

ми условиями в более высоких слоях. Таким образом, определяющим параметром в наших экспериментах при учете связи  $t_w$ ,  $t_a$  и  $\sigma$  является разность  $(t_a - t_w)$ , которая определяет устойчивость приводного слоя воздуха и оказывает большее влияние, чем  $t_a$ ,  $t_w$  в отдельности.

В заключение остановимся на зависимости  $\sigma$  от  $t_a - t_w$  при  $V \leq V_K$ . Из рис. 1 видно, что при скоростях, меньших  $V_K$ , влияние  $t_a - t_w$  на  $\sigma$  противоположно случаю  $V > V_K$ : с увеличением  $t_a - t_w$  при фиксированных  $x$  и  $V$  величина  $\sigma$  растет. На рис. 4 представлены  $\sigma(t_a - t_w)$  для различных скоростей ветра, подтверждающие различный характер зависимости  $\sigma(t_a - t_w)$  при  $V > V_K$  и  $V \leq V_K$ . Поведение  $\sigma(t_a - t_w)$  при  $V > V_K$  обсуждалось выше. Выяснение механизма зависимости  $\sigma(t_a - t_w)$  при  $V \leq V_K$  требует дальнейших исследований, однако известно [12], что в этом случае спектральная плотность капиллярных волн пропорциональна  $V_*^2 (V_* v_w / \alpha)^{1/2}$ , где  $\alpha$  — коэффициент поверхностного натяжения воды, и с ростом разности  $t_a - t_w$  должна увеличиваться величина спектральной плотности, а следовательно, и  $\sigma$ . При  $V \leq V_K$  возникают гравитационно-капиллярные волны, спектральная плотность которых следует виду, предложенному в [12].

В результате проведенных экспериментов установлена зависимость критической скорости ветра от разности температур воды и воздуха, а также существование двух различных видов зависимости  $\sigma(t_a - t_w)$  для скоростей ветра, больших и меньших критической.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. М.: Гидрометеоздат, 1978. [2] Ролль Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. Л.: Гидрометеоздат, 1968. [3] Fleagle R. G. Trans. Amer. Geoph. Un., 1956, 37, N 3, p. 275. [4] De Leonibus P. S. J. Geoph. Res., 1971, 76, p. 6506. [5] Liu W. T. J. Phys. Oceanogr., 1984, 14, p. 392. [6] Пелиновский Е. Н. Изв. АН СССР, ФАО, 1978, 14, с. 1167. [7] Wu J. Tellus, 1978, 30, N 1, p. 93. [8] Показеев К. В., Воронин Л. М. Изв. АН СССР, ФАО, 1982, 18, с. 889. [9] Фабрикант А. П. Изв. АН СССР, ФАО, 1980, 16, с. 985. [10] Кононкова Г. Е., Показеев К. В. Изв. АН СССР, ФАО, 1981, 17, с. 313. [11] Филиппс О. М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. [12] Leonard G. T., Blackman D. R. J. Fluid. Mech., 1980, 97, p. 455.

Поступила в редакцию  
03.12.84

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3. ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ, 1985, Т. 26, № 6

УДК 551.465.15

#### НАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТОНКОМ ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НАД МОРЕМ

В. Н. Аксенов, Е. Г. Андреев, К. Е. Кузьмин

(кафедра физики атмосферы)

Исследования профилей температуры в тонком приводном слое атмосферы над морем представляют значительный интерес как с научной, так и с практической точек зрения. Известно, что основные перепады температуры, вызванные процессами тепло- и массообмена водной и воздушной сред, приходится на нижние полметра приводного слоя атмосферы. Вариации профиля температуры в нем отражают изменения условий теплообмена.

