

ВЛИЯНИЕ СТОКА РЕК НА ГИДРОЛОГИЮ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

В. С. БОЛЬШАКОВ

Институт биологии южных морей АН УССР

Гидрология северо-западной части Черного моря находится под непосредственным влиянием стока рр. Дуная, Днепра с Бугом и Днестра. В первую очередь это проявляется в распределении морской воды. Если в глубоководных частях Черного моря соленость воды на поверхности близка к 18‰ и отклоняется от этой величины на несколько десятых промилле в ту или в другую сторону, то в северо-западной части соленость на поверхности меняется в широких пределах от 0‰ у устьев рек до 18‰ у мыса Тарханкут.

Как было показано ранее (Большаков и др., 1964), трансформация речных вод в морскую воду происходит не постепенно, а ступенями, т. е. с резкими переходами на границах указанных ниже зон. Речные воды Днепра с Бугом и Днестра начинают осолоняться еще в устьевых лиманах в результате водообмена лиманов с морем. Вторая ступень осолонения приходится на участки моря от устьев Днепровского и Днестровского лиманов до соответствующих гидрологических фронтов (гидрофронтов). Третья, последняя ступень осолонения располагается на пространстве моря от гидрофронтов до внешней границы зоны трансформации.

Схема трансформации дунайских вод несколько проще. Отсутствует первая ступень, так как Дунай впадает непосредственно в море. Граница последней зоны трансформации в море полагается совпадающей с изохалиной 17‰ на поверхности. На каждой из этих ступеней процесс осолонения более или менее плавен, между ступенями соленость меняется скачкообразно.

Процесс осолонения речных вод и их трансформация в морскую воду почти полностью определяют условия существования организмов в этой части моря.

В настоящей работе рассматривается влияние водообмена на трансформацию речных вод в морскую. Предлагаемое исследование позволяет создать обобщенную схему трансформации речных вод и выявить основные черты этого процесса на двух ступенях: в устьевых лиманах и в зоне трансформации (от устьев Дунайской дельты и устьевых лиманов до внешней границы северо-западной части).

Осолонение речных вод в лиманах происходит под влиянием двух процессов: преобладания испарения над атмосферными осадками и смешения речной воды с морской, поступающей в лиманы. Рассмотрим эти процессы раздельно для каждого из двух лиманов.

Речная вода, входя в Днепровский лиман, резко замедляет скорость своего движения к морю вследствие увеличения живого сечения потока. Аппроксимируем Днепровский лиман в виде прямоугольного бассейна постоянной глубины с размерами, соответствующими естественному лиману. Площадь лимана примем равной 800 км^2 , его длину — 63 км и среднюю глубину — 4 м . Отсюда ширина равновеликого лиману прямоугольника

$$b = \frac{800}{63} = 12,7 \text{ км}$$

и площадь поперечного сечения $\Pi = 12700 \cdot 4 = 508\,000 \text{ м}^2$.

Нетрудно найти среднюю скорость течения через канал с сечением Π

$$\bar{u} = \frac{Q}{\Pi}, \quad (1)$$

где Q — средний секундный расход потока.

Максимальный расход воды в Днепре наблюдается в мае и в среднем многолетнем составляет $3970 \text{ м}^3/\text{сек}$, минимальный — в сентябре — $613 \text{ м}^3/\text{сек}$, средний годовой — $1360 \text{ м}^3/\text{сек}$. Подставив приведенные расходы в формулу (1), получаем средние по всему сечению канала скорости, равные $7,2$; $1,1$ и $2,4 \text{ см/сек}$, соответственно. Время пробега речной воды от устья Днепра до Кинбурнского пролива при средних условиях равно 30 дней, в половодье 10 и в межень 66. Известно, что скорости течений в Днепровском лимане малы. Так, по М. Ш. Розенгурту (1962), скорости течений в Днепровском лимане при маловетрии и штилевой погоде не превосходят 10 см/сек .

Однако, как будет показано ниже, существует активный водообмен между морем и лиманом. В некоторые периоды под действием ветра морская вода заходит в лиман и продвигается сравнительно далеко на восток, создавая в лимане определенный запас солей. Следовательно, трансформация речной воды начинается еще в лимане.

