдельно по наиболее значительным рекам), вычислены годовые величины речного стока в Черное море, а по этим данным сделана оценка пресного баланса и расходов нижнебосфорского и верхнебосфорского течений также до 2004 г. Эти данные и служили основой для вычисления скоростей обоих течений.

Анализ полученных результатов. Еще в начале 20-го столетия было замечено, что расход нижнебосфорского течения зависит от величины речного стока. Такая связь обнаружена и на Балтике, прочем там наиболее глубокий пролив Большой Бельт имеет глубину 19–20 м, поэтому в годы с большим речным стоком (значительно превышающем его среднюю величину) придонный поток вод Северного моря полностью блокируется, а соленость придонной воды в глубоких впадинах Балтийского моря уменьшается на несколько промилле. В Босфоре такое блокирование не происходит, но расход нижнебосфорского течения может уменьшаться почти вдвое при больших значениях речного стока, либо значительно увеличиваться при малых значениях речного стока. Так, наиболее значительные величины речного стока наблюдались в 1940, 1970, 1980, 1981 годах и достигали 470, 490, 437, 417, км³/год притом, что среднее значение стока составляет 3372 км³/год. В эти годы расход нижнебосфорского течения составляет 129, 114, 96, 109 км³/год при среднем его значении 176,3 км³/год. Коэффициент корреляции, вычисленный по всему ряду наблюдений, оказался равным -0,652, что свидетельствует о не очень тесной связи, но уравнение регрессии, которое имеет вид

$$Q_{нб} = -0,651 Q_{р.с.} + 363 \quad , \quad (1)$$

где $Q_{р.с.}$ - объем речного стока; $Q_{н.б.}$ – расход нижнебосфорского течения в км³/год, может использоваться при необходимости оценки расхода нижнебосфорского течения.

Следует заметить, что по величинам речного стока в Черное море можно определить как пресный баланс моря, так и весь его водный баланс. Величины годового речного стока хорошо коррелируют с величиной пресного баланса. Хотя величина испарения за год превышает величину речного стока, междугодичные колебания испарения происходят в гораздо меньших пределах, чем речного стока. Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность моря, существенно меньше речного стока, а их междугодичные колебания наблюдаются даже в более узких пределах, чем испарение. Кроме того, большие величины речного стока наблюдаются при повышенном общем увлажнении атмосферы, когда величины атмосферных осадков увеличиваются, а испарение уменьшается. По этим причинам колебания речного стока отражают изменения всего баланса пресных вод. Коэффициент корреляции между речным стоком и пресным балансом 0.801, а уравнение регрессии имеет вид

$$Q_{пр} = 1.46 Q_{р.с.} - 157.2 \quad , \quad (2)$$

где $Q_{пр}$ – годовое значение пресного баланса Черного моря.

Средние значения скоростей вычислены с учетом ширины и глубины Босфора на разных его участках, а также глубины, на которой расположена граница между противоположно направленными течениями [6]. На северном конце Босфора эта граница лежит на глубине около 40 м от поверхности моря. В наиболее узкой части пролива поднимается до 15-20 м. На такой же глубине она находится на южном конце Босфора и в Мраморном море. Расчеты выполнялись для трех участков Босфора: северный вход в пролив, узость пролива шириной 750 м и южный его конец. Результаты расчетов средних многолетних значений скоростей за период 1923-2004 гг как для верхнего, так и для нижнего течений представлены в таблице 1, из которой видно, что даже в узости пролива не только среднее многолетнее значение скорости верхнебосфорского течения за весь период, но даже при максимальном годовом стоке (1970, 1980 гг) не достигают 190 и тем более 300 см/с. Однако средние годовые значения скорости не могут наблюдаться во все месяцы года. Помимо эпизодических изменений скорости, наибольшие их значения должны наблюдаться в весенний период и в начале лета, когда речной сток наибольший, т.е. существует сезонная закономерность, связанная с весенним стоком рек.