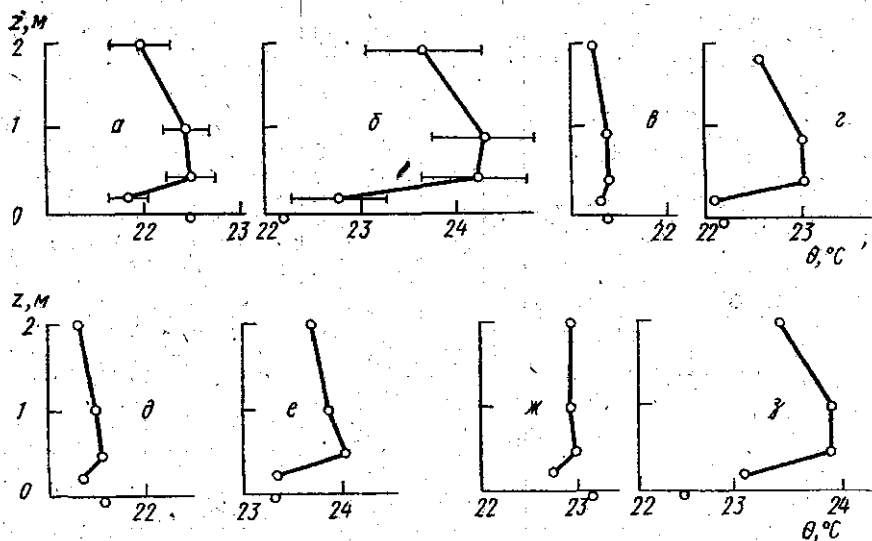
В настоящей работе приводятся основные результаты натуральных исследований изменения профиля температуры в приводном слое атмосферы в различных гидрометеорологических условиях. Материал регистраций, используемый в настоящей работе, был получен в экспедиции на НИС «Академик Петровский». Измерения проводились в открытых районах Черного моря, на расстоянии от берега до 50 миль.

Профили температуры регистрировались при помощи системы датчиков, установленных на вертикальной мачте легкой поплавковой конструкции на горизонтах 0,2; 0,4; 1 и 2 м над и 0,05; 0,3; 0,7 м под поверхностью воды. Каждый датчик представлял собой термометр сопротивления, включенный в плечо неравноновешенного моста постоянного тока. Регистратором служил потенциометр ЭПП-09. Данная полуавтоматическая измерительная система, подробное описание которой можно найти в [1], позволяла измерять средние значения температуры с точностью 0,1 К. Один цикл измерений состоял не менее чем из трех серий измерений температуры, каждая из которых получалась путем последовательного «опроса» датчиков, а продолжительность серии измерений при этом не превышала 40—50 с. Интервал между циклами измерений составлял от 20 мин до 1 ч в зависимости от скорости изменения метеословий. При последующей обработке результаты, полученные в каждом цикле, усреднялись. Одновременно с каждым циклом измерений регистрировался вертикальный непрерывный профиль температуры в холодной поверхностной пленке моря, что позволило оценивать по методике [1] плотность суммарного потока тепла  $q_{\Sigma}$  от моря в атмосферу:

$$q_{\Sigma} = q_{\text{исп}} + q_{\text{вода}} + q_{\text{контв}},$$

где  $q_{\text{исп}}$ ,  $q_{\text{вода}}$  и  $q_{\text{контв}}$  — потоки тепла на испарение, эффективное длинноволновое излучение и конвекцию соответственно.

При обработке полученных регистраций профиля температуры в приводном слое атмосферы было выделено восемь групп, соответствующих ночному и дневному времени суток, облачному и безоблачному небу, ветреной и безветренной погоде. Осредненные по каждой группе метеословий данные представлены на рисунке.



Осредненные профили температуры для различных гидрометеословий (время суток, ветер, облачность):

- $a$  — ночь,  $< 2$  м/с,  $< 20\%$  (150),       $b$  — день,  $< 2$  м/с,  $< 20\%$  (340),  
 $v$  — ночь,  $< 2$  м/с,  $> 80\%$  (130),       $z$  — день,  $< 2$  м/с,  $> 80\%$  (190),  
 $d$  — ночь,  $\sim 6-7$  м/с,  $< 20\%$  (240),       $e$  — день,  $\sim 6-7$  м/с,  $< 20\%$  (480),  
 $ж$  — ночь,  $\sim 3-5$  м/с,  $> 80\%$  (150),       $z$  — день,  $\sim 3-5$  м/с,  $> 80\%$  (330).

