

Том XLIX	Труды Всесоюзного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)	1964
Том LI	Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО)	

551.465(265.2)

О ВОДООБМЕНЕ БЕРИНГОВА МОРЯ С ТИХИМ ОКЕАНОМ

А. М. Баталин

Кафедра физики моря ДВГУ

Пресный баланс Берингова моря составляет около 2% его водного баланса, а почти 98% определяется водообменом моря с Тихим и Ледовитым океанами. Через Берингов пролив выносятся в Северный Ледовитый океан от 36 000 до 44 800 км³ воды в год, а вносится в Берингово море около 5700 км³ в год.

В литературе имеются указания на то, что приток тихоокеанских вод через все проливы южной окраины моря составляет около 100 000 км³, а сток берингоморских вод в океан доходит до 60 000 км³ в год [10]. Хотя эти величины можно рассматривать как минимальные, следует считать, что приток тихоокеанских вод определяет положительную часть водного баланса Берингова моря.

Если суммарную величину водообмена Берингова моря с Тихим океаном можно определять различными способами, в том числе и при помощи расчета теплового баланса поверхности моря, то значительно более сложным оказывается вопрос о структуре водообмена, т. е. о распределении потоков тихоокеанских и берингоморских вод вдоль всей южной окраины моря, в проливах. В свою очередь правильное определение структуры водообмена требует выяснения природы водообмена или причин, его определяющих. Именно последнее и представляет собой главную задачу изучения процессов водообмена моря с океаном.

Обзор литературных источников [3, 8—10, 12, 18, 19, 20] показывает, что нет еще достаточно надежных представлений о путях водообмена Берингова моря с Тихим океаном. Если для юго-западной окраины моря и получены приближенные величины водообмена на основании косвенных данных, то для проливов восточной части Алеутской гряды этого еще не сделано. Данные наблюдений над течениями и другими океанологическими элементами в проливах или на подходах к ним пока еще единичны и разновременны.

Некоторые общие представления о путях водообмена моря с прилегающей частью океана можно получить из данных теплового баланса, рассчитываемого для поверхности моря по осредненным многолетним гидрометеорологическим данным. Такие расчеты, выполненные автором [1, 2], показали, что распределение величины теплового баланса поверхности Берингова моря указывает на два основных района притока

тихоокеанских вод. Именно здесь дефицит тепла оказывается наибольшим и единственным средством его компенсации может быть тепло, вносимое в море потоком тихоокеанских вод. Первый из этих районов относится к области пролива между Командорскими и Ближними о-вами, а второй — к восточным проливам Алеутской гряды.

В первом из этих районов наибольший дефицит тепла доходит до $55,4 \text{ ккал/см}^2$ за год, причем область распространения таких высоких значений дефицита приурочена именно к самой зоне пролива. Еще более важной чертой пространственного распределения величины дефицита является то, что изолиниями больших значений дефицита оконтуривается значительная часть акватории моря. Порядок величин дефицита тепла во втором районе немногим меньше, чем в первом, наибольшие его значения доходят до 52 ккал/см^2 в год, но площади, ограниченные одноименными изолиниями дефицита тепла, у восточных проливов значительно меньше. Это дает основание считать, что первый район является основным каналом притока тихоокеанских вод в Берингово море. В средних годовых величинах теплоприток из океана во втором районе оказывает значительное влияние на тепловой режим юго-восточной части моря, но очень мало влияет на тепловой режим его глубоководной части.

Однако в годовом ходе теплового баланса поверхности моря обнаруживаются некоторые особенности, которые могут служить указанием на изменчивость теплопритока из океана. Если в холодное время года суммарный дефицит тепла в первом районе больше, чем во втором, то в теплое время года это различие либо сглаживается, либо даже этот дефицит тепла может оказаться большим во втором районе. Последнее приводит к предположению, что интенсивность теплопритока из океана через пролив между Командорскими и Ближними о-вами в холодное время года больше, чем в теплое. Соответственно можно считать, что в теплое время года увеличивается приток тихоокеанских вод через восточные проливы Алеутской гряды и уменьшается в холодное время года. Однако и при увеличении его область влияния тихоокеанских потоков остается ограниченной юго-восточной частью моря и вряд ли существенно сказывается на режиме его глубоководной части.

