

## Глава 2

### ОПИСАНИЕ МЕТОДА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ И ТЕПЛООБМЕНА МЕЖДУ ВОДОЕМОМ И АТМОСФЕРОЙ

Исследования, проведенные в последнее десятилетие, существенным образом продвинули наши представления о природе взаимодействия системы водоем–атмосфера. В первую очередь это касается процессов переноса в контактной зоне водоем–атмосфера и их параметризации, описания особенностей взаимодействия в аномальных условиях. Не останавливаясь на рассмотрении этих вопросов здесь (по этому поводу см. [Бортковский, 1983; Панин, 1985а]), отметим, что процессы взаимодействия оказались много сложнее, чем существовали представления о них. Это, в частности, указало на то, что простые соотношения типа "балк–формул", использовавшиеся, как правило, для расчетов испарения и теплообмена, не могут учесть все разнообразие ситуаций и должны использоваться лишь для получения некоторых предварительных оценок. Наши исследования [Панин, 1985а], в частности, показали, что расчетная схема должна состоять по меньшей мере из трех частей, отвечающих трем динамическим состояниям процесса взаимодействия – штилевому, умеренному и штормовому. Остановимся последовательно на трех указанных динамических состояниях и начнем со штилевого.

Определение теплообмена и испарения в естественных условиях при слабых ветрах и штиле представляет собой сложную задачу, по крайней мере, современные методы расчета [Океанографические таблицы, 1975] позволяют рассчитывать значения испарения и теплообмена, начиная со скоростей ветра 3 м/с и выше (заметим, однако, что в методических указаниях ГГО им. А.И. Войкова 1981 г. даны рекомендации по расчету испарения и теплообмена, начиная с 2 м/с, а при неустойчивой стратификации даже с 0,5 м/с). Неопределенность расчета испарения и теплообмена при штилевых ветрах связана с тем, что значения потоков малы и, следовательно, велики их относительные ошибки. В частности, Дж. Вакниц [Wucknitz, 1974] и Л. Крюгермайер [Krügermeier, 1975] указали на невозможность параметризации теплообмена уже при значениях  $|\Delta T_{wz} U_{10}| \leq 4,5^{\circ}\text{C m/s}$ .

В то же время хорошо известно, что при свободной конвекции теплоизнос пропорционален перепаду температур в степени 4/3 ( $Q_T \sim \sim \Delta T_{w_0 z}^{4/3}$ ). Использование этой пропорциональности позволяет подойти к решению вопроса параметризации тепломассопереноса при штиле и слабых ветрах с других позиций. Для этого мы обратились к разработкам Г.С. Голицына и А.А. Грачева [1980], обобщивших пропорциональность  $Q_T \sim \Delta T_{w_0 z}^{4/3}$  на случай свободной конвекции в двухкомпонентной среде и получивших следующие формулы:

$$Q_T = A_T \rho c_p \Delta T_{w_0 z}^{4/3} \left[ \frac{\alpha v_T^2 g}{\nu} (1 + b/Bo) \right]^{1/3}, \quad (2.1)$$

$$E = A_e \Delta a_{w_0 z}^{4/3} \left[ \frac{\beta v_e^2 g}{\nu} (1 + Bo/b) \right]^{1/3}, \quad (2.2)$$

где  $\alpha = -(\partial \ln \rho / \partial T)_{P,q} = 1/T_a$  – коэффициент теплового расширения воздуха;  $\beta = -(\partial \ln \rho / \partial q)_{P,T} \approx 0,61$ ;  $\nu_T, \nu_e$  – кинематические коэффициенты молекулярной диффузии тепла и водяного пара в воздухе;  $\nu$  – кинематическая вязкость воздуха;  $b = \beta c_p / \alpha l \approx 0,073$  (при  $T_a = 293\text{K}$ );  $g$  – ускорение свободного падения;  $\rho$  – плотность воздуха;  $c_p$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $Bo$  – отношение Боуэна,  $Bo = Q_T / lE$ ;  $l$  – удельная теплоемкость парообразования;  $\Delta T_{w_0 z}$ ;  $\Delta a_{w_0 z}$  – перепады температуры и абсолютной влажности воздуха между водной поверхностью и высотой  $z$ ;  $A_T$  и  $A_e$  – численные множители ( $A_T \approx A_e$ ).