Сведения о водообмене лимана с морем через Кинбурнский пролив приведены у М. Н. Костяницына (1964). По подсчетам Е. М. Копайгородского, из совместного решения уравнений балансов воды и солей следует, что в среднем за год из лимана вытекает $69,4 \text{ км}^3$ воды с хлорностью (Cl) $1,94\%$ и втекает $14,5 \text{ км}^3/\text{год}$ морской воды с хлорностью (Cl) $9,34\%$. Ю. В. Слатинский, подсчитав водообмен по непосредственным наблюде-

ниям над течениями в проливе с помощью их осреднения, пришел к другим результатам: сток из лимана, по его данным, оказался равным $97,5 \text{ км}^3/\text{год}$, приток морской воды в лиман — $46,5 \text{ км}^3/\text{год}$. М. Н. Костяницын попытался увязать данные о водообмене Ю. В. Слатинского с подсчетом водообмена по несколько измененным формулам балансов воды и солей. В результате оказалось, что сток из лимана равен $102,4—102,8 \text{ км}^3/\text{год}$, приток морской воды — $43,4—47,9 \text{ км}^3/\text{год}$ при разных значениях уровня воды в лимане. Хлорность притекающей в лиман воды принята равной $5,7\%$.

Подсчеты Ю. В. Слатинского и М. Н. Костяницына нельзя признать надежными. Как указывает М. Н. Костяницын (1964), течения в Кинбурнском проливе носят очень изменчивый, сложный характер, в особенности при смене знака течений. В эти периоды наблюдаются не только двухслойные, но даже и трехслойные течения с противоположными направлениями. Как выяснилось из наблюдений на трехсуточной станции в Кинбурнском проливе, выполненной в марте 1965 г. на э/с «Миклухо-Маклай» сотрудниками Одесского отделения Института биологии южных морей АН УССР, даже за короткие промежутки времени (около суток) изменчивость течений в проливе велика. При таких условиях для получения надежных сведений о водообмене через Кинбурнский пролив необходимо использовать не эпизодические данные, имевшиеся в распоряжении Ю. В. Слатинского, а непрерывные наблюдения с помощью буйковых постановок БПВ или с помощью ЭМИТа, с установленными поперек пролива на буйках электродами, как это делалось некоторыми зарубежными исследователями. Величина хлорности вытекающей из лимана воды (0%), принятая М. Н. Костяницыным, представляется нам заниженной по сравнению с величиной, наблюдавшейся в Кинбурнском проливе при стоковых течениях.

Надежность существующих оценок составляющих водообмена Днепровского лимана с морем привела к необходимости их пересчета.

Из уравнений неразрывности воды и солей были выведены следующие соотношения для расчетов водообмена (Пруд-мэн, 1957):

$$M = \frac{B}{1 - \frac{S_1}{S_2}}; \quad (2)$$

$$N = \frac{B}{\frac{S_2}{S_1} - 1}; \quad (3)$$

$$T = \frac{\left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right) h F}{B}. \quad (4)$$

Для вычисления максимальных абсолютных погрешностей оценок водообмена по формулам (2)–(4) получены такие выражения:

$$dM = \frac{\left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right) dB - B \frac{S_2 dS_1 - S_1 dS_2}{S_2^2}}{\left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right)^2}; \quad (5)$$

$$dN = \frac{\left(\frac{S_2}{S_1} - 1\right) dB - B \frac{S_1 dS_2 - S_2 dS_1}{S_1^2}}{\left(\frac{S_2}{S_1} - 1\right)^2}; \quad (6)$$

$$dT = \frac{B \left[\frac{S_2 dS_1 - S_1 dS_2}{S_2^2} hF + \left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right) F dh + \right. \\ \left. + \left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right) h dF \right] - \left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right) h F dB}{B^2}, \quad (7)$$

где B — пресная составляющая, равная

$$B = A + (P - E)F \quad (8)$$

с максимальной абсолютной погрешностью

$$dB = dA + [(dP + dE)F + (P - E)dF]. \quad (9)$$

В формулах (2)–(9) приняты следующие обозначения: A — материковый сток, $\text{км}^3/\text{год}$; P — толщина слоя осадков, $\text{км}/\text{год}$; E — толщина слоя испарившейся воды, $\text{км}/\text{год}$; F — площадь лимана, км^2 ; h — средняя глубина лимана, км ; S_1 — соленость вытекающей из лимана воды; S_2 — соленость притекающей в лиман морской воды; M — количество вытекающей из лимана воды, $\text{км}^3/\text{год}$; N — количество притекающей в лиман морской воды, $\text{км}^3/\text{год}$; T — промежуток времени, за который происходит полное обновление воды в лимане, выраженный в долях года или в днях.

Определим исходные данные для расчета водообмена Днепровского лимана с морем. Предварительно были рассчитаны годовые величины осадков и испарения.

Данные о среднемноголетних годовых количествах осадков на станциях Очаков и Николаев-порт были взяты из Климатологического справочника СССР (1950). Годовая сумма осадков в Очакове, по этим данным, равна 361 мм и в Николаевском порту 396 мм. Для лимана принята средняя величина 379 мм.