Из расчетов теплового баланса поверхности моря еще трудно получить представление о структуре тепловых потоков адвективного происхождения, а тем более о структуре водных потоков по той причине, что дефицит тепла складывается не только из непосредственной теплопередачи от моря к атмосфере в зонах потоков тихоокеанских вод, но также из теплопередачи соседним слоям вод турбулентным обменом. Этот второй процесс, связанный с боковым трением, имеет чрезвычайно большое значение для распределения океанологических характеристик, в том числе и тепла. В частности, благодаря этому размываются граничные области тепловых и водных потоков.

Можно определить общую величину масс воды, вносящих тепло в море в районах резко выраженного дефицита тепла. Для этого необходимо отнести общую величину дефицита тепла в области его распространения к понижению температуры толщи вод в направлении тепловых потоков, исходя из распределения максимальных послыонных горизонтальных градиентов температуры. Основные расчеты были сделаны нами для глубоководной части моря в пределах слоя 0—1000 м, контрольные расчеты производились для слоев 0—200 и 0—500 м.

Согласно этим расчетам общий приток вод из Тихого океана через два рассматриваемых района составляет по меньшей мере $150\,000 \text{ км}^3$ за год. Из этого количества более $100\,000 \text{ км}^3$ поступает в море через пролив между Командорскими и Ближними о-вами и около $50\,000 \text{ км}^3$ через проливы Алеутской гряды в зонах Андреановских и Ближних о-вов. Некоторое количество тихоокеанских вод, видимо, поступает в море и через другие проливы. В частности, из распределения вели-

чины теплового баланса поверхности моря следует, что вполне возможен приток в море тихоокеанских вод через самые широкие и глубокие проливы, в том числе и через восточную половину Камчатского пролива. Последнее согласуется с результатами детализированных расчетов теплового баланса поверхности юга Берингова моря, выполненных Н. Г. Васюковой [5].

Можно принять, что приток тихоокеанских вод в море через восточные проливы Алеутской гряды приближенно равен стоку берингоморских вод в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив. Это, разумеется, вовсе не означает, что в Берингов пролив поступают эти воды. Речь идет лишь о балансировании притока и стока. Принимая эти величины за исходные, мы можем считать, что сток берингоморских вод в океан через проливы южной окраины моря и, прежде всего, через Камчатский пролив равен примерно $100\ 000\ \text{км}^3$ в год.

По отношению ко всему объему вод Берингова моря ежегодный приток тихоокеанских вод составляет около 4%. Такое соотношение может служить одним из оснований для количественной оценки процесса «обновления» вод самого моря. Нельзя упрощать этот процесс, сводя задачу к элементарным подсчетам. Обновление вод моря представляет собой сложный процесс, связанный с турбулентным межслойным* и латеральным обменом и с вертикальной циркуляцией, причем многие черты этих процессов остаются до настоящего времени почти не исследованными. Кроме того, интенсивность тихоокеанских потоков изменяется со временем не только по сезонам, но и по годам, особенно в периоды развития и затухания меандрирования главной струи Куроисио [3].

Общую величину притока тихоокеанских вод в Берингово море, полученную из данных теплового баланса, можно сравнивать с соответствующими характерными величинами (например, с расходом вод Куроисио в области его главной струи у южных берегов Хонсю, а также с притоком тихоокеанских вод в другие дальневосточные моря). По определению Масузава [16], расход Куроисио составлял в 1951—1953 гг. около $1\ 500\ 000\ \text{км}^3$ в год. Свердруп определяет величину переноса вод Куроисио в $2\ 000\ 000\ \text{км}^3$. Полученная нами величина притока тихоокеанских вод в Берингово море составляет $150\ 000\ \text{км}^3$ или 8% расхода Куроисио. Для Охотского моря нами из данных теплового баланса и по формулам смешения получено, что приток тихоокеанских вод в море составляет по меньшей мере $70\ 000\ \text{км}^3$ в год. Миядзаки [17] определил, что в Японское море Цусимским течением ежегодно вносится немногим более $50\ 000\ \text{км}^3$. При всей относительности этих данных очевидно, что приток тихоокеанских вод в Берингово море значительно превосходит приток этих вод в Японское и Охотское моря.