Таблица 1 – Скорости течения (см/с) на разных участках, вычисленные на основании составляющих водного баланса Черного моря

Средние значения	Годы	Северный вход в пролив		Южный вход в пролив		Узость пролива	
		Верхнее течение	Нижнее течение	Верхнее течение	Нижнее течение	Верхнее течение	Нижнее течение
Среднее многолетнее	1923-2004	7.9	8.5	21.7	7.5	68.5	57.2
Среднее годовое при макс.стоке	1980	11.6	4.1	32.4	5.9	104.8	31.2
Среднее годовое при мин.стоке	1950	5.4	11.7	13.7	16.7	48.1	89.1

Представляется не только интересным, но и важным для навигации, оценить хотя бы приблизительно скорости течений на разных участках пролива в период наибольшего стока рек. Для этой цели были вычислены величины баланса пресных вод за три месяца: март, апрель, май (в сумме) для двух случаев, когда весенний сток был максимальным и когда такой сток был минимальным. В табл.2 показаны результаты расчета скорости течений в весенний период 1930, 1949, 1950 гг (сток наименьший), а также в 1959, 1970, 1980 и 1981 гг (сток наибольший). Однако даже в 1970 году при самом большом весеннем (и годовом) речном стоке скорость стокового течения в узости Босфора не достигала 2 м/с.

Далее нужно добавить, что приведенные в таблице скорости не являются только стоковыми, фактически они суммарные, то есть включают и среднюю дрейфовую составляющую, поскольку они получены на основе составляющих водного баланса. Но можно допустить, что в отдельные годы ветровой режим отличается от обычного, то есть повторяемость и сила ветра какого-нибудь направления, влияющего на скорость течения вследствие ветрового дрейфа, очень отличается от его климатической нормы. Тогда баланс воды в Черном море не будет нулевым. В этом случае должен образоваться либо недостаток воды в море, либо ее избыток. Выяснить это можно на основе анализа уровня моря.

Таблица 2 – Значения скоростей (см/с) стокового (верхнебосфорского) течения в весенний (март-май) период в годы, когда наблюдались наибольшие и наименьшие величины речного стока и пресного баланса

Годы	Пресный баланс (км ³) за март-май	Северный вход в Босфор	Южный вход в Босфор	Узость пролива
Наименьшие значения				
1930	115.6	7.9	30.0	88.1
1949	79.2	5.4	19.2	60.4
1950	113.7	7.7	27.5	87.7
Наибольшие значения				
1959	184.9	12.6	44.7	140.9
1970	247.4	16.8	59.8	188.6
1980	191.8	13.0	46.4	146.2
1981	215.4	14.5	52.1	164.2

Если среднее годовое значение уровня по данным хотя бы нескольких станций оказалось выше нормы, то умножив эту величину на площадь всего моря (422 тыс.км²) можно получить остаточный объем воды, который не смог вытечь. Наоборот, когда в среднем за год наблюдения показывают понижение уровня, то можно определить объем воды, который, исходя из балансовых соотношений, не должен был вытечь.

Для анализа использовались средние годовые значения уровня на станциях Одесса, Очаков, Севастополь, Ялта, по которым определялось среднее для данного года отклонение уровня от нормы. Такие колебания действительно наблюдаются, но только в 10 случаях отклонения водного баланса от нуля достигали 40 км³/год (т.е. отклонения уровня от нормы составляли 10 см), в других случаях отклонения уровня не превышали 8 см с положительным или отрицательным знаком.