Для подсчета испарения с поверхности лимана была принята эмпирическая формула С. С. Ремезовой (1963), выведенная

из наблюдений на природных лиманах устья Волги, близких по физико-географическим условиям к лиманам северного Причерноморья. Эта формула имеет вид

$$E = 0,174 d(1 + 0,46 w) \text{ [мм/сутки]}, \quad (10)$$

где d — дефицит влажности воздуха, мм; w — скорость ветра, м/сек. Исходные данные для расчета испарения были также выбраны из Климатологического справочника СССР (1950). Расчет по формуле (10) дал толщину слоя испарившейся воды у Очакова 751 мм/год, у Николаева — 882 мм/год. Для лимана в целом было принято среднее из этих значений 811 мм. Эта величина несколько ниже, чем полученная Ю. В. Слатинским (в среднем 1030 мм за период 1954—1959 гг.). Из полученных нами данных величина $P - E$ оказалась равной — 432 мм/год или $-432 \cdot 10^{-6}$ км/год. Для площади лимана $F = 800 \text{ км}^2$ второй член правой части уравнения (8) оказывается равным — 0,34 км³/год. Так как в правой части уравнения (8) величина второго члена на два порядка ниже первого, то из дальнейшего рассмотрения второй член был исключен и пресная составляющая B принималась равной материковому стоку в лиман ($B = A$).

Соленость вод, втекающих (S_2) и вытекающих (S_1) из лимана, ежедневно определялась на поверхности в Кинбурнском проливе (измерения выполнялись гидрометстанцией Очакова в 1962 и 1963 гг.). Соленость воды речного стока принималась равной 0‰, а соленость морской воды в окрестностях Кинбурнского пролива — 16‰, что соответствует гидрологическим наблюдениям (Большаков и др., 1964). Эти солености принимались за характеристики ядер двух водных масс — речной и морской. Температура этих вод в любое время года принималась равной, что также соответствует наблюдениям. Тогда можно считать соленость 8‰ граничной между этими двумя водами, соленость 0—8‰ относить к вытекающей лиманной воде, а соленость 8—16‰ — к втекающей морской. Далее, ежедневные определения солености в Очакове за 1962 и 1963 гг. были разделены на две группы, соответствующие выбранным интервалам солености, и для каждой из групп была определена средняя соленость. В первой группе средняя соленость оказалась равной 2,96‰, во второй группе — 9,80‰. Округлив эти значения до целых, получим $S_1 = 3‰$ и $S_2 = 10‰$.

Окончательно для расчета по формулам (2) — (7) приняты следующие исходные данные: $S_1 = 3‰$; $S_2 = 10‰$; $dS_1 = 1‰$; $dS_2 = 1‰$; $B = 55 \text{ км}^3/\text{год}$; $dB = 1 \text{ км}^3/\text{год}$; $F = 800 \text{ км}^2$; $dF = 10 \text{ км}^2$; $h = 0,0037 \text{ км}$; $dh = 0,0002 \text{ км}$. Подставив эти данные в формулы (2) — (7) и произведя расчеты, получим следующие величины водообмена Днепровского лимана с морем: количество вытекающей воды $M = 79 \pm 2,8 \text{ км}^3/\text{год}$; количество втекающей воды

$N=26\pm 3,9 \text{ км}^3/\text{год}$; средний период полного возобновления воды в лимане $T=14\pm 4,7 \text{ суток}$.

Приведенные величины компонентов водообмена через Кинбурнский пролив близки к полученным ранее Е. М. Копайгородским и расходятся с оценками Ю. В. Слатинского и М. Н. Костяницына (1964). Для проверки достоверности оценок Слатинского было определено отношение S_1/S_2 для вычисленных им характеристик водообмена: $M=102 \text{ км}^3/\text{год}$ и $N=45 \text{ км}^3/\text{год}$. Перестроив формулы (2) и (3), получим

$$\frac{S_1}{S_2} = 1 - \frac{B}{M} \text{ и } \frac{S_2}{S_1} = \frac{B}{N} + 1.$$

Подставив данные Ю. В. Слатинского, найдем $S_1/S_2=0,47$ и $S_2/S_1=2,22$. Если исходить из того, что наиболее вероятное значение S_1 равно 3‰, то по первому соотношению S_2 равно 6,4‰, а по второму — 6,7‰. Следует обратить внимание на очень малую среднюю соленость втекающей в лиман морской воды, не соответствующую наблюдениям.

