

Вестник МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 1 — 1975

УДК 551.465.15

Е. Г. АНДРЕЕВ, Г. Г. ХУНДЖУА

ТЕПЛООБМЕН И ТЕРМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ В СИСТЕМЕ МОРЕ—АТМОСФЕРА В ПРОЦЕССЕ МЕЛКОМАСШТАБНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Приведены результаты исследований термической структуры приводного слоя атмосферы и тонкого поверхностного пограничного слоя моря. Работы проводились в открытых районах Черного моря в летне-осенние месяцы 1971—1972 гг. По данным прямых регистраций профилей температур в пограничных слоях проведены оценки потоков тепла от моря в атмосферу и даны термические характеристики слоев, прилегающих к поверхности моря.

Мелкомасштабные взаимодействия между океаном и атмосферой занимают особое место в общей проблеме энергообмена, так как в отличие от взаимодействий мезо- и глобальных масштабов они определяют перенос тепла и водяного пара с поверхности моря в атмосферу.

Само мелкомасштабное взаимодействие определяется физическими факторами, происходящими как на поверхности моря (испарение, эффективное длинноволновое излучение, молекулярный теплообмен), так и развивающимися в пограничных слоях атмосферы и океана.

Таким образом, при экспериментальном решении проблемы энергообмена необходимо располагать детальной информацией о профиле температуры в воде и в воздухе вблизи границы раздела сред, о температуре самой поверхности моря и данными о динамическом и термическом состоянии сред в пограничных слоях.

Несмотря на актуальность подобных исследований, до настоящего времени все еще нет надежных данных о распределении профилей температуры в самом нижнем двухметровом приводном слое атмосферы и тонком поверхностном слое моря. Данных о распределении температур в слое воздуха 0,5 м для открытого моря вообще нет [1]. Между тем известно, что до 80% изменений температуры в приводном слое атмосферы приходится именно на нижние полметра. Исследования профилей температур в поверхностном слое для открытого моря [2—5] единичны и носят поисковый характер, более детальные работы были проведены только в небольших водоемах и на прибрежном мелководье [6—9].

Такое положение можно объяснить только отсутствием специальной аппаратуры и методик для прямых измерений профилей темпера-

тур в приводном слое атмосферы и тонком поверхностном слое открытого моря при волнении.

В настоящее время в отличие от термической структуры пограничных слоев хорошо известна динамическая структура тонких слоев воды и воздуха, непосредственно примыкающих к поверхности раздела. В работах [10—13] показано, что над поверхностью моря существует очень тонкий ламинарный слой воздуха (толщиной порядка одного миллиметра), в котором тепло- и массообмен осуществляются путем молекулярной теплопроводности и диффузии. Над ним находится переходный слой, где значение коэффициентов турбулентного переноса близки к молекулярным коэффициентам. Выше слой со смешанным режимом движений переходит в слой с развитой турбулентностью.

Аналогичная структура наблюдается и в тонком поверхностном слое моря. Здесь в прилегающем к поверхности тонком миллиметровом слое воды движение ламинарно (так же, как и в воздухе). Несмотря на то, что поверхностная тонкая пленка из-за испарения и излучения холоднее нижних слоев воды и, следовательно, тяжелее, в результате совместного действия теплопроводности и вязкости в действительности имеет место устойчивость. Теория такого рода устойчивости впервые была дана Рэлеем в 1916 г. [14]. Согласно этой теории, сохранение устойчивости зависит от критического значения величины

$$R_a = g\beta(\theta_1 - \theta_2) \frac{h^3}{a\nu},$$

где g — ускорение силы тяжести, β — коэффициент теплового расширения воды, h — толщина холодного слоя, $\theta_1 - \theta_2$ — разность температур в слое h , a и ν — коэффициенты температуропроводности и кинематической вязкости. Само число Рэля R_a обычно представляют как произведение безразмерных чисел Грасгофа и Прандтля $R_a = GrPr$.

Применительно к морю Болл [15] показал, что поверхностный слой воды толщиной в 1 мм будет устойчив и движение в нем останется ламинарным вплоть до разности температур в слое, равной 13° .