Балансовые расчеты дают возможность судить лишь в самых общих чертах о структуре водообмена Берингова моря с Тихим океаном.

Для выяснения природы водообмена Берингова моря с Тихим океаном необходимо ответить на два вопроса: 1) каковы возможности подхода ветвей тихоокеанских течений к проливам южной окраины Берингова моря и 2) какие силы, действующие в самом море, могут обеспечить энергичное вторжение тихоокеанских вод в Берингово море.

Выше было указано, что на некоторых современных схемах [8 и 9], представляющих результат статистической обработки большого количества разнородных по своему качеству и разновременных материалов наблюдений, показан подход тихоокеанских вод с юго-востока к районам восточной части Алеутской гряды. Но на этих схемах не отражена возможность подхода тихоокеанских вод с юга к районам юго-западной окраины Берингова моря, т. е. не показано течение, которое некоторые

* При учете эффекта межслойного трения необходимо иметь в виду значительную переслоенность вод моря не только в верхних слоях, но и во всей их толще.

японские авторы называют северной ветвью Куроисио. Наоборот, проливы юго-западной окраины моря выглядят на этих схемах как сточные и потоки вод южного направления прослеживаются на достаточно большом удалении от этих проливов.

С применением гидродинамических методов изучения течений океана стало ясным, что строение их на северной окраине Тихого океана более сложно, чем показано на упомянутых схемах. Так, на схеме полных потоков Мунка для северной половины Тихого океана [18] субполярный вихрь не является однородным. Его западная окраина образована самостоятельным круговоротом циклонической ориентировки. Деятельность этого вихря может обеспечивать прямой подток вод с юга к юго-западной окраине Берингова моря и, в частности, к району пролива между Командорскими и Ближними о-вами, а поток вод на западной периферии вихря образует сточное течение на юг вдоль берегов Камчатки и северных Курильских о-вов. Кроме того, на схеме показано, что близмеридиональные потоки возможны и в средней части субполярного вихря.

Для большей детализации строения полных потоков вблизи Алеутской гряды автором совместно с А. Г. Сарвилиной были сделаны расчеты, исходя из известного уравнения

$$\nabla^4 \psi = -M \nabla^2 P, \quad (1)$$

где ψ — функция тока полного потока;
 P — атмосферное давление.

Величина коэффициента латерального трения была принята равной 10^8 г/см · сек. Расчеты по уравнению (1) велись относительно полосы,

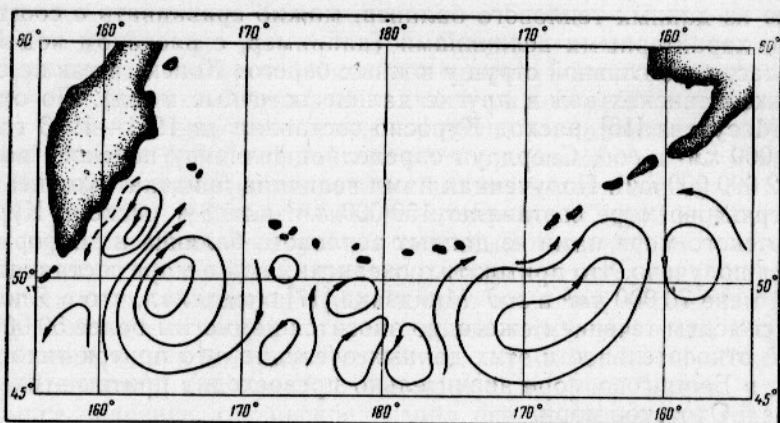


Рис. 1. Схема вихрей в тихоокеанском приалеутском районе.