Аналогично получены и величины компонентов водообмена Днестровского лимана с морем. Предварительно по формуле (1) подсчитано время обновления вод лимана в случае чисто стокового течения. Для этого Днестровский лиман приведен к равновеликому прямоугольному бассейну с площадью, равной площади лимана $F=400 \text{ км}^2$, длиной L по продольной оси, равной 43,5 км, и средней глубиной $h=1,5 \text{ м}$. Отсюда ширина равновеликого прямоугольника оказывается равной 9,2 км, а площадь его поперечного сечения — 13800 м². Максимальный расход воды в годовом ходе стока Днестра отмечается в мае и в среднем многолетнем равен 908 м³/сек, минимальный расход в октябре — 150 м³/сек и средний годовой расход — 270 м³/сек. Подставив приведенные расходы в формулу (1), получим средние скорости течения в равновеликом прямоугольном бассейне, равными 7,3; 1,1 и 2,0 см/сек, соответственно. Эти скорости близки к вычисленным для Днепровского лимана. Время пробега от устья Днестра до Цареградского гирла в среднем составляет 25 дней, в половодье 7 и в межень 45.

По формулам (2) — (7) сделан расчет водообмена Днестровского лимана с морем через Цареградское гирло. При этом приняты следующие исходные данные: $S_1=5‰$; $dS_1=1‰$; $S_2=12‰$; $dS_2=1‰$; $B=10 \text{ км}^3/\text{год}$; $dB=0,5 \text{ км}^3/\text{год}$; $F=400 \text{ км}^2$; $dF=10 \text{ км}^2$; $h=0,0015 \text{ км}$; $dh=0,0002 \text{ км}$. Здесь, как и в случае Днепровского лимана, в пресную составляющую входит только среднегодовой сток Днестра, испарение и атмосферные осадки, как и ранее, не учитываются. В результате расчетов получены следующие величины компонентов водообмена Днестровского лимана с морем: количество вытекающей

воды $M = 17,0 \pm 0,43 \text{ км}^3/\text{год}$; количество втекающей воды $N = 7,1 \pm 0,28 \text{ км}^3/\text{год}$; средний период полного возобновления воды в лимане $T = 11 \pm 2,4 \text{ суток}$.

Исследование водообмена Днепровского и Днестровского лиманов с морем приводит к следующему заключению. Трансформация речной воды в морскую начинается еще в лиманах. Принимая соленость чисто морской поверхностной воды равной 18‰, из простой пропорции смешения водных масс получаем, что при выходе из Кинбурнского пролива воды Днепра и Буга на 17‰, а вода Днестра при выходе из Цареградского гирла на 28‰ становятся морской. Из этих данных следует, что трансформация речной воды в морскую в Днестровском лимане в результате водообмена лимана с морем происходит почти в два раза энергичней, чем в Днепровском лимане. Полное обновление воды в лиманах в результате активного водообмена идет быстрее, чем это было бы при простом транзитном переносе речных вод через лиманы: в Днепровском лимане в два раза, а в Днестровском лимане в 2,5 раза.

Рассмотрим трансформацию речной воды в морскую на следующей ступени — от устьев рек до южной границы северо-западной части моря. При этом сделаем два допущения. Во-первых, будем считать трансформацию от устьев рек до внешней границы зоны трансформации единым, неразрывным процессом, не разделяющимся на ступени. Во-вторых, за границу зоны трансформации вместо изохалины 17‰ примем южную границу северо-западной части, т. е. параллель 45° с. ш.

В среднем за год в эту часть моря стекает с материка следующее количество пресной воды: из Дуная 198, из Днепра — 52, из Днестра — 10 км³, из Южного Буга — 3 и из прочих рек 1 км³. Всего материковый сток составляет 264 км³/год. Таким образом, Дунай приносит в рассматриваемую часть моря 75% суммарного материкового стока. Годовой ход среднемесячных расходов воды, вычисленных по многолетним данным, представлен на рис. 1. Сравнивая кривые годового хода отдельных рек и суммарную кривую, нетрудно установить, что если годовой ход суммарного стока в целом определяется стоком Дуная (кривые 1 и 4), то волна весеннего половодья формируется под сильным воздействием стока Днепра и в некоторой степени Днестра. Крутизна пика на кривой суммарного стока (кривая 4) определяется Днепровским половодьем. Это можно показать и количественно. Если в межень (VIII—III) дунайский сток составляет, по соотношению расходов, от 80 до 85% суммарного стока, то в половодье (V) это соотношение уменьшается до 63%.

