

О ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРИВОДНОГО ЛЬДА В РАЙОНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Т.Ф. Кузьмичева, С.В. Станичный

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

В настоящей работе приводится простая модель, с помощью которой показано, что в существующих условиях в Аральском море возможно образование внутриводного льда; приводятся оценки толщины льда. Из анализа слаженных уравнения теплового баланса вод Аральского моря определяются приблизительные сроки формирования внутриводного льда.

Аральское море – один из наиболее крупных внутриматериковых объектов земного шара – расположено в зоне пустынь Средней Азии, в Туранской низменности, у восточного края плоскогорья Устюрт. Аральское море – бессточный водоем, имеющий характерные морские и озерные черты. Водный и солевой балансы моря, его гидролого-гидрохимический режим, биологическая продуктивность, а также существование самого моря как географического объекта в значительной степени определяется притоком двух среднеазиатских рек – Амударьи и Сырдарьи.

С начала прошлого столетия до начала 60-х годов того же столетия режим Аральского моря был относительно стабилен. Годовые объемы притока речных вод и осадков, выпадающих на поверхности моря, компенсировали потери воды на испарение, что и обуславливало небольшие колебания уровня моря. В период квазистационарного режима моря, который стали называть условно-естественным, относительно большой годовой объем речного стока (1/19 объема моря) обуславливал сравнительно низкую соленость (9.6 – 10.3) ‰ и своеобразный солевой состав аральских вод, отличающийся от солевых составов других внутренних замкнутых и полузамкнутых морей большим содержанием углекислых и сернокислых солей. В эти годы Аральское море играло заметную роль в экономике Средней Азии и Казахстана – в благоприятные годы уловы рыбы достигали 400 – 500 тыс. ц, в дельтах Амударьи и Сырдарьи заготавливалось более одного миллиона шкурок ондатры. Аральское море оказывало благотворное влияние на природно-климатические условия окружающих территорий.

В начале 60-х годов прошлого столетия под воздействием осуществленных в бассейне моря водохозяйственных мероприятий, при дальнейшем возрастании безвозвратных изъятий стока, главным образом на нужды ирригации, началось существенное уменьшение притока речных вод в море. В результате резко нарушились водный и солевой балансы и гидролого-гидрохимический режим моря, началось быстрое снижение уровня, увеличение солености вод моря, уменьшение его площади и объема.

В 1961 – 1970 гг. рост солености вод моря в среднем не превышал (0.8 – 0.9) ‰ за пятилетку, в 1971 – 1980 гг. он достигал уже (3.0 – 3.5) ‰ за пятилетку, а в 1981 – 1985 гг. составил уже около 6 ‰ за пятилетку. [1]. К началу 1986 г. уровень моря снизился почти на 12 м, его площадь сократилась на одну треть, а объем – более чем в два раза по сравнению со средним многолетним его состоянием до начала 1960-х годов. Более, чем вдвое, возросла и средняя соленость вод моря. Море полностью потеряло свое рыбохозяйственное и транспортное значение. Усыхание моря привело к существенным изменениям природной среды Приаралья.

К 1990-му году средняя величина солености составила 30.38 ‰, т.е. возросла почти втрое. Снижение уровня Аральского моря (на 14 м по сравнению с многолетним его значением) привело к практически полному разделению его на два водоема – Большое и Малое моря, каждое со своим источником питания, соответственно Амударья и Сырдарья. Изменилась береговая линия, особенно в мелководных восточном и юго-восточном районах моря, увеличилась площадь островов. В западной глубоководной впадине глубина не превышала 50 – 52 м, в центральной части моря она составила 10 – 14 м. В 1960 г. эти глубины равнялись соответственно 67 м и 20 – 25 метрам.

К настоящему времени средняя соленость Аральского моря составляет 100 ‰, а дальнейшее снижение уровня привело к разделению его на три водоема – Большое, Малое моря и Западная глубоководная впадина.

В современных условиях в районе устья Амударьи появилось такое новое для Аральского моря явление, как образование льда при натекании теплых пресных мутных вод Амударьи на холодные высокосолёные воды Аральского моря. Проиллюстрируем это явление с помощью двухслойной модели.