Рассмотрим далее процессы поглощения и отражения входящей к морю радиационной энергии. Известно, что входящая в море коротковолновая радиация, представляющая собой сумму прямой, рассеянной и отраженной радиаций, поглощается в основном в поверхностном слое моря толщиной в $1 \div 1,5$ м, а длинноволновое излучение так же, как и процессы испарения и контактного теплообмена, имеет место в мономолекулярном слое на самой поверхности моря. Обозначим толщину этого поверхностного слоя через δ . Тогда на основании работы [16] полагая, что слой δ прозрачен для коротковолновой радиации, уравнение баланса тепла для δ -слоя примет вид

$$q_e + q_k + q_n = q_\delta, \quad (1)$$

где q_e — плотность потока удельного тепла испарения влаги с поверхности моря, q_k — плотность потока тепла при молекулярном теплообмене между поверхностью моря и атмосферой, q_n — плотность потока эффективного длинноволнового излучения поверхности моря и q_δ — плотность молекулярного потока тепла при теплообмене между δ -слоем и нижележащим слоем воды.

Левая часть выражения (1) представляет собой величину суммарного потока тепла от моря в атмосферу, которая может быть определена по значениям потока q_δ . В поверхностном тонком слое моря толщиной порядка 1 мм движение ламинарно. Следовательно, на глуби-

не δ значение коэффициента теплопроводности будет соответствовать значению коэффициента молекулярной теплопроводности воды, а плотность потока будет определяться по закону Фурье

$$q_{\delta} = -\lambda \nabla \theta, \quad (2)$$

где $\nabla \theta$ — вертикальный градиент температуры на глубине $z = \delta$, а λ — молекулярный коэффициент теплопроводности.

Таким образом, задача определения теплообмена в системе океан — атмосфера в рамках предложенной модели сводится к задаче определения градиентов температур в тонком поверхностном слое моря.

Разработанная и построенная измерительная система состоит из подвижного термозонда с протяжным устройством, измерительного усилителя, трехплавкового буя и регистратора с пультом управления. Термозонд с протяжным устройством и измерительным усилителем размещены на бую, который при работе в море находится на расстоянии 70—100 м от дрейфующего судна. Регистратор с пультом управления и блоком запуска размещаются в бортовой лаборатории, а связь с бую осуществляется морским многожильным кабелем.

Датчиком профиля температур является дифференциальная медно-константановая термопара, подвижный спай которой составлен из проволок диаметром 50 мкм. Тепловая инерция термозонда $\tau \approx 1,5 \cdot 10^{-3}$ с, а спая сравнения около 30 с. Последний при работе размещается в воде на глубине 0,3 м в зоне с изотермическим распределением температуры.

Измерительный усилитель собран на полупроводниковых триодах с непосредственной связью между каскадами. Для уменьшения влияния температуры внешней среды на усилитель в нем введена глубокая отрицательная интегральная ($\tau \sim 30$ с) обратная связь. В цепи обратной связи используется подогреваемый термистор для автоматического поддержания заданного режима работы первого транзистора. Питание подогревателя автоматически регулируется выходным напряжением. Коэффициент усиления усилителя $K = 2000$. Уровень собственных шумов 0,5 мкВ. Полоса пропускания $0,05 \div 5 \cdot 10^4$ Гц. Динамический диапазон $1 \div 500$ мкВ. Усилитель позволяет регулировать разности температур с помощью дифференциальной термопары с точностью $0,05^\circ$.

Регистратором в измерительной системе служит двухлучевой электронный осциллограф типа С-1-16, где графики распределения температур фотографируются с экрана фотоприставкой. При этом один луч используется для регистрации профиля температур в пограничных слоях в атмосфере и в море при непрерывном переходе границы раздела (кривая *а* рис. 1), а второй луч регистрирует профиль в тонком поверхностном холодном слое моря (кривая *б*). Это достигается запуском ждущей развертки второго луча в момент входа датчика в воду.

Натурные наблюдения проводились в летние и осенние месяцы 1971—1972 гг. с борта НИС «Московский университет» на Черном море в точках, удаленных от берега до 30 миль. В результате были получены серии суточных регистраций профилей температур в поверхностном слое моря. Характерный образец регистраций приведен на рис. 1.