вытянутой в широтном направлении от берегов Аляски до Камчатки и Курильских о-вов. Это позволило пренебречь меридиональной производной параметра Кориолиса и свести задачу Мунка к известному решению В. Б. Штокмана. Граничные условия задавались, исходя из скольжения, т. е. на контуре S

$$(\psi)_s = 0 \text{ и } (\nabla^2 \psi)_s = 0. \quad (2)$$

На твердой границе они удовлетворяются автоматически, а на жидкой южной границе эти условия удовлетворялись, исходя из предположения, что полные потоки исчезающе малы во всей области южной окраины Северного Тихоокеанского течения. Уравнение (1) с граничными условиями (2) решалось численными методами.

Схемы полных потоков, построенные на основании этих расчетов, показывают (рис. 1), что вблизи Алеутской гряды с тихоокеанской ее сто-

роны ветровые процессы приводят к образованию серии больших и малых вихрей. Два из них по своей интенсивности и масштабам могут иметь особое значение для обеспечения подтока тихоокеанских вод к районам проливов Алеутской гряды. Первый из них прилегает с юга к предпроливному району между Командорскими и Близкими о-вами, а второй — к проливам восточной и отчасти средней части островной гряды. В теплое время (летом) интенсивность первого вихря, определяемая величинами функции тока полного потока, вдвое меньше интенсивности второго вихря. Это может означать, что летом подток тихоокеанских вод к проливам восточной части Алеутской гряды будет бóльшим, чем подток их к проливам юго-западной окраины моря. В холодное время года (зимой) интенсивность первого вихря бóльше и это указывает на относительное увеличение подтока тихоокеанских вод в это время к районам юго-западной окраины моря. Если схема движения вод, полученная этим способом, отражает в основных чертежах действительное распределение потоков, то численные результаты расчетов представляются заниженными почти вдвое. Видимо, это является результатом неточного определения граничных условий и пренебрежением эффекта плотностной диффузии.

Для определения подтока тихоокеанских вод к южной окраине Берингова моря можно также воспользоваться результатами расчета течений в северной половине Тихого океана, сделанным на кафедре физики моря Дальневосточного государственного университета З. Ф. Гуриковой [6].

Приведенные результаты расчета течений гидродинамическими методами указывают на возможность подтока тихоокеанских вод к различным районам южной границы Берингова моря, причем наибольший подток относится к упомянутым двум районам. Но этот подток вод, определяемый строением среднего многолетнего поля ветров или атмосферного давления, только создает предпосылку для водообмена, т. е. условие необходимое, но недостаточное. Для развития энергичного водообмена между морем и океаном необходимо, чтобы в пределах самого моря действовали силы, обеспечивающие возможность непрерывного вторжения тихоокеанских вод в море.

Попытку связывать водообмен моря с океаном с разностью уровня [10] следует сразу признать несостоятельной. Во-первых, само распределение уровня моря и океана определяется динамическими причинами и в данном случае еще необходимо установить форму этой связи. Во-вторых, и это самое главное, даже при наличии разности уровня моря и океана могут формироваться лишь слабые течения широтного, а не меридионального направления. А нас интересуют именно потоки меридионального направления.

Естественной является попытка рассчитать гидродинамическими методами циркуляцию течений в пределах самого моря, возникающую благодаря дрейфовому эффекту. Расчет чисто дрейфовой циркуляции течений Берингова моря по схеме А. И. Фельзенбаума [13] был сделан З. Ф. Гуриковой, Т. Т. Винокуровой и В. В. Натаровым. Было принято, что море полностью замкнуто и водообмена ни с Тихим, ни с Ледовитым океаном не существует.

Расчеты показали наличие летом 1959—1960 гг. циркуляции течений в Беринговом море общей циклонической ориентировки [7]. В основных чертах она совпадает с известными данными о распределении течений в море. Перенос вод в этой циркуляционной системе оказался равным всего $1,5 \times 10^6$ м³/сек, тогда как расчет переноса вод по данным динамических карт оказался значительно бóльшим, порядка 5×10^6 — 7×10^6 м³/сек. Такое расхождение совершенно закономерно. Как известно, динамическим методом обработки океанологических наблюдений описывается сложившееся в море распределение течений независимо от рас-

смотрения причин, вызывающих эти течения. Следовательно, если одна часть массы воды в море движется в результате ветров, то другая — в результате водообмена с океаном. Во всяком случае, если на южных границах моря существуют и действуют силы, обеспечивающие вторжение тихоокеанских вод, то в пределах самого моря имеются условия для возникновения циклонической циркуляции течений.