Отклонения уровня моря от нормы, а значит и объема воды в море, могут быть вызваны, главным образом, двумя факторами. Во-первых, аномально большими или, напротив, аномально малыми годовыми объемами речного стока. Скорость стокового течения медленно приспособляется к изменениям градиента давления. Поэтому при большом речном стоке среднегодовое значение уровня моря может оказаться выше его нормы, а при малом – ниже нормы. Сравнение величин речного стока со значениями уровня показывает, что это действительно так в большинстве случаев. В 1970 году наблюдалась наибольшая величина речного стока, и уровень за год более, чем на 10 см превышал норму. Самые малые значения речного стока были в 1949 и 1950 годах (245.8 и 246.7 км³/год соответственно). В 1949 году уровень был ниже нормы на 15 см, но в 1950 г он был выше нормы на 6 см. Из всех отклонений средних годовых значений уровня от нуля только в трех случаях знак аномалии уровня не совпадал со знаком аномалии годового стока, однако величины уровенных аномалий не слишком тесно связаны с аномалиями речного стока и их связь характеризуется коэффициентом корреляции 0.541, а с аномалиями пресного баланса еще меньше (0.310). Следовательно, существенную роль может играть (кроме наклонов уровня), другая причина, обуславливающая уменьшение или увеличение скоростей стокового течения. Такой причиной являются дрейфовые течения, при аномальных (по сравнению со средними) значениях скорости и продолжительности ветров. Увеличивать скорости верхнебосфорского течения могут ветры северных румбов, которые имеют большую повторяемость в осенне-зимний период и нередко достигают силы шторма в течение одних-двух суток подряд. Южные ветры особенно часто повторяются в летний период,

но редко бывают сильными, поэтому и их непосредственное влияние на скорости верхнебосфорского течения не может быть особенно заметным. В связи с тем, что целью настоящей работы является определение наибольших возможных значений скорости верхнебосфорского течения, были выполнены расчеты чисто дрейфовых течений при различных скоростях ветра.

Чисто дрейфовое течение можно вычислить по формуле Экмана

$$U_0 = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_z \omega \sin \varphi}}, \quad (3)$$

где τ – тангенциальное напряжение ветра, ρ – плотность воды, ω – скорость вращения Земли ($7.29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$), φ – широта места, A_z – коэффициент вертикального турбулентного обмена в море. Тангенциальное напряжение ветра определяется по формуле

$$\tau = \kappa \rho_a W^2, \quad (4)$$

где ρ_a – плотность воздуха, W – скорость ветра, κ – безразмерная величина, являющаяся коэффициентом трения. Плотность воздуха, ρ_a зависит от его температуры и влажности, т.е. главным образом от широты места, но в расчетах морских течений обычно используется среднее значение 1.22 кг/м^3 . Величина κ определялась на основе фактических измерений скорости ветра и скорости дрейфового течения.

Сначала считалось, что эта величина изменяет свое значение скачком при переходе скорости ветра через 6 м/с , если скорость ветра меньше 6 м/с κ считалось равным 10^{-3} , а при более значительных скоростях ветра равным $2 \cdot 10^{-3}$. Впоследствии увеличение числа фактических данных о скоростях течений (измерений в море) показало, что не следует вводить никакого скачкообразного изменения этой величины. Сейчас ее принимают равной $2.6 \cdot 10^{-3}$ [7]. Таким образом, τ можно вычислять как $2.6 \cdot 10^{-3} \cdot 1.22 \cdot W^2$, если скорость ветра в м/с . Величину A_z чаще всего принимают постоянной и равной $10 \text{ кг/м} \cdot \text{с}$ (коэффициент динамической вязкости или $A_z/\rho = 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ (коэффициент кинематической вязкости)).

Учитывая некоторые неопределенности и связанные с ними затруднения при расчетах дрейфовых течений, Экман предложил эмпирическое соотношение между скоростью ветра и скоростью дрейфового течения на поверхности

$$U_0 = \frac{0.0127W}{\sqrt{\sin \varphi}}, \quad (5)$$

где скорости ветра и течения в м/с , а величина 0.0127 , названная ветровым коэффициентом, определена на основе измерений. Воспользовавшись формулами (3), (5) можно найти соотношение между A_z и W , т.е. зависимость A_z от ветра

$$A_z = 43 \cdot 10^{-2} W^2 \quad (6)$$

В этом случае расчет по формуле (3) дает другие результаты, чем в случае постоянного A_z . В настоящей работе скорости дрейфового течения оценены всеми тремя способами, а результаты их показаны в табл.3-5.