Анализ всех регистраций показал, что кривая профиля температур с глубиной изменяется по экспоненциальному закону и может быть выражена в виде

$$\theta_z - \theta_s = (\theta_w - \theta_s) (1 - e^{-\beta z}), \quad (3)$$

где θ_z — значение температуры на глубине z , θ_s — значение температуры на поверхности моря, θ_w — значение температуры на глубине залегания изотермического слоя. Если из (3) определить градиент температуры на глубине $z=0$ и подставить это значение в (2), то плотность суммарного потока тепла будет

$$q_0 = \lambda \beta (\theta_w - \theta_s). \quad (4)$$

Проведенный по указанной схеме расчет потоков тепла от моря в атмосферу по данным прямых регистраций профиля температур в поверхностном тонком слое моря, полученных в экспедиции на Черном

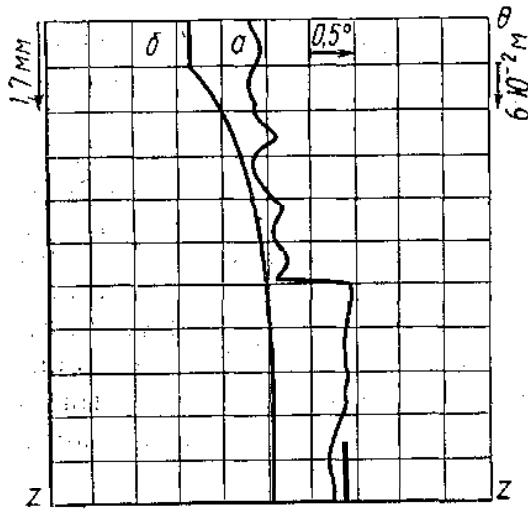


Рис. 1. Характерный образец регистрации профиля температур: в 30-сантиметровых погранслоях атмосферы и моря при непрерывном переходе границы раздела (а) и вид профиля внутри холодного пограничного слоя моря (б)

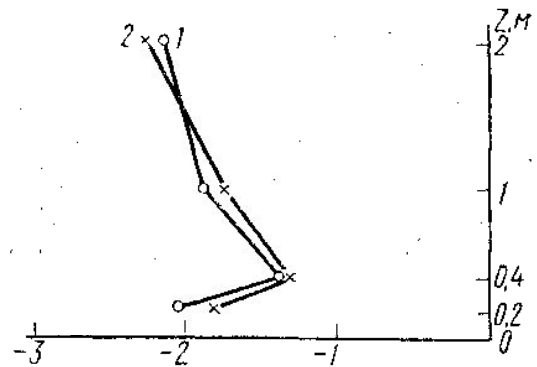


Рис. 2. Профиль разности средних значений температур в воздухе и на поверхности моря для ночного (1) и дневного (2) времени суток

море в августе 1972 г. во время двухсуточной станции, дает следующие значения плотности потоков: $\bar{q} = 200 \text{ Вт/м}^2$ — среднее за 48 ч, $\bar{q}_д = 230 \text{ Вт/м}^2$ — среднее за дневное время суток, $\bar{q}_н = 170 \text{ Вт/м}^2$ — среднее за ночное время суток. Максимальные значения зарегистрированных потоков составили величину 350 Вт/м^2 (в 11 ч 26.VIII и 9 ч 27.VIII), а минимальные — 60 Вт/м^2 (в 7 ч и 22 ч 27.VIII). Эти данные хорошо согласуются с результатами исследований, проведенных в лаборатории В. В. Шулейкина (МГИ АН УССР) для августа месяца в прибрежном районе на Черном море [17, 18]. Такой же порядок имеет величина плотности потока, полученная Колоном методом энергетического бюджета для Карибского моря в августе месяце [19].

При изучении теплового взаимодействия между морем и атмосферой необходимо проведение синхронных регистраций профилей температур в пограничных слоях обеих сред как в море, так и в атмосфере. Исходя из этого, на кафедре физики моря и вод суши наряду с разработкой новой методики регистрации профилей температур в поверхностном слое моря велись работы по созданию специальной аппаратуры и методики регистрации распределения температур в самом нижнем двухметровом приводном слое атмосферы для работы в открытом море при волнении.