Учитывая результаты, полученные Г.С. Голицыным и А.А. Грачевым [1980] в лабораторных условиях, фактически представлялось необходимым проверить применимость (2.1), (2.2) для расчета тепломассообмена в естественных условиях. Первостепенное значение при этом придавалось определению констант  $A_T$  и  $A_e$ , а также определению предела развития динамики состояния системы водоем–атмосфера, до которого возможно использование формул (2.1), (2.2). Учитывая, что стандартные приемы расчета дают достоверные величины потоков тепла и влаги, начиная со скоростей приводного ветра 3 м/с, представлялось необходимым убедиться в возможности использования формул (2.1), (2.2) для условий при скорости ветра, не превышающей 3 м/с на высоте 10 м.

Для этого из всего массива наших данных о прямых измерениях потоков влаги  $w'a'$  и тепла  $w'T'$  были отобраны измерения, проведенные в штилевых условиях и при слабых ветрах, не превышающих 3 м/с на высоте 10 м над водной поверхностью. Наряду с нашими \*данными, полученными по измерениям на Каспийском и Балтийском морях, на оз. Красном и Иваньковском водохранилище, использовались также результаты измерений потоков тепла и влаги Института физики атмосферы АН СССР, полученные в Мировом океане. Весь этот массив данных (более подробно см. [Грачев, Панин, 1984]) был положен в основу определения констант  $A_T$  и  $A_e$ , среднеквадратичные значения которых составили  $A_T = 0,144$ ,  $A_e = 0,159$  при среднеквадратичных отклонениях 0,077 и 0,056 соответственно. Эти значения неплохо согласуются между собой ( $A_T \approx A_e = A$ ) и со среднеквадратичным значением константы  $A = 0,15 \pm 0,02$ , определенной по остыванию квазиоднородного приповерхностного слоя воды оз. Красное [Грачев, Панин, 1984], а также с данными ее лабораторных определений:  $0,142 \pm 0,009$  – [Голицын, Грачев, 1980];  $0,14$  – [Лыков, 1971];  $0,15$  – [Мартыненко, Соковишин, 1982];  $0,14$  – [Джалурия, 1983].

Таким образом, можно констатировать, что экспериментальное определение константы  $A$  по натурным измерениям при штилевых условиях и слабых ветрах (до 3 м/с на высоте 10 м) согласуется в пределах ошибки измерения с ее значением по лабораторным измерениям в условиях свободной конвекции. Фактически это означает, что в естественных условиях при штилевых и слабых ( $U_{10} \leq 3$  м/с) ветрах испарение и теплообмен между водоемом и атмосферой можно определить по формулам (2.1) и (2.2) с константой  $A_T = A_e = A = 0,15$ .

Испарение и теплообмен между водоемом и атмосферой в умеренных гидрометеорологических условиях (скорость ветра от 3 до приблизительно 15 м/с) изучено полнее, и решение задачи определения их величин

сведено в большинстве работ к определению безразмерных коэффициентов теплообмена и испарения (чисел Сентона  $C_T = -w' T' / \Delta T_{w_0 z} U$  и Дальтона  $C_e = w' a' / \Delta a_{w_0 z} U$ ), характеризующихся, как известно, безразмерными параметрами [Китайгородский и др., 1973; Панин, 1983]:

$$C_T = F_T(z/h_s, z/L, h_s/\delta_\nu, Pr_T), \quad (2.3)$$

$$C_e = F_e(z/h_s, z/L, h_s/\delta_\nu, Pr_e). \quad (2.4)$$

В выражениях (2.3), (2.4)  $h_s$  – высота неровностей шероховатости (часто ее принимают пропорциональной параметру шероховатости  $z_0$ );  $L$  – масштаб длины Монина–Обухова,  $L = -U_*^2/(1 + b/Bo) \kappa^2 \beta T_*$ ;  $\delta_\nu$  – толщина вязкого подслоя,  $\delta_\nu \sim v/U_*$ ;  $Pr_T, Pr_e$  – числа Прандтля для теплопроводности и диффузии соответственно.

Экспериментальные исследования, проведенные на разных водоемах, показали, что в близких к нейтральным условиях стратификации воздуха ( $z \ll L$ ) соотношения (2.3), (2.4) могут быть представлены в виде [Китайгородский и др., 1973; Панин, 1985а]:

$$C_{T,e}^N = 10^{-3} (z_0 U_* / v)^{0,11} \text{ при } z \ll L. \quad (2.5)$$

В выражении (2.5) в соответствии с тем, что функции  $F_T \sim F_e$  различий между  $C_T$  и  $C_e$  не делается.