Если лед формируется на поверхности водоема, то происходит это следующим образом. Сначала охлажденная поверхностная вода опускается вниз (либо до дна, либо до слоя скачка плотности) до тех пор, пока плотность воды не достигнет своего максимального значения и вода не станет однородной по плотности; для пресной воды это достигается при $t = 4\text{ }^\circ\text{C}$. После этого конвекция прекратится и на поверхности начнет образовываться лед; поток тепла, выходящего из водоема (тепло всегда

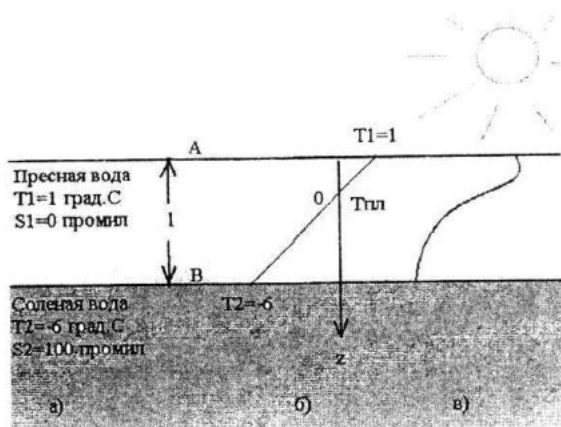


Рисунок 1 – Распределение температуры в двухслойной модели вод Аральского моря; а) верхний слой – пресная вода с температурой $1\text{ }^\circ\text{C}$ и соленостью 0 ‰ , нижний слой – высокосоленая вода с температурой минус $6\text{ }^\circ\text{C}$ и соленостью 100 ‰ ; б) температура поверхности и границы раздела постоянна, источники и стоки тепла отсутствуют; в) общий случай с наличием источников тепла в виде солнечной радиации

распространяется от более нагретого тела к менее нагретому) должен быть больше тепла, выделившегося при замерзании воды.

Если вода 2-х слойная, устойчиво-стратифицированная, т.е. наверху пресная теплая, а внизу высокосоленая холодная с $t = -6\text{ }^\circ\text{C}$, то конвекции между этими слоями не будет; но т.к. тепло всегда распространяется от теплого к холодному, то будет работать закон распространения тепла (теплопроводности).

Допустим, что толщина слоя пресных вод равна h , температура поверхности A постоянна и равна T_1 , температура границы раздела B также постоянна и равна T_2 и нет других источников тепла. Требуется найти распределение температуры T внутри слоя AB . Примем за ось OZ прямую, направленную перпендикулярно вниз. Начало координат поместим на плоскости A . Тогда уравнение теплопроводности запишется в виде (поток тепла пропорционален

$\frac{dT}{dz}$, а изменчивость этого потока по вертикали равна 0)

$$\frac{d}{dz} \left(\kappa \frac{dT}{dz} \right) = 0. \quad (1)$$

Из него следует, что

$$\kappa \frac{dT}{dz} = \text{const} = C. \quad (2)$$

Рассмотрим простейший вариант однородности слоя. В этом случае коэффициент κ постоянен, т.е. $\frac{dT}{dz} = C_1$, следовательно

$$T = C_1 * z + C_2. \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \text{При } z = 0 & \quad T = T_1, \\ \text{при } z = h & \quad T = T_2. \end{aligned}$$

$$\text{Получаем: } T_1 = C_2, \quad T_2 = C_1 * h + C_2,$$

$$C_1 = \frac{T_2 - T_1}{h} z + T_1. \quad (4)$$

Если $T_1 = 1\text{ }^\circ\text{C}$, $T_2 = -6\text{ }^\circ\text{C}$, то получим распределение температуры, изображенное на рисунке 1б. На этом рисунке белым треугольником изображена область температур возможного формирования внутриводного льда.

В общем случае процессы замерзания, нарастания толщины ледяного покрова, его разрушения и очищения моря ото льда определяются взаимодействием слагаемых теплового баланса. Первые ледяные образования появляются на границе раздела при устойчивом понижении температуры слоя воды, прилегающего к нижнему, до температуры замерзания, если при этом расходная часть теплового баланса превышает приходную.

Если отток теплоты больше притока, то недостаток теплоты возмещается выделением ее при кристаллизации во время нарастания льда и, наоборот, если приход теплоты превышает ее отток, то избыток теплоты идет на таяние соответствующего слоя льда.

