

*Р. Ф. Бурлуцкий*

## ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И КОЛЕБАНИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА В КОНЦЕ XX ВЕКА

Высоко- и низкочастотные колебания (с периодом от суток—недель до сезонов—лет) системы земля—атмосфера (СЗА) определяются потоком солнечной радиации и внутренними свойствами самой системы. Колебания СЗА в конце XX века рассмотрены здесь на основе ежедневных балансов тепла и водяного пара тропосферы и солнечной радиации. Для расчета балансов использованы:

- объективный анализ Гидрометцентра России в 00 ч МСВ,
- прогноз на 12 ч Регионального специализированного метеорологического центра в Экзетере (РСМЦ-Экзетер),
- реанализ приземной температуры Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП-Рединг).

Мониторинг ежедневных полушарных и глобальных потоков тепла, водяного пара и радиации на верхней границе атмосферы позволил уточнить вклад различных тепловых потоков в годовой цикл и генезис глобальных и региональных колебаний. Приведем вначале средний за 14 лет годовой цикл с суточным разрешением всех радиационных и нерadiационных тепловых потоков по результатам нашего мониторинга (рис. 1).

Особенность приведенных потоков — полное замыкание всех радиационных и нерadiационных потоков в любой момент времени. Полный набор тепловых потоков системы СЗА позволяет проанализировать роль каждого потока в формировании годового цикла, их потенциальную значимость в формировании сезонных и межгодовых колебаний. Краткая (без малых членов) запись системы средних по полушарию мгновенных тепловых потоков приведена в табл. 1. Символ  $\Delta$ , соответствующий частной производной по времени, в данном случае означает изменение за сутки; множители  $p/g$  перед  $c_p \Delta T$  и  $\text{div}(vq)$ , а также  $p_w/g$  перед  $c_w \Delta T_w$  для сокращения записи опущены.

В статье использованы следующие обозначения:

$J_{\infty\text{изм}}$  — средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы (является функцией солнечной постоянной, расстояния до Солнца, ориентацией земной оси относительно Солнца);

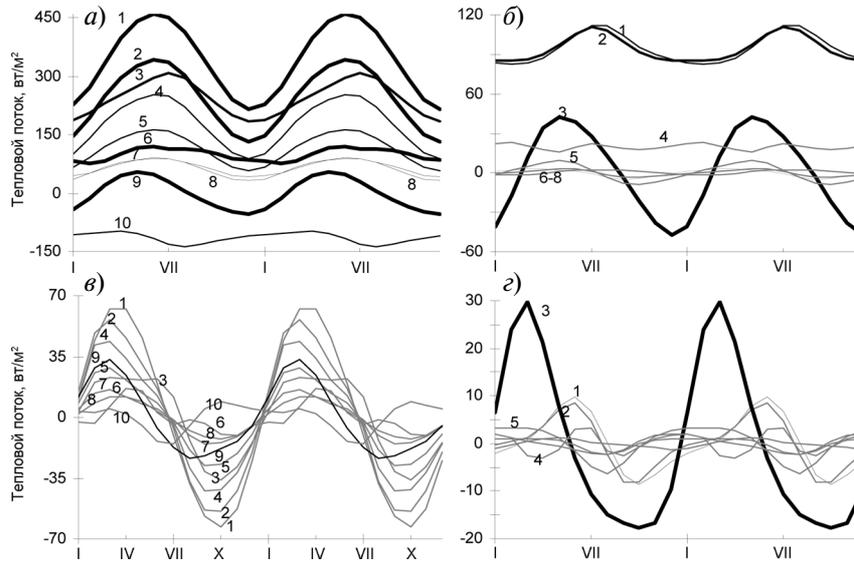


Рис. 1. Среднегодовой (за два года) цикл среднемесячных тепловых потоков и их разностей в северном полушарии.

*a*: 1 –  $J_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 2 –  $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$ , 3 –  $F_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 4 –  $I_s$ , 5 –  $R_s$ , 6 –  $J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 7 –  $I_a$ , 8 –  $F_s$ , 9 –  $R_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 10 –  $R_a$ ;

*б*: 1 –  $P$ , 2 –  $E$ , 3 –  $c_w \Delta T_w$ , 4 –  $F$ , 5 –  $c_p \Delta T$ , 6 –  $(E - P)$ , 7 –  $\text{div}(vq)$ , 8 –  $\Delta Q$ ;

*в*: 1 –  $\Delta J_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 2 –  $\Delta J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$ , 3 –  $\Delta F$ , 4 –  $\Delta I_s$ , 5 –  $\Delta R_s$ , 6 –  $\Delta(J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}})$ , 7 –  $\Delta I_a$ , 8 –  $\Delta F_s$ , 9 –  $\Delta R_{\infty\text{ИЗМ}}$ , 10 –  $\Delta R_a$ ;

*г*: 1 –  $\Delta P$ , 2 –  $\Delta E$ , 3 –  $\Delta(c_w \Delta T_w)$ , 4 –  $\Delta F$ , 5 –  $\Delta(c_p \Delta T)$ , 6 –  $\Delta(E - P)$ , 7 –  $\Delta \text{div}(vq)$ , 8 –  $\Delta(\Delta Q)$ ,  $\Delta X$  – межмесячная разность  $X$ .

$A_{\infty\text{ИЗМ}}$  – альbedo на верхней границе атмосферы;

$J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$  и  $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$  – солнечная радиация, соответственно отраженная и поглощенная СЗА;

$F_{\infty\text{ИЗМ}}$ ,  $F_s$  и  $F$  – соответственно уходящее и эффективное излучение и поток явного тепла;

$R_{\infty\text{ИЗМ}}$ ,  $R_a$  и  $R_s$  – соответственно радиационный баланс на верхней границе атмосферы, в атмосфере и на границе атмосферы и земной поверхности;

$I_a$  и  $I_s$  – солнечная радиация, поглощенная соответственно атмосферой и земной поверхностью;

$P$ ,  $E$  и  $\text{div}(vq)$  – соответственно осадки, испарение и поток скрытого тепла через экватор;

Таблица 1

## Уравнения средних по полушарию мгновенных тепловых потоков

Радиационный баланс	Тепловой баланс	Номер уравнения
$J_{\infty\text{ИЗМ}}A_{\infty\text{ИЗМ}}$	$J_{\infty\text{ВЫЧ}}A_{\infty\text{ВЫЧ}}$	(1)
$J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) = I_a + I_s$	$J_{\infty\text{ВЫЧ}}(1 - A_{\infty\text{ВЫЧ}}) = I