Влияние стратификации приводного воздуха вносит заметные отклонения от основного закона изменения коэффициента тепловлагообмена (2.5), которые параметризованы в виде [Панин, 1985а]

$$C_{T,e}^C = C_{T,e}^N \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) & \text{при } z/L < 0, \\ 1/(1 + 3,5 z/L) & \text{при } z/L > 0. \end{cases} \quad (2.6)$$

В целом формулы для расчета теплообмена и испарения в умеренных условиях имеют вид

$$Q_T^y = \rho c_p \Delta T_{w_0 z} U_z \cdot 10^{-3} (z_0 U_* / v)^{0,11} \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) & \text{при } z/L < 0, \\ 1/(1 + 3,5 z/L) & \text{при } z/L > 0; \end{cases} \quad (2.7)$$

$$E^y = \Delta a_{w_0 z} U_z \cdot 10^{-3} (z_0 U_* / v)^{0,11} \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) & \text{при } z/L < 0, \\ 1/(1 + 3,5 z/L) & \text{при } z/L > 0. \end{cases} \quad (2.8)$$

В умеренных гидрометеорологических условиях коэффициент сопротивления водной поверхности  $C_U = U_*^2 / U_{10}^2 \approx \kappa^2 / (\ln z / z_0)^2$  слабо зависит от скорости ветра, и поэтому при практических расчетах можно рекомендовать его постоянное значение, например,  $\bar{C}_U = 1,36 \cdot 10^{-3}$  [Панин, 1985а]. Этот прием существенно упрощает использование формул (2.7), (2.8) при расчете испарения и теплообмена по стандартной гидрометеорологической информации.

Учитывая, что взаимодействие водоема и атмосфера при умеренных ветрах изучено лучше и имеются параметризации тепломассообмена уже широко используемые как в нашей стране, так и за рубежом, представлялось целесообразным сопоставить предлагаемый метод с основными из них. Для этого были выбраны две методики: одна [Бортковский и др., 1974] – наиболее широко используемая в отечественной литературе и рекомендованная для практических расчетов в СССР [Океанографические таблицы, 1975].

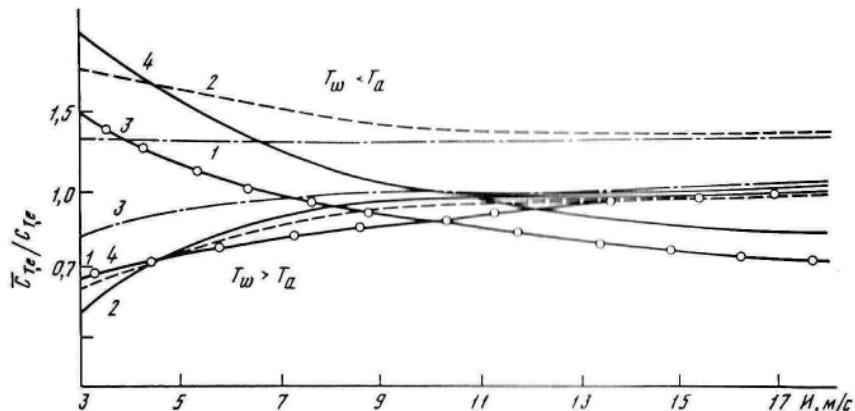


Рис. 1. Сравнение коэффициентов тепло- и влагообмена, рассчитанных по формуле (2.6) и методике Р.С. Бортковского и др. [1974] – (1, 2); по формуле (2.6) и методике С. Фрайха и К. Шмитта [Frihe, Schmitt, 1976] – (3, 4) при разных условиях стратификации воздуха (1 и 3 – при  $T_w - T_z = \pm 3^\circ\text{C}$ ; 2 и 4 – при  $T_w - T_z = \pm 6^\circ\text{C}$ )

другая – результат обобщения С. Фрайха и К. Шмитта [Frihe, Schmitt, 1976] данных измерения турбулентных потоков, выполненных разными авторами. Результаты проведенного сопоставления можно видеть на рис. 1, где приведены значения отношений коэффициентов тепловлагообмена по указанным методикам в условиях умеренных ветров и стратификации воздуха, меняющейся от устойчивой до неустойчивой. Это сопоставление показало, что предлагаемая схема расчета лучше согласуется с методикой С. Фрайха и К. Шмитта [Frihe, Schmitt, 1976] и достаточно хорошо (с отклонением не более 25% в большинстве случаев для условий неустойчивой стратификации воздуха) – с методикой Р.С. Бортковского и др. [1974]. Для условий устойчивой стратификации воздуха методика Р.С. Бортковского с соавторами дает закономерно более высокие значения коэффициентов  $C_{T,e}$ , чем по предлагаемой схеме и методике С. Фрайха и К. Шмитта.