После того как температура воды понижается до температуры замерзания T_3 , которая зависит от солёности, дальнейшего понижения не произойдет, а потери тепла компенсируются теплотой, выделяемой при кристаллизации воды. В этом случае баланс

потоков тепла на границе раздела выражается формулой [2]

$$L_k \frac{\partial M}{\partial t} = \Phi_2 - \Phi_1, \quad (5)$$

где L_k – удельная теплота кристаллизации воды; M – масса льда; Φ_2 – суммарный теплообмен в нижнем слое; Φ_1 – суммарный теплообмен в верхнем слое. (При образовании льда происходит выделение тепла, пропорциональное удельной теплоте кристаллизации (плавления) L_k и скорости замерзания массы воды M : $\frac{dQ_k}{dt} = L_k \frac{dM}{dt}$).

Как только образуется какой-то, хотя бы небольшой, слой льда, уравнение (5) следует относить к его верхней поверхности, так как кристаллизация, в основном, будет идти именно здесь. При этом поток Φ_2 уже определяется теплопроводностью льда κ и градиентом температуры в нем: $\Phi_2 = \kappa \frac{\partial T}{\partial z}$. В этом случае уравнение (5) будет иметь вид

$$L_k \frac{\partial M}{\partial t} = \kappa \frac{\partial T}{\partial z} - \Phi_1. \quad (6)$$

Здесь под Φ_1 понимается суммарный поток тепла в верхнем слое, т.е. сумма радиационного, турбулентного и молекулярного потоков тепла. Из выражения (6) видно, что если отток теплоты больше прихода, то недостаток теплоты возмещается выделением ее при кристаллизации во время нарастания льда и, наоборот, если приход теплоты превышает ее отток, то избыток теплоты идет на таяние соответствующего слоя льда.

Отнеся все потоки к единице площади, получим преобразованное выражение уравнения (6) (уравнение теплового баланса на верхней кромке льда)

$$L_k \rho \frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial T}{\partial z} - \Phi_1. \quad (7)$$

В простейшем случае, когда морской лед достаточно тонкий и вертикальный профиль температуры в нем близок к линейному, получим следующее простое решение [2]

$$h(t) = \sqrt{h_0^2 + \frac{2\kappa}{L_k \rho} \int_0^t [T_{нл} - T(\xi) - \frac{\Phi_1}{\kappa} h(\xi)] d\xi}. \quad (8)$$

Если начальная толщина льда $h_0 = 0$, $T_{нл}$ и $T(\xi)$ – величины постоянные, а поток $\Phi_1 = 0$, то выражение (8) запишется в виде

$$h(t) = \sqrt{\frac{2\kappa}{L_k \rho} (T_{нл} - T)t}. \quad (9)$$

Для льда $\kappa = 2.22 \cdot 10^5$ эрг/с·см·К, $L_k = 3.35 \cdot 10^9$ эрг/г, $\rho = 0.9$ г/см³.

Пользуясь этими данными, нетрудно вычислить, что за сутки ($t = 86400$ с) образуется слой льда толщиной $h \approx 8.8$ см. Если $\Phi_1 < 0$, то из выражения (8) видно, что толщина слоя льда будет больше, чем 8.8 см.

Для получения уравнения теплового баланса некоторого слоя, нужно уравнение теплопроводности, в котором не принимаются во внимание малые члены, умножить на плотность воды и сложить с уравнением неразрывности, умноженным на температуру. Далее полученное выражение интегрируется по z в пределах выделяемого слоя от глубины z_1 до глубины z_2 .

Тепловой баланс всего Аральского моря и отдельных его районов рассчитывается в работе [1]. Уравнение теплового баланса записывается в виде

$$(W_k t_k - W_n t_n) c = (Q_{cp} + Q_a + Q_o + Q_{дисс} - Q_k - Q_{изл} - Q_{исп}) \times F \Delta t + (V_{np} t_{np} + h_{oc} t_{oc} F - E \bar{t}_m F) \times c, \quad (10)$$