Новая аппаратура представляет собой автоматическую систему, обеспечивающую дистанционную регистрацию температур на горизонтах: в воздухе на 2; 1; 0,4 и 0,2 м над поверхностью моря и в воде на глубинах 0,05 (плавающий датчик), 0,3 и 0,7 м. Датчиками служили стандартные платиновые термометры сопротивления (марки ИС-264А), которые размещались в специальных зеркальных экранах на мачте трехпоплавкового буйа. Здесь же на бую размещались измерительные мосты и система переключения опроса датчиков. Регистратором служил 12-канальный самописец типа ЭПП-09-а. Опрос датчиков происходит по команде с регистратора. Связь с бую осуществлялась посредством морского кабеля. При работе буй удалялся от дрейфующего судна на расстояние до 70—100 м.

Данные о суточном ходе температур на указанных горизонтах были получены в летние и осенние месяцы 1971—1972 гг. с борта НИС «Московский университет» на Черном море в точках, удаленных от берега до 30 миль. На рис. 2 приведены профили разности температур $\theta_a - \theta_s$, построенные по данным регистраций суточного хода температур в приводном слое атмосферы. Здесь θ_a — значение температуры на одном из фиксированных горизонтов в воздухе, а θ_s — показания температуры плавающим датчиком на поверхности моря. Кривая 1 рис. 2 представляет собой график среднего значения разности температур за интервал времени от 18 до 6 ч, а кривая 2 — график разности температур за интервал от 6 до 18 ч. Оба графика с точностью до величин ошибок измерений ($0,1^\circ$) практически совпадают между собой.

Характерной особенностью распределения температур в приповерхностном слое атмосферы является, во-первых, то, что температура в поверхностном слое моря выше температуры воздуха, во-вторых, в тонком 0,4 м слое воздуха над поверхностью моря во все часы суток имеет место инверсия температуры.

В результате проведенных исследований и на основании прямых регистраций профилей температур *in situ* было установлено.

Холодный поверхностный тонкий слой в море стабилен во времени и существует как в дневное, так и в ночное время суток.

Распределение температуры по глубине в холодном поверхностном тонком слое (пленке) моря имеет экспоненциальный характер. Приведенная толщина пленки 2 мм.

Плотность тепловых потоков для августа месяца на Черном море составила ~ 200 Вт/м².

В атмосфере в приводном тонком слое над морем (0,4—0,5 м) из-за наличия холодной пленки на поверхности моря наблюдается инверсия температур.

Выше инверсионного слоя расположен слой со сверхдиабатическим распределением температур, толщина его несколько метров. По мере удаления от поверхности моря стратификация в слое практически переходит в нейтральную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ролль Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. Л., 1968.
2. Преображенский Л. Ю. Тр. ГГО, вып. 150, 1964.
3. Ewing Q., Mc Alister E. D. Science, 131, 1374—1376.
4. Андреев Е. Г., Лошкарев В. Г., Рыбкин М. И., Степунин П. М., Хунджуа Г. Г. «Вестн. Моск. ун-та», физ., астроном., № 5, 1971.
5. Хунджуа Г. Г., Андреев Е. Г. Тезисы докладов конференции ТГУ, 1971.
6. Merz A. Veröffentl. Inst. Meereskunde Univ. Berlin, 5, 1920.

7. Bruch H. Veröffentl. Inst. Meereskunde Univ. Berlin, N.F.A., 38, 1940.
8. Woodcock A. H., Stommel H. I. Meteorol., 4, 102—103, 1947.
9. Roll H. U. Deutsch. Hydrograph. Z., 5, 141—143, 1952.
10. Montgomery R. V. Papers Phys. Oceanog. Meteorol., 7, No. 4, 1940.
11. Sverdrup H. U. J. Marine Res., 1, 3—14, 1937.
12. Шулейкин В. В. Физика моря. М., 1968.
13. Allen H., Schooby J. Phys. Oceanog., 1, 221—223, 1971.
14. Rayleigh Lord. Phil. Mag., 32, 529—546, 1916.
15. Ball F. K. Section of Meteorological Physics CSIRO Melbourne, 1954.
16. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л., 1963.
17. Шутова Е. Н. Тр. МГИ, 37, Киев, 1966.
18. Богусловский С. Г. «Изв. АН СССР», серия геофиз., № 4, 547, 1956.
19. Colon I. National Hurricane Res. Project Report, No. 41, U. S. Dept of Commerce, Washington, D. C. 65, 1959.

Поступила в редакцию
21. 3. 1973 г.

Кафедра
физики моря и вод суши