При практических расчетах, оценках испарения и теплообмена водоема с атмосферой часто используются "балк-формулы". Поэтому представляется целесообразным сопоставить предлагаемый метод расчета и с ними (основная цель этого сопоставления состоит в определении диапазона условий, в котором использование "балк-формул" возможно). Результаты сопоставления при скоростях ветра 3, 7, 15 м/с для разных условий стратификации воздуха представлены на рис. 2, а, б, из которого следует, что использование "балк-формул" может быть рекомендовано при стратификации воздуха, не превышающей величины 0,1 ( $z/L < 0,1$ ). Этот вывод, в частности, согласуется с результатами одного из крупнейших экспериментов по сопоставлению приборов в Цимлянске [Кадер, Перепелкин, 1984]. Из рис. 2, б следует, что использование "балк-формулы" дает лучшие результаты при высоких скоростях ветра ( $U_{10} = 7-15$  м/с).

Испарение и теплообмен между водоемом и атмосферой при сильных ветрах и штормах изучены значительно хуже, чем в штилевых и умеренных режимах взаимодействия, но и здесь уже имеются экспериментальные данные [Бортковский, 1983; Гарбальевский и др., 1983], которые могут быть

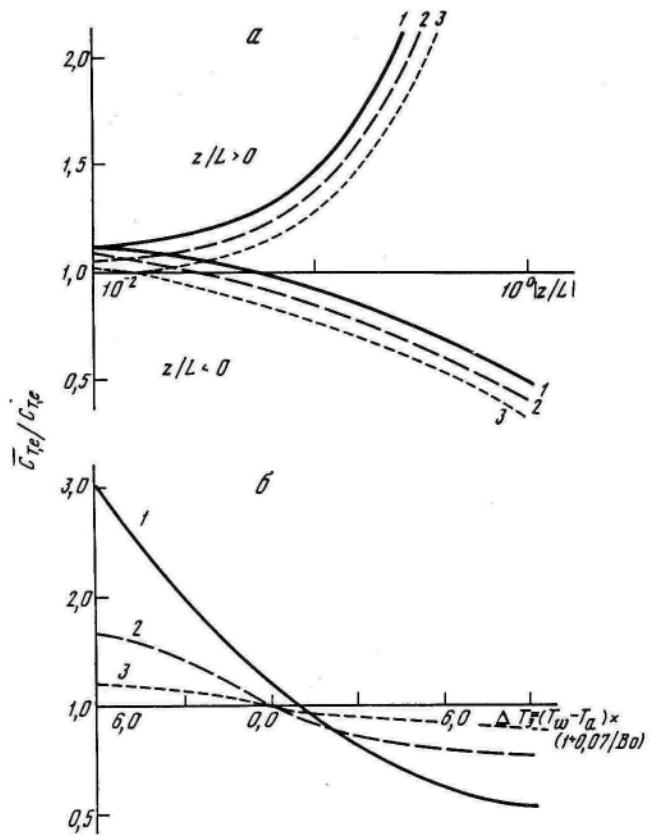


Рис. 2. Сопоставление результатов расчета по формуле (2.6) и "балк-формуле" (при  $C_e = 1,36 \cdot 10^{-3}$ ) при разных условиях стратификации воздуха, характеризуемых параметром Монина-Обухова (а) и эффективным перепадом температур – (б) при скоростях ветра  
 1 – 3 м/с; 2 – 7 м/с; 3 – 15 м/с

достаточно успешно использованы для получения соответствующих оценок. Задача уточнения величины испарения и теплообмена при сильных ветрах и штормах была сведена к дополнительному учету эмиссии водяных капель в результирующем тепломассообмене. Специальные экспериментальные исследования эмиссии водяных капель [Гарбалевский и др., 1983] и анализ роли эмиссии во взаимодействии водоема и атмосферы [Панин, 1985а] позволили показать, что увеличение тепловлагообмена при сильных ветрах и штормах пропорционально выражению

$$C_{T,e}^3 = C_{T,e}^c \cdot 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4} \quad (2.9)$$

и составляет

$$Q_T^{3c} = \rho c_p C_{T,e}^3 \Delta T_{w_0 z} U_z = \rho c_p C_{T,e}^c \cdot 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4} \Delta T_{w_0 z} U_z, \quad (2.10)$$

$$E^{3c} = C_{T,e}^3 \Delta a_{w_0 z} U_z = C_{T,e}^c \cdot 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4} \Delta a_{w_0 z} U_z. \quad (2.11)$$

Полный коэффициент тепловлагообмена при сильных ветрах и штормах характеризуется выражением

$$C_{T,e} = C_{T,e}^c + C_{T,e}^g = C_{T,e}^c [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}], \quad (2.12)$$