В скобках указаны средние значения плотности суммарного потока тепла от моря в атмосферу  $q_{\Sigma}$  в  $\text{Вт}/\text{м}^2$

Как видно из рисунка, на высоте 0,2—0,4 м над поверхностью моря наблюдается инверсионное распределение температуры. Для случаев безоблачной погоды при штиле (рисунок,  $a$ ,  $b$ ) инверсия значительна, а ее средняя величина составляет днем 1,3 К, уменьшаясь ночью до 0,7 К. Такое изменение инверсий в течение суток, вероятно, связано с изменением суммарного потока тепла  $q_{\Sigma}$ , который менялся, по нашим данным, от 150  $\text{Вт}/\text{м}^2$  ночью до 340  $\text{Вт}/\text{м}^2$  днем. Эта связь может быть объяснена следующим образом. В суммарный поток тепла, состоящий из потоков на испарение, конвекцию и эффективное длинноволновое излучение, наиболее значителен вклад потока тепла на испарение [2]. Инверсия температуры в приводном слое атмосферы

формируется, как показано в работе [3], в результате смешения неидеальных газов, каковыми являются пары воды и сухой атмосферный воздух, и связанного с этим выделения тепла. Вследствие этого увеличение испарения влечет за собой рост инверсии температуры.

Указанная зависимость хорошо согласуется с результатами измерений в штлелевую погоду при сплошной облачности (рисунок, в, з), когда перепад температуры в слое инверсии составляет в среднем 0,8 К днем и почти полностью исчезает ночью, а плотность потока  $q_2$  равна 190 и 130 Вт/м<sup>2</sup> соответственно. Это, по-видимому, связано с увеличением влажности воздуха, происходящим обычно при сильной облачности и вызывающим, таким образом, уменьшение потока тепла на испарение.

При сильном ветре ( $V_{\text{вет}} > 5$  м/с) в безоблачную погоду вследствие интенсивного динамического перемешивания слоев воздуха проявлялась тенденция к выравниванию температурного профиля (рисунок, д, е). Однако полного исчезновения инверсии не отмечено ни в одной серии измерений. В этом случае, вероятно, возрастание влияния динамического перемешивания компенсировалось увеличением потока тепла из моря в атмосферу, плотность которого доходила до 520 Вт/м<sup>2</sup> днем и 310 Вт/м<sup>2</sup> ночью. В пасмурную погоду при ветре более 3 м/с картина распределения температуры (рисунок ж, з) существенно не отличалась от предыдущей, хотя инверсия была более сильной, что можно объяснить несколько меньшими скоростями ветра.

Таким образом, на основании натуральных наблюдений, проведенных в августе 1984 г. на Черном море, можно сделать следующие выводы: в открытом море между горизонтами 0,2 и 0,4 м над морской поверхностью имеет место устойчивое инверсионное распределение температуры, причем величина разности температур в слое инверсии возрастает с ростом суммарного потока тепла от моря в атмосферу.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

[1] Андреев Е. Г., Хунджуа Г. Г. Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон., 1975, № 1, с. 54. [2] Скорохватов Н. А., Андреев Е. Г., Хунджуа Г. Г. Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон., 1978, 19, № 1, с. 36. [3] Хунджуа Г. Г., Андреев Е. Г. ДАН СССР, 1980, 255, с. 829.

Поступила в редакцию  
11.03.85

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3. ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ, 1985, Т. 26, № 6

#### ФИЗИКА ТВЕРДОГО ТЕЛА

УДК 539.2.537.226

#### ФАЗОВЫЙ ПЕРЕХОД В ОДНООСНОМ СЕГНЕТОЭЛЕКТРИКЕ В НЕРАВНОВЕСНЫХ УСЛОВИЯХ

Б. А. Струков, А. В. Давтян, Е. Л. Соркин, В. Т. Калинин

(кафедра общей физики для естественных факультетов)

В настоящее время понимание основных закономерностей критического поведения кристаллов вблизи точек структурных фазовых переходов является достаточно полным, по крайней мере для случая одноосных сегнетоэлектриков, где дальнедействующие кулоновские силы являются определяющим взаимодействием, приводящим к фазовому превращению. Для таких кристаллов сейчас вряд ли можно отыскать явления, не находящие адекватного объяснения в феноменологической теории.

Поэтому представляется естественным расширить область исследований обращением к неравновесным условиям, связанным, например, со стационарным переносом тепла через кристалл при наличии в последнем температурных градиентов. В этом случае, в принципе, возможны новые эффекты: возникновение электрической поляризации в центросимметричной фазе ( $T > T_K$ ) [1—3], смещение точки фазового перехода [4], «размытие» фазового перехода и т. д. — явления, для интерпретации которых необходимо использовать методы неравновес-