Распределение речным стоком неодинаково в течение года. Наибольшей интенсивности оно достигает с мая по август, когда вышедшая в море волна половодья распространяется по

северо-западной части. Характеристики распространения волны половодья, составленные по среднемесячным многолетним данным, показаны на рис. 2. Сплошные линии — это изохалины минимальной солености, снятой с кривых годового хода среднемесячных соленостей на поверхности моря. Следовательно,

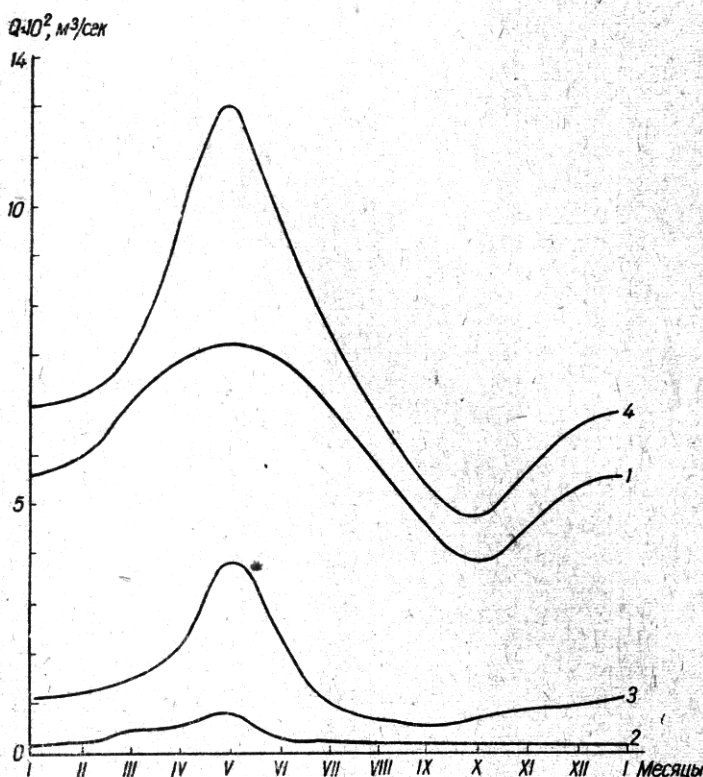


Рис. 1. Годовой ход среднемесячных расходов воды:
1 — Дунай; 2 — Днестр; 3 — Днепр и Ю. Буг; 4 — суммарная кривая.

под волной половодья, распространяющейся по поверхности моря, здесь понимается волна распреснения морской воды водами половодья. Пунктирными линиями на том же рисунке показаны изохроны месяцев наступления этих минимумов солености. На рис. 2 хорошо видно, что продвижение волны половодья из Днепроовского лимана идет вдоль северного побережья на запад, до Одессы и далее на юго-запад, до Санжейского маяка. Другая ветвь волны половодья проходит от Кинбурнского пролива к югу, до Тендровской косы и вдоль косы до о. Джарлыгач. У о. Джарлыгач прохождение волны

половодья отмечается в сентябре. Следовательно, волна половодья пробегает этот путь за 4 месяца, т. е. со скоростью 0,013 м/сек. Волна половодья из Днестровского лимана распространяется радиально на северо-восток, восток и юго-запад. Границами ее распространения вдоль побережья можно считать Санжейский маяк с одной стороны и Бурнасский маяк — с другой. С востока ее распространение ограничивается, по-видимому, Днестровской банкой. Волна Дунайского половодья проходит вдоль северо-западного побережья до маяка Бурнас. Основная масса воды Дунайского половодья направляется на юг и юго-восток и судя по очертаниям изохрон, не заходит далее меридиана $31^{\circ}15'$ в. д. Путь от устьев рукавов Дуная до этого меридиана волна дунайского половодья проходит один месяц, т. е. со скоростью 0,05 м/сек.

Для более четкого разделения зон влияния различных рек на распреснение рассматриваемой части моря была построена карта средней солености на поверхности моря для гидрологического лета (май—август) (рис. 3). Исходя из теории трансформации водных масс и зная, что температура воды на поверхности мало изменяется в исследуемой части моря, т. е., что горизонтальные градиенты температуры достаточно малы, можно считать, что речная вода имеет соленость 0—5‰ (100—75% концентрации), морская вода имеет соленость 15—18‰ (75—100% концентрации) и речная трансформирующаяся вода имеет соленость 5—15‰ (75—25% концентрации). Граничная соленость внутри зоны трансформации в этом случае будет равна 9‰, или округленно 10‰ (концентрация морской и речной воды равна 50%). Рассмотрение карты средней солености с этих позиций сразу же показывает, что речные воды занимают только маленькие участки у устьев рек и устьевых лиманов, граничная соленость 10‰, соответствующая середине зоны трансформации, также ограничивает только узкие полосы моря поблизости от устьев, а вся центральная область этой части моря занята вступающей в трансформацию морской водой с соленостью более 15‰. Ось языка этой вторгающейся морской воды проходит от мыса Тарханкут к Санжейскому маяку. На рис. 3 эта ось показана пунктиром. Исходя из изложенных выше замечаний о трансформации речных вод, можно считать эту ось границей зон влияния вод различных рек.