которое с учетом выражения (2.6) перепишем в виде

$$C_{T,e} = C_{T,e}^N \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L < 0, \\ [1/(1 + 3,5 z/L)] [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L > 0. \end{cases} \quad (2.13)$$

Коэффициент тепловлагообмена, записанный в виде (2.13), позволяет оценить влияние стратификации приводного воздуха на эмиссию водяных капель. Из выражения (2.13) ясно, что при прочих одинаковых условиях тепломассообмен за счет эмиссии водяных капель в неустойчиво стратифицированном приводном слое выше, чем в устойчиво стратифицированном. Этот результат хорошо согласуется с данными Р.С. Бортковского [1983], наблюдавшего более высокое количество пены (пузырьков) на морской поверхности в более теплой воде по сравнению с холодной. Заметим, кстати, что в нейтрально стратифицированном приводном слое вклад эмиссии водяных капель в тепломассообмен пропорционален выражению  $C_{T,e}^N \times 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4}$  и составляет

$$Q_T^{9N} = \rho c_p C_{T,e}^N \cdot 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4} \Delta T_{w_0 z} U_{10}, \quad (2.14)$$

$$E^{9N} = C_{T,e}^N \cdot 10^{-2} (z_0 U_* / \nu)^{3/4} \Delta a_{w_0 z} U_{10}. \quad (2.15)$$

В целом расчетная схема испарения и теплообмена в естественных условиях имеет сложную структуру, состоящую из трех частей, но представляется вполне функциональной (позволяет рассчитывать основные характеристики взаимодействия по стандартным гидрометеорологическим данным). Для практического использования разработанную схему расчета целесообразно записать в общем виде. Для этого необходимо объединить три части расчетной схемы (штилевую, умеренную и штормовую), которые в итоге дают следующие формулы:

$$E = \begin{cases} A \Delta a_{w_0 z}^{4/3} \left[ \frac{\beta \nu_e^2 g}{\nu} (1 + Bo/b) \right]^{1/3} & \text{при } 0 \leq U_{10} < 3 \text{ м/с,} \\ C_e^N U_z \Delta a_{w_0 z} \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L < 0 \\ [1/(1 + 3,5 z/L)] [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L > 0 \end{cases} & \text{при } U_{10} > 3 \text{ м/с,} \end{cases} \quad (2.16)$$

$$Q_T = \begin{cases} A \rho c_p \Delta T_{w_0 z}^{4/3} \left[ \frac{\alpha \nu_T^2 g}{\nu} (1 + b/Bo) \right]^{1/3} & \text{при } 0 \leq U_{10} < 3 \text{ м/с,} \\ C_T^N \rho c_p U_z \Delta T_{w_0 z} \begin{cases} (1 - 2,0 z/L) [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L < 0 \\ [1/(1 + 3,5 z/L)] [1 + 10^{-2}(z_0 U_* / \nu)^{3/4}] & \text{при } z/L > 0 \end{cases} & \text{при } U_{10} > 3 \text{ м/с.} \end{cases} \quad (2.17)$$

Формулы (2.16) и (2.17) позволяют получить локальные значения

тепло- и массообмена между водоемом и атмосферой практически во всем диапазоне изменения гидрометеорологических условий. Эти формулы, как уже отмечалось, являются результатом обобщения непосредственных изменений характеристик тепло- и массообмена естественных водоемов с атмосферой, проверены на данных непосредственных измерений потоков тепла и влаги над Каспийским морем и поэтому вполне могут быть рекомендованы и для выполнения практических расчетов характеристик тепло- и массообмена его с атмосферой.

Получение надежной информации о характеристиках взаимодействия водоема с атмосферой предполагает, однако, решение вопроса и о влиянии пространственно-временных корреляций между гидрометеорологическими параметрами на результаты расчета этих характеристик. Все предшествующие расчеты испарения и теплообмена Каспийского моря, как уже отмечалось, были проведены по осредненной гидрометеорологической информации. Результаты этих расчетов могут быть верными только в том случае, если корреляции между данными используемой первичной информацией полностью отсутствуют. В противном случае результаты проведенных расчетов должны быть ошибочными, причем величина и знак ошибки определяются величиной и знаком указанных корреляций. Корреляции между гидрометеорологическими параметрами могут отличаться заметной изменчивостью по акватории моря, зависеть от его региональных особенностей. Учитывая это, а также преследуя цель повышения точности расчета величин испарения и теплообмена Каспийского моря с атмосферой, были предприняты специальные исследования указанных корреляций.