Таблица 3 – Скорость ветра W , тангенциальное напряжение ветра τ , скорость течения на поверхности U_0 при постоянном значении $A_z=10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$

W , м/с	4	7	10	12	16	20
τ , кг/м·с	0.0511	0.1554	0.3172	0.4493	0.8120	1.269
U_0 , см/с	1.6	4.8	9.9	14.0	25.2	39.5

Как видно из табл.3, скорости дрейфового течения на поверхности, вычисленные по теоретической формуле Экмана при постоянном коэффициенте турбулентного обмена, имеют существенные значения только при скоростях ветра более 10 м/с и только они могут заметно изменить суммарную скорость на поверхности. Далее в табл.4 показаны скорости поверхностного дрейфового течения, вычисленные по эмпирической формуле для тех же самых скоростей ветра.

Таблица 4 – Скорости дрейфового течения на поверхности по эмпирической формуле

W , м/с	4	7	10	12	16	20
U_0 , см/с	1.8	7.4	15.1	18.1	24.2	30.2

Сравнивая данные таблиц 3 и 4, можно видеть, что при скоростях ветра 7-12 м/с значения скоростей течения по эмпирической формуле больше, чем по теоретической, а при ветре 16 м/с и выше они становятся меньше теоретических значений.

Таблица 5 – Скорости дрейфового течения на поверхности при A_z , зависящем от скорости ветра

W , м/с	4	7	10	12	16	20
A_z , кг/м·с	6.9	21.1	43.0	61.1	110.0	172.0
U_0 , см/с	4.2	7.4	10.6	12.7	17.0	25.6

Как видно из табл.5 величины скорости течения на поверхности моря в случае сильных ветров меньше приведенных в табл. 3 и 4. По-видимому формула (6), по которой были вычислены значения коэффициента вертикального турбулентного трения A_z , завышают его значения при больших скоростях ветра. Так как A_z входит в знаменатель формулы для вычисления скорости дрейфового течения, то эти скорости оказались заниженными. Фактические измерения, выполненные при значительных скоростях ветра, показывают несколько большие значения U_0 , чем приведенные в табл.5.

Возможно также, что значения тангенциального напряжения ветра, вычисляемые по формуле (4), занижаются при ветрах со скоростью большей, чем средние его значения. Формула не учитывает волнение, возникающее одновременно с течением. Крутые развивающиеся волны увеличивают трение воздушного потока на поверхности воды. В последнее время стали развиваться численные модели, учитывающие одновременно развитие волн и течений (так называемые совместные модели). В.В.Фомин [8], используя разработанную им совместную численную модель, получил при наличии волн с большой крутизной скорости течения, которые превышают на 10-15 см/с скорости, вычисленные по моделям собственно течений без учета волнения. Он относит этот факт именно за счет увеличения тангенциального напряжения ветра при наличии волнения. Учесть этот факт возможно через изменение

коэффициента «к» в формуле (4). Вероятно, следует определить его не в виде постоянной величины, а в некоторой зависимости от скорости и продолжительности действия ветра. Как уже отмечалось выше, в старых работах его и предлагалось представлять в виде ступенчатой зависимости от скорости ветра.

Приведенная выше теоретическая формула (3) для скорости дрейфового течения на поверхности выведена Экманом без учета глубины моря, т.е. для бесконечно глубокого моря. Экманом же было предложено решение задачи для случая, когда море имеет конечную глубину H . Решение этой задачи дает более сложные формулы для расчета скорости и ее изменения с глубиной, чем для бесконечно глубокого моря. Более сложным образом изменяется и угол отклонения течения от направления ветра. В нашем случае вопрос об отклонении течения от ветра не имеет особого значения, так как берега пролива сами по себе определяют направление. Скорость же течения, как и в глубоком море, зависит от величины тангенциального напряжения ветра и пропорциональна величине $\sqrt{ch2a\zeta - \cos 2a\zeta}$, где ζ – высота над дном. Кроме того, скорость течения зависит от отношения глубины моря H и величины $d=\pi/a$, которая называется глубиной трения (на этой глубине течение имеет направление, обратное по отношению к поверхностному течению, а скорость убывает в $e^{-\pi}$ раз). Расчеты скоростей для мелкого моря в настоящей работе не проводились, поскольку нам важно было выяснить лишь вопрос о том, влияет ли глубина Босфора на поверхностную скорость дрейфового течения и каким образом. Для этого нужно было оценить величину глубины трения « d » на разных участках Босфора при разных значениях τ , а также отношение H/d .