Следует обратить внимание на особенности динамической активности атмосферы, например, на обострение ветровой деятельности в зонах островов и п-ова Камчатка.

В поле скоростей ветра действительно выделяются районы повышенной динамической активности атмосферы. Первый из них относится к самой юго-западной части моря между побережьем Камчатки и Близкими о-вами. Здесь почти в течение всего года отмечается широтная неравномерность ветрового поля. Основываясь на климатологических данных [11, 14], можно показать, что в холодное время года разность скоростей ветра на западной и восточной окраинах этого района составляет 5—7 м/сек, в теплое время года она меньше. Второй район, в котором также велика широтная неравномерность ветрового поля, относится к области проливов Лисьих и Андреяновских о-вов. Разность скоростей ветра между восточной и западной границами области составляет 3—4 м/сек в теплое время года, причем имеются два максимума скорости ветра в апреле и в августе. В холодное время года широтная разность скоростей ветра здесь несколько меньше. Исходя из распределения скоростей ветра или атмосферного давления, можно получить очень важный показатель динамической активности атмосферы — величину вертикальной составляющей вихря тангенциального напряжения ветра. Подсчеты, сделанные для всех районов южной окраины моря, показали, что именно в упомянутых районах rot_z имеет наибольшее значение по абсолютной величине.

Как известно, величина вертикальной составляющей вихря тангенциального напряжения ветра определяет основные черты движения вод в пределах бароклинного слоя. Совпадение максимальных значений rot_z и ареалов наибольшего дефицита тепла при расчете теплового баланса поверхности Берингова моря позволяет считать, что именно в этих районах развивается наиболее энергичный водообмен моря с океаном.

Количественное определение величины или объема тихоокеанских вод, входящих в Берингово море, по всей границе моря затруднительно и, прежде всего, из-за сложных гидрографических условий. По этой причине мы ограничимся определением величины полных потоков, а эта величина вполне достаточна для оценки водообмена лишь в одном из районов повышенных значений rot_z между побережьем Камчатки и Близкими о-вами.

Пусть вся эта область представляет собой глубокий «канал», протянувшийся с юго-запада на северо-восток. Западной границей канала служит генеральное направление побережья Камчатки; параллельная ей восточная граница проходит по касательной к о-ву Атту. Выбор общего направления канала определяется тем, что с ним совпадает преобладающее направление ветров почти во все сезоны. Внутри этого канала расположены Командорские о-ва, но их влияние на строение полных потоков будет учтено позднее. Пусть ось x направлена на северо-восток вдоль генерального направления побережья Камчатки, а ось y от побережья Камчатки через Командорские до Близких о-вов. Пусть ширина канала l , а длина L .

Условимся, что в пределах рассматриваемого канала приток тихоокеанских вод в море приблизительно равен стоку берингоморских

вод. Точно также необходимо принять, что здесь уравнивается обмен вод и в направлении оси y . В таком случае можно принять, что

$$\int_0^l \Phi_x dy = 0; \quad \int_0^l \Phi_y dx = 0, \quad (3)$$

где Φ_x — полный поток в направлении оси x ;

Φ_y — полный поток в направлении оси y ;

К условиям (3), которые выражают водный баланс в рассматриваемой области, необходимо присоединить еще требование постоянства объема в пределах этого канала, т. е.

$$\int_0^l \zeta(y) dy = 0.$$

В этом выражении функция $\zeta(y)$ представляет профиль урениной поверхности в поперечном сечении канала вдоль оси y . Что касается вида этой функции, то он может быть установлен из рассмотрения сил, возбуждающих потоки вод, и нет необходимости устанавливать его заранее. Точно также мы не можем заранее определить наклон уровня моря в направлении этой же оси в любой точке поперечного сечения канала, т. е. будем считать, что $\gamma_y = \gamma_y(y)$. Что касается наклона уровня в направлении оси x или вдоль канала, то на основании расчетов В. Б. Штокмана [15], определившего, что уровень моря равномерно понижается от северной окраины Тихого океана в общем северном направлении, можно принять, что $\gamma_x = \text{const}$. Тогда урениную поверхность в пределах канала можно представить в виде некоторой цилиндрической поверхности и рассчитывать полные потоки в этой области по схеме, разработанной В. Б. Штокманом [14] в его теории экваториальных противотечений.