где $W_k t_k c$, $W_n t_n c$ – энтальпия водной массы, Дж в конце и начале расчетного интервала времени (энтальпия определяется как функция состояния, приращение которой при изобарическом процессе дает тепло, полученное системой), равная произведению объема водной массы W , м³ на температуру воды t , °С и объемную теплоемкость $c = 4.18 \cdot 10^6$ Дж/(м³·К); Q_{cp} , Q_a – поглощенные водой суммарная солнечная радиация и встречное тепловое излучение атмосферы; Q_o – теплообмен с дном; $Q_{дисс}$ – теплота, выделяемая за счет диссипации механических движений воды; Q_k – теплообмен поверхности моря с атмосферой путем турбулентной конвекции;

$Q_{изл}$ – тепловое излучение поверхности воды; $Q_{исп}$ – затраты тепла на фазовый переход при испарении; переменные, обозначенные Q , имеют размерность Вт/м²; F – площадь моря, м², средняя за расчетный интервал времени $\Delta\tau$, с; $V_{пр}$ – суммарный объем речного стока, м³; $t_{пр}$ – температура притекающей в море речной воды, °С; E – слой испарившейся воды, м; \bar{t}_m – температура воды, средняя для всей поверхности моря, °С; $h_{ос}$ – слой атмосферных осадков, м, выпавших на поверхность моря; $t_{ос}$ – температура осадков, °С. Слагаемые, заключенные во второй скобке, относятся к адвективной составляющей теплового баланса.

В работе [1] подробно анализируется и рассчитывается для различных промежутков времени каждое из слагаемых, стоящих в выражении (10), и их сумма, т.е. изменение энтальпии вод Аральского моря для конкретного района и промежутка времени. При этом используется массив всех имеющихся для Аральского моря данных наблюдений с 1940 г. по 1985 г. включительно. Основным источником приходной части баланса является солнечная радиация (38 %) и встречное излучение атмосферы (62 %). К основным статьям расхода относятся тепловое излучение водной поверхности (68 %) и потеря теплоты при испарении (30 %). Адвективная составляющая за безледный период относится к расходным составляющим теплового баланса, однако она незначительна и составляет всего 0.3 % расходной части баланса. То же самое можно сказать о теплообмене с дном (приблизительно 0.7 %) и турбулентном теплообмене поверхности моря с атмосферой (приблизительно 0.8 %). Слагаемое, учитывающее нагревание воды за счет диссипации энергии при механическом движении ($Q_{дисс}$), составляет сотые доли процента поглощенной водой суммарной солнечной радиации. Поэтому в теплосбалансовых расчетах это слагаемое не учитывалось.

Для каждого расчетного месяца изменение энтальпии вод моря равно разности приходной и расходной частей теплового

баланса. С апреля по июль море получает теплоты больше, чем расходует [1]. В этот период изменение энтальпии на всех станциях положительно. С августа по апрель изменение энтальпии на всех станциях отрицательно, т.е. море отдает теплоты больше, чем получает; начинается отток теплоты из Аральского моря, благоприятный для формирования внутриводного льда. Так, для всего Аральского моря изменение энтальпии, среднее за 1951 – 1985 гг., для августа месяца равно минус 66 МДж/м², для сентября минус 218 МДж/м², для октября минус 345 МДж/м². Для района острова Тигровый (устье Амударьи) то же самое для августа минус 69 МДж/м², для сентября минус 213 МДж/м², для октября минус 336 МДж/м².

В работе [1] сделано сопоставление балансов за отдельные пятилетки условно-естественного (1956 – 1960гг.) и нарушенного антропогенным влиянием (1981 – 1985гг.) периодов. Делается вывод, что, несмотря на уменьшение площади моря тепловые потоки на единицу площади моря почти не изменились.

Таким образом из всего выше сказанного следует, что в Аральском море, в устье Амударьи. Необходимым условием формирования внутриводного льда является не только а) двухслойность вод с распресненным верхним слоем с температурой выше нуля °С и высокосоленым с температурой меньше нуля нижним слоем; б) общий отток тепла и в) наличие центров кристаллизации, каковыми могут быть мелкие частицы, взвесь, песок, находящиеся в изобилии в мутных водах Амударьи.

Л и т е р а т у р а

1. В.Н. Бортник. Основные этапы дальнейших изменений гидролого-гидрохимического режима Аральского моря. / В кн.: Химия и биология морей. – М., Гидрометеиздат, 1987. – С. 13 – 17.
2. Физика океана. / Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. – 296 с.