Выполненный в настоящей работе расчет по формуле

$$d = \frac{\pi \sqrt{A_z}}{\sqrt{\rho \omega \sin \varphi}} \quad (7)$$

для различных значений коэффициента A_z , который мы считали переменным и зависящим от скорости ветра, показал значительное увеличение глубины трения при изменении скорости ветра от 5 до 12 м/с. Результаты вычислений показаны в табл.6.

Таблица 6 – Значения скоростей ветра и вычисленных значений A_z и H/d

W , м/с	4	7	10	12	16	20
A_z , кг/м·с	6.0	21.1	43.0	61.9	110.0	172.0
H/d	9.5	3.1	1.5	1.1	0.6	0.38

Как видно из приведенной таблицы, наименьшая глубина в Босфоре (около 40 м) составляет лишь около $0.5d$ даже при больших скоростях ветра. Таким образом расчеты, выполненные по формулам для глубокого моря вполне правомерны.

Рассмотрим далее вопрос о том, когда и насколько может увеличиться скорость суммарного течения на поверхности. Из сказанного ранее следует, что в годы с максимальным речным стоком в Черное море, средняя за год скорость стокового течения в устье Босфора составляет 105 см/с, а средняя многолетняя около 70 см/с. Следовательно при среднем речном стоке усиление течения на поверхности за счет ветрового дрейфа даже при сильном попутном течению ветре не превышает 100, самое большее 120 см/с, а в годы с большим годовым речным стоком может достигать 150-160 см/с. В осенние месяцы повторяемость сильных северо-восточных ветров

наибольшая, но в этот сезон ежемесячные величины речного стока меньше средних месячных за год. Поэтому значения скорости суммарного течения 150-160 см/с в эти месяцы являются случаем редким.

Наибольшие значения речного стока наблюдаются в весенние месяцы. За три весенних месяца март-май наибольшие значения речного стока превышали 120 км^3 , а один раз – в 1970 году речной сток за этот трехмесячный период достиг 191 км^3 . В узости Босфора стоковое течение на поверхности достигало в этот период 189 см/с. При наличии сильных устойчивых ветров попутного течению направления (северо-восточных) и при наибольших допустимых значениях коэффициента турбулентного трения A_z скорость суммарного течения могла составлять 230-240 см/с. Однако такой случай имеет очень малую вероятность. Во-первых, речной сток достигал указанной величины только один раз (в 1970 г) за период с 1923 по 2004 г. Во-вторых, сильные устойчивые ветры северо-восточного направления в этот период гораздо менее вероятны, чем в осенне-зимний период. Поэтому и скорость течения, достигающая в узости 230 см/с, является случаем чрезвычайно редким. В средние же годы скорость суммарного течения не превышает 150 см/с даже в весенний период.

Выводы:

1. Средние многолетние значения верхнебосфорского стокового течения в узости Босфора составляют 68-69 см/с, а нижнебосфорского 57 см/с.
2. В годы с наибольшим годовым стоком рек среднегодовые скорости верхнебосфорского течения увеличиваются до 105 см/с, а нижнебосфорского уменьшаются до 31 см/с. В годы же с наименьшим речным стоком скорости верхнебосфорского течения падают до 48 см/с а нижнебосфорского течения достигают 89 см/с.
3. Наибольшие значения верхнебосфорского стокового течения в любой год будут наблюдаться в весенние месяцы, когда речной сток наибольший, а испарение небольшое, что обеспечивает максимальные месячные значения пресного баланса. Вычисленные за три весенние месяца (март-май) значения скоростей стокового течения оказались следующими. В годы с максимальным речным стоком (и пресным балансом) скорости составляли (1959, 1970, 1980, 1981) 141-189 см/с, а в годы с минимальным стоком (1930, 1949, 1950) 60-88 см/с.
4. Расчеты скоростей стокового течения выполнялись исходя из предположения, что вся поступающая в течение года в море вода стекает через пролив также на протяжении этого года. Однако наблюдения за уровнем показывают, что в отдельные годы наблюдается значительный остаток (или недостаток) воды (в одних случаях положительные отклонения уровня, в других отрицательные). Это озгачает, что вынос воды из моря осуществляется не только стоковым течением. Существенную роль играет ветер.
5. Расчеты чисто дрейфовых течений как по эмпирической, так и по теоретической формулам Экмана для различных скоростей ветра показали, что при сильном ветре скорости дрейфового течения достигают 25-40 см/с.
6. Сильные устойчивые ветры северо-восточного направления, которые длятся несколько суток (хотя бы двое-трое) имеют существенную повторяемость в осенне-зимний период. Следовательно, эти ветры могут усиливать стоковое течение в поверхностном слое. Однако в осенне-зимний период само стоковое течение не превышает его среднегодового значения, т.е. 105 см/с даже в годы с большим годовым стоком. Следовательно суммарное течение на поверхности не превышает 160 см/с.

7. В годы с экстремально большим речным стоком в весенние месяцы (март-май), в случае сильных устойчивых ветров северо-восточного направления можно допустить увеличение суммарного течения до 245 см/с, однако случай этот имеет очень малую вероятность, так как стоковое течение со скоростью 189 см/с могло наблюдаться только весной 1970 года – один раз за период 1923-2004 гг.

Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. –Т.4.-Черное море.- Вып.1.- Гидрометеорологические условия/ Под ред. А.И.Симонова, Э.Н.Альтмана.- СПб: Гидрометеоздат, 1991.- 430 с.
2. Толмазин Д.М. Поле течений и обмен вод в Босфоре// Океанология. 1962.- Т.2, вып.1.- С.44-50.
3. Богданова А.К. Гидрология Босфора и прибосфорского района Черного моря.// В кн.: Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. -Киев, 1969.- С.5-121.
4. Богданова А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор.// В кн.: Биология моря. -Киев, 1972. - Вып.27.- С.41-45.
5. Современный и перспективный солевой и водный баланс южных морей.// Труды ГОИН. - 1972.- Вып.108.- 227 с.
6. Овчинников И.М. и др. Гидрология Средиземного моря. - Л.: Гидрометеоздат, 1976, - 375 с.
7. Лакомб А. Физическая океанография. Пер.с фр.- М.: Изд-во Мир, 1974.- 495 с.
8. Фомин В.В. Численное моделирование течений и волн в прибрежной зоне моря с учетом их взаимодействия //Автореф.дис. на соиск.уч.ст.докт.геогр.наук.- Севастополь, 2008.- 37 с.

Про водообмін Чорного моря з Середземним та швидкостях течій в протоці Босфор.

Суховій В.Ф., Рубан І.Г., Ібришим А.М.

В роботі досліджується довгоперіодна сезонна мінливість коливань переносу вод крізь Босфор. Доведено, що швидкості течій, як верхнього з Чорного моря, так і придонного у Чорне море залежить від мінливості річкового стоку у Чорне море. Також були розраховані і оцінені сумарні швидкості з урахуванням дрейфових течій.

Ключові слова: протока Босфор, мінливість, течія, верхньобосфорська, нижньобосфорська, дрейфова, річковий стік.

About exchange between Black Sea and Mediterranean waters and current velocities in Bosphorus Strait. Suchovay V.F., Ruban I.G., Ibrishim A.N.

The seasonal variability and the long-term fluctuations of the volume transport through Bosphorus Strait are considered. It is shown that the velocities both upper current from Black Sea and bottom current into Black Sea depend on variability of the river's flow volume into Black Sea. The summary velocities with taking into account wind-driven currents were calculated and estimated.

Keywords: Bosphorus Strait, variability, current, upper current, bottom current, wind-driven, rivers flow.