Эту схему можно будет применить в том случае, если приток тихоокеанских вод через восточные проливы Алеутской гряды, где он достаточно велик, будет компенсироваться стоком берингоморских вод за пределами канала. Как показали тепловые расчеты и другие приведенные выше данные, можно принять, что приток и сток вод в указанных районах приблизительно балансируются. Кроме того, границы канала выбраны так, что в их пределах заключена главная циклоническая циркуляционная система течений глубоководной части Берингова моря. Все это может означать, что в области канала условия (3) и (4) существенно не нарушаются. Разумеется, это не означает, что не будет происходить передачи многих свойств вод, циркулирующих в канале, окружающим водам.

Теперь для применения схемы В. Б. Штокмана необходимо иметь выражение для поперечного профиля тангенциального напряжения ветра. Это выражение нетрудно получить, используя в качестве исходных данных сведения о средних многолетних значениях скорости ветра из климатологических материалов [11 и 14]. Проще всего искомую функцию представить в виде тригонометрического полинома и при помощи гармонического анализа определить необходимые константы. Все эти операции были проделаны для периода с сентября по апрель, исходя из того, что в течение большей части этого периода составляющая $\tau_x(y)$ почти целиком представляет полный ветровой поток. На рис. 2 показано распределение величины $\tau_x(y)$ по поперечному сечению канала от побережья Камчатки до Ближних о-вов. При дальнейших расчетах по упомянутой схеме толща вод полного потока принималась равной 1000 м, $\mu = 5 \times 10^2$ CGS, а величины, связанные с широтой места, глубиной моря и «глубиной трения» принимались постоянными.

В результате оказалось возможным вычислить функцию $\zeta(y)$ и построить профиль урениной поверхности в поперечном сечении канала. На рис. 2 (верхняя часть) показан этот профиль как результат совмест-

ного действия равномерной и неравномерной составляющих тангенциального напряжения ветра. Анализ этой кривой приводит к очень важным заключениям о структуре водообмена в рассматриваемом районе, особенно в проливе между Командорскими и Ближними о-вами. В течение большей части года существует сложная система комплексных (дрейфовых и градиентных) полных потоков. Общее направление этих потоков непосредственно определяется из профиля функции $\zeta(y)$, претерпевающего естественный разрыв в зоне Командорских о-вов. В проливе между Командорскими и Ближними о-вами основной поток вод направлен из

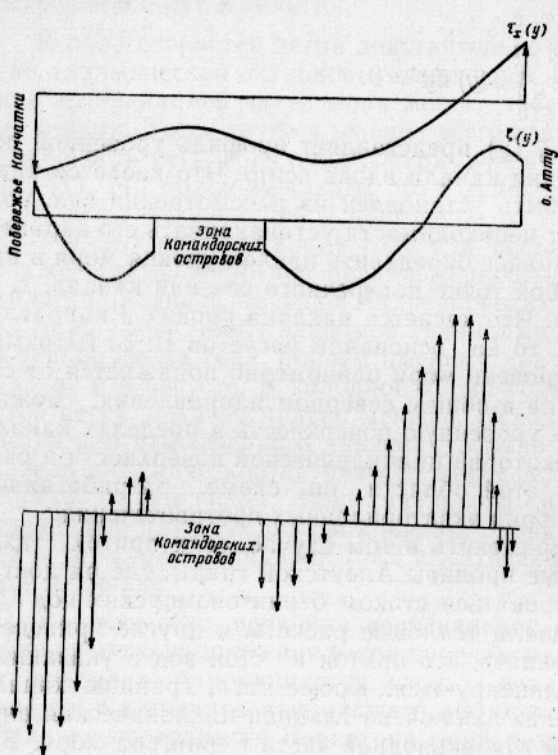


Рис. 2. Поперечный профиль тангенциального напряжения ветра $\tau_x(y)$, поперечный профиль уровня поверхности—функции $\zeta(y)$ и векторная схема полных потоков.