Минимальное распреснение наблюдается в межень (с сентября по ноябрь), когда материковый сток достигает минимума. В это время года изохалины 15‰, ограничивающие вторгающуюся морскую воду, проходят близко от устьев дунайских рукавов, Кинбурнского пролива и Цареградского гирла. Если в мае—августе изохалина 16‰ проходит на расстоянии 40—50 миль к востоку от дельты Дуная, то в сентябре—ноябре это расстояние сокращается до 5—11 миль. Для участка Кин-

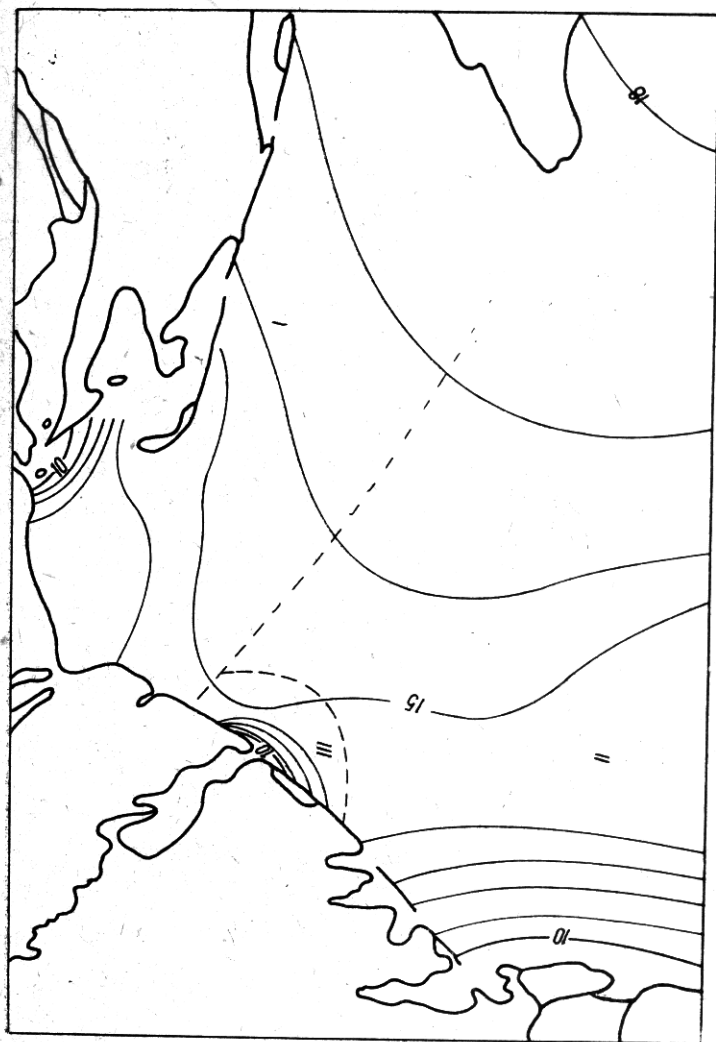


Рис. 3. Средняя соленость воды на поверхности за летние месяцы с мая по август (‰);
пунктирными линиями разделены зоны влияния различных рек:
I — Днепр и Ю. Буг; II — Дунай; III — Днестр.

бурнского пролива эти расстояния равны 25 и 5 миль и для участка Цареградского гирла 7 и 2 мили, соответственно. Вся остальная площадь северо-западной части в межень заполняется морской водой с соленостью 16—17,5‰. Только на юго-востоке, в окрестностях мыса Тарханкут, соленость на поверхности моря, как и в мае—августе, сохраняется равной 18‰.