Тихого океана в Берингово море, а на западной и восточной окраинах пролива обнаруживаются сточные потоки берингоморских вод южного направления. Зная величины уклона поверхности моря в заданных точках поперечного сечения канала γ_y и величину продольного уклона γ_x , оказалось возможным определить величину полных потоков. Приток тихоокеанских вод через этот пролив за 8 месяцев составляет около $140\,000\text{ км}^3$, а сток через него берингоморских вод за это время — $30\,000\text{ км}^3$. Так как летом приток тихоокеанских вод через этот пролив уменьшается, а для лета нами также были сделаны соответствующие расчеты, то можно предполагать, что за год общий объем тихоокеанских вод, входящих в море через этот пролив, составляет величину порядка $170\,000\text{ км}^3$. Сток же берингоморских вод через этот пролив по его окраинам составит за год около $50\,000\text{ км}^3$. Камчатский пролив является по преимуществу сточным, только на самой восточной его окраине представлен поток вод, направленный из океана в море. За те же 8 месяцев сток берингоморских вод через Камчатский пролив определяется величиной порядка $120\,000\text{ км}^3$, а в пересчете на год — немногим менее $140\,000\text{ км}^3$. Приток же тихоокеанских вод через восточную часть Камчатского пролива в Берингово море составляет за год от $10\,000$ до $20\,000\text{ км}^3$. Схема полных потоков в этом районе приведена в нижней части рис. 2.

В результате расчетов оказалось, что приток тихоокеанских вод в области канала значительно больше его величины, определенной другими способами, упомянутыми выше. Оценка порядка величины скорости течений, которые должны были бы наблюдаться при таких значениях полных потоков, несколько больше наблюдаемых навигационными способами и при помощи динамического метода. Однако, если принять во внимание также приток тихоокеанских вод через проливы восточной и средней Алеутской гряды, то порядок величин суммарного притока тихоокеанских вод будет $8 \cdot 10^6\text{ м}^3/\text{сек}$. Выше было указано, что по данным ди-

намического метода объем вод, переносимых в системе общей циклонической циркуляции течений Берингова моря, рассчитываемый по динамическим картам, имеет тот же порядок. К нашим результатам необходимо прибавить объем вод в общей циркуляционной системе моря, возникающей под действием локального ветрового поля. Этот поток составляет около $1,5 \cdot 10^6$ м³/сек. Тогда наши результаты можно считать завышенными всего на 10—15%, что вполне допустимо при принятой приближенности определения исходных данных о ветрах.

В результате наших расчетов установлено, что природа водообмена Берингова моря с Тихим океаном через проливы юго-западной окраины моря связана с его поперечной относительно направления водных потоков неравномерностью поля скоростей ветра.

К сожалению, подобного рода расчеты трудно сделать для восточных проливов гряды. Проливы здесь узкие, и мы не имеем возможности определить в этих случаях поперечную неравномерность ветрового поля.

Полученные результаты были основаны на средних многолетних данных о ветровом режиме. Но сам ветровой режим включает временные, в том числе и многолетние вариации, что в свою очередь повлияет на водообмен. Главной причиной роста относительной величины водообмена через восточные проливы Алеутской гряды является изменение неравномерности поля скоростей ветра.

Правильное определение структуры водообмена Берингова моря с Тихим океаном имеет вполне определенное значение для создания надежных представлений о распределении промысловых животных и их кормовых полей в пределах моря. Но эти представления будут иметь самый общий характер, если при этом не будет учтена динамическая структура вод моря. Речь идет о завихренности поля скоростей течений [4], с которой непосредственно связаны области промысловых скоплений, или же кормовых полей, или того и другого вместе. Такую локальную завихренность трудно, даже не всегда возможно связывать с завихренностью поля скоростей ветра. Локальная завихренность поля скоростей морских течений определяется динамическими преобразованиями самих морских течений и требует в случае динамики течений Берингова моря специального исследования как теоретического, так и опытного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Из данных теплового баланса следует, что приток тихоокеанских вод в море осуществляется, главным образом, через пролив между Командорскими и Ближними о-вами и в меньшей мере — через восточные проливы Алеутской гряды.