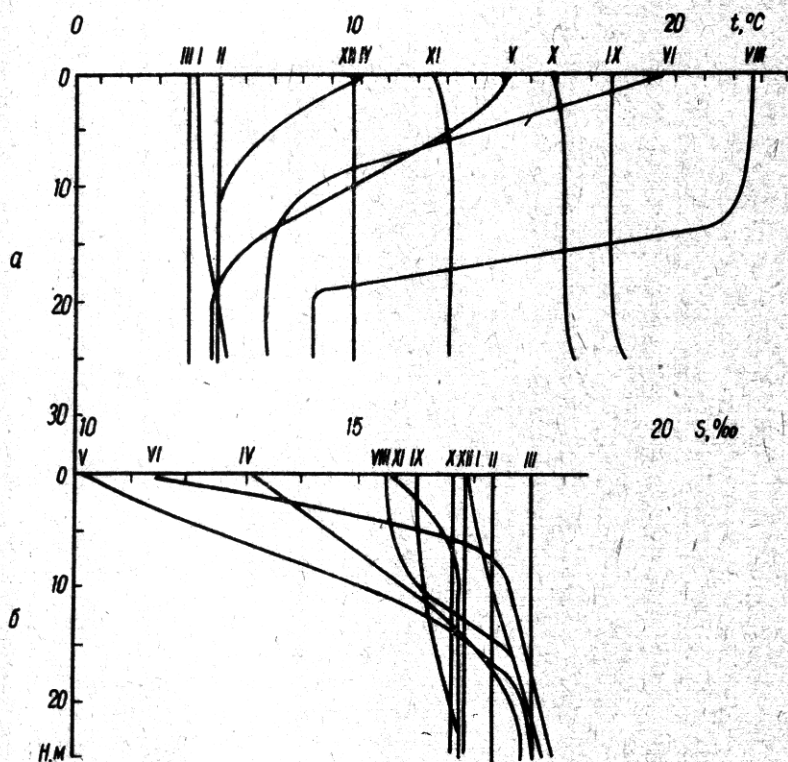


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры (а) и солености (б) воды на станции 3 нис «Прибой» в 1962 г.:

I — 17.I; II — 21.II; III — 23.III; IV — 19.IV; V — 10.V; VI — 19.VI; VII — 22.VIII; IX — 29.IX; X — 10.X; XI — 24.XI; XII — 10.XII.

Толщина слоя трансформирующейся речной воды зависит от гидрологических сезонов года. Как показали ежемесячные наблюдения нис «Прибой» (МГС, Одесса-порт) в 1962 г. на станции, расположенной в 10 милях к востоку от устья рукава Быстрого дельты Дуная, толщина слоя распресненной воды с апреля по август изменялась от 7 м (июнь) до 20 м (апрель, май, август) (рис. 4, б). Характерно, что в отличие от вертикального распределения температуры (рис. 4, а) даже весной

и летом не образуется расслоенности воды со скачком солености на некоторой глубине (халиноклином). В «нормальных» морских условиях летом у поверхности моря образуется хорошо перемешанный по вертикали слой. Он отделяется от нижележащего, тоже однородного по вертикали, слоя глубинной воды (в условиях северо-западной части придонной воды) слоем скачка. В условиях же зоны трансформации верхний однородный слой не образуется и поверхность моря является верхней границей халиноклина. Однако, как это видно из сравнения рис. 4, а и 4, б, такое «нормальное» расслоение по температуре к августу уже вполне заметно. Поскольку нет заметной разницы в волновом перемешивании и в климатических условиях между «нормальными» морскими районами северо-западной части и зоной интенсивной трансформации речных вод, то можно предполагать, что указанное необычное распределение солености воды по вертикали в этой зоне создается за счет интенсивной адвекции трансформирующихся речных вод. Аналогичное распределение солености воды по вертикали летом неоднократно обнаруживалось на участках Кинбурнского пролива и Цареградского гирла при гидрологических работах судов «Академик Зернов» и «Миклухо-Маклай» Одесского отделения Института биологии южных морей АН УССР в 1954—1963 гг.

Зимой (с октября по март) в зоне трансформации дунайских вод, как это видно на рис. 4, термическая конвекция хорошо перемешивает всю толщу вод. В это время года температура и соленость воды оказываются одинаковыми от поверхности до дна. Очень интенсивное вертикальное перемешивание зимой приводит к быстрому распреснению речными водами всей толщи вод, к быстрой трансформации речной воды в морскую воду. Это в свою очередь приводит к выравниванию различий в солености воды во всей северо-западной части. Значительная однородность в распределении солености по вертикали и горизонтали была обнаружена во время зимней гидрологической съемки всей северо-западной части, выполненной на э/с «Миклухо-Маклай» 10—14 марта 1963 г. (86 станций).

Установлено, что только прибрежная полоса шириной 15 миль на участке Очаков—Одесса, 5—10 миль на участке Одесса—Бурнас и 20—40 миль на участке Бурнас—Жебриянская бухта — дельта Дуная была заполнена водой с соленостью 16—17‰. В этой полосе отмечены изолированные пятна воды с соленостью на поверхности 13,3 и 15,1‰ вблизи дельты Дуная, 12,6; 15,3 и 140‰ — на участке от Кулундинской прорвы до Шаболатского лимана, 12,8‰ — у Цареградского гирла, 13,2‰ — у Кинбурнской косы и 11,7‰ — у Сычавки. Весь остальной объем воды северо-западной части имел чисто морскую соленость 17—18‰, причем на каждой станции соленость воды от поверхности до дна была одинакова.