2. Для изучения структуры и природы водообмена через проливы юго-западной окраины моря была применена схема расчета полных потоков по модели В. Б. Штокмана. Результаты расчетов показали, что приток тихоокеанских вод через проливы юго-западной окраины моря составляет около 200 000 км³ за год, что на 50 000 км³ больше величины, полученной из соображений теплового баланса, и вдвое больше величины притока, полученной А. К. Леоновым.

Установлено, что природа водообмена Берингова моря с Тихим океаном связана с неравномерностью поля ветра, а именно, с его широтной неравномерностью.

Несмотря на известную условность выделения в рассматриваемом районе канала, в пределах которого сохраняются условия водного баланса и постоянство объема вод, количественные результаты оказываются сравнимыми с данными наблюдений.

3. Определение структуры и природы водообмена теоретическими методами открывает возможности для создания представлений об основ-

ных чертах динамики вод Берингова моря, что в свою очередь означает возможность создания необходимой гидродинамической основы для изучения гидробиологических и ихтиологических особенностей Берингова моря.

Автор считает своим приятным долгом выразить признательность студентке ДВГУ Э. А. Иващенко, принявшей участие в вычислительных работах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталин А. М. Тепловой баланс дальневосточных морей. Известия АН СССР. Серия геофиз. № 7, 1959.
2. Баталин А. М. Опыт расчета теплового баланса Берингова моря. Тр. Океанограф. комиссии. Т. 7. Изд-во АН СССР, 1960.
3. Баталин А. М. Вопросы меандрирования Куроисио. «Океанология», Т. I. Вып. 6, 1961.
4. Баталин А. М. Вихреобразование в области Куроисио и его влияние на рыбный промысел. Материал VII научной конференции Дальневост. гос. ун-та, 1962.
5. Васюкова Н. Г. Тепловой баланс поверхности рыбопромысловых районов Берингова моря. (Публикуется в настоящем сборнике).
6. Гурикова З. Ф. К вопросу о расчете течений поверхностного слоя вод северной части Тихого океана. Известия АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1962.
7. Гурикова З. Ф., Винокурова Т. Т. и Натаров В. В. Схема ветровой циркуляции течений Берингова моря в августе 1959 и 1960 г. (Публикуется в настоящем сборнике).
8. Добровольский А. Д. Карты поверхностных течений северной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. Т. 3. М., 1949.
9. Леднев В. А. и Муромцев А. М. Течения Тихого океана. Морской атлас. Т. 2. Л., Изд. ВМФ, 1953, л. 30 и 31.
10. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I, Гидрометеиздат, 1960.
11. Морской атлас. Т. 2. Л., Изд. ВМФ, 1953, л. 23 и 24.
12. Ратманов Г. Е. К гидрологии Берингова и Чукотского морей. Иссл. морей СССР. Вып. 25. ГИМИЗ, 1937.
13. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. М., Изд. АН СССР, 1960.
14. Штокман В. Б. Экваториальные противотечения в океанах. Гидрометеиздат, 1948.
15. Штокман В. Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе. Тр. Ин-та океанол. Т. XXV, 1957.
16. Masuzawa J. On the Kuroshio south off Shiono—Misaki of Japan. Oceanograph. Magazine. Vol. 6, № 1, Tokyo, 1954.
17. Miyasaki M. The heat budget of the Japan Sea. Bulletin of Hokkaido Regional Fisheries Research Laboratory. Joichi Hokkaido, Japan, 1952.
18. Munk W. On the wind-driven oceanic circulation. «Journ. of Meteorol». Vol. 7, № 2, 1950.
19. Schulz W. Die Strömung und die Temperatur-Verhältnisse des Stillen Oceans nordlich von 40 N-W. einschliesslich des Bering Meers. Annal. d. Hydr. H. VI, 1911.
20. Sugiura J. Oceanographic conditions in the North western North Pacific based upon the data obtained on board the Kamahashi from 1934 to 1936 (in Japanese). J. of the Ocean. Society. Vol. 14, № 3, Okt., 1958.