Описанные выше особенности распределения солености воды в этом районе, связанные с трансформацией речной воды в морскую, указывают на существование энергичного водообмена между северо-западной частью и западной половиной Черного моря. В связи с этим была сделана попытка оценить количество воды, участвующей в этом водообмене. Как указывалось выше, материковый сток приносит в северо-западную часть $264 \text{ км}^3/\text{год}$ пресной воды. По Е. В. Солянкину (1962), влагооборот (осадки минус испарение) в этой части моря имеет дефицит $677 \text{ мм}/\text{год}$. Площадь F северо-западной части моря, определенная планиметрированием, оказалась равной $48\,600 \text{ км}^2$. Отсюда влагооборот, приведенный к площади этой части моря, равен

$$(P-E)F = 0,67710^{-3} \cdot 48600 = -32 \text{ км}^3/\text{год}.$$

Подставив полученные величины в формулы (8) и (9), найдем пресную составляющую $B = 232 \pm 5 \text{ км}^3/\text{год}$. При подсчетах по формуле (9) $d(P-E)$ было принято равным $0,08 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$ и $dF = 500 \text{ км}^2$. Для определения периода обмена T найдена средняя глубина исследуемого района. Средняя глубина h части моря определяется делением ее объема V на площадь F . Объем северо-западной части был найден планиметрированием по ступеням глубин через 10 м и вычислен по методу трапеций. Он равен 1150 км^3 . Тогда

$$h = \frac{V}{F} = \frac{1150}{48600} = 23,7 \text{ м}.$$

При расчете водообмена северо-западной части с западной половиной моря были приняты следующие исходные данные: $B = 232 \text{ км}^3/\text{год}$; $dB = 5 \text{ км}^3/\text{год}$; $S_1 = 15\%$; $dS_1 = 1\%$; $S_2 = 18\%$; $dS_2 = 1\%$; $F = 48600 \text{ км}^2$; $dF = 500 \text{ км}^2$; $h = 23,7 \text{ м}$; $dh = 0,1 \text{ м}$. Подставив эти данные в формулы (2) — (7) и проведя соответствующие расчеты, получим следующие величины компонентов водообмена: количество вытекающей воды $M = 1450 \pm 71 \text{ км}^3/\text{год}$; количество притекающей воды $N = 1180 \pm 100 \text{ км}^3/\text{год}$; средний период полного возобновления воды в северо-западной части моря $T = 0,8 \pm 0,48 \text{ года}$.

Как было показано выше, основной составляющей материкового стока в северо-западную часть является сток Дуная. Поэтому интересно оценить величины компонентов водообмена, рассматривая только этот сток. Приняв средний годовой сток Дуная равным $198 \text{ км}^3/\text{год}$ и считая, что другого стока в северо-западную часть нет, получим пресную составляющую, равную $166 \text{ км}^3/\text{год}$. Используя все прежние исходные данные и новое значение пресной составляющей, получим следующие величины: количество вытекающей воды $M = 975 \pm 53 \text{ км}^3/\text{год}$;

количество притекающей воды $N=830\pm75 \text{ км}^3/\text{год}$; средний период полного возобновления воды $T=1,2\pm0,62 \text{ года}$.

Следовательно, водообмен северо-западной части с морем, составной частью которого является материковый сток, идет очень энергично. Полное обновление воды этой части моря происходит приблизительно за год. В водообмен вовлекается около $2600 \text{ км}^3/\text{год}$ морской воды, т. е. почти в десять раз больше, чем сам материковый сток. Солевой режим северо-западной части обуславливается в основном стоком Дуная, однако его роль не одинакова в течение года. При прохождении в море волны половодья существенную роль играет и сток Днепра.

ЛИТЕРАТУРА

Большаков В. С. та ін. Характеристика водних мас північно-західної частини Чорного моря. — В кн.: Наукові записки Одеської біологічної станції АН УРСР, вип. 5, К., 1964.

Климатический справочник СССР (по Украинской ССР и Молдавской ССР). Вып. 10. Гидрометеиздат, К., 1950.

Костяницын М. Н. Гидрология устьевой области Днепра и Ю. Буга. Гидрометеиздат, М., 1964.

Праудмэн Дж. Динамическая океанография. ИЛ, М., 1957.

Солянкин Е. В. Влагооборот в Черном море. — Океанология, т. II, № 2, М., 1962.

Ремезова С. С. Новый метод определения величины испарения с поверхности Каспийского моря. В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по проблемам Каспийского моря, 1960, Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1963.

Розенгурт М. Ш. Течії Дніпровсько-Бузького лиману та їхня сезонна мінливість. — В кн.: Наукові записки Одеської біологічної станції АН УРСР, вип. 4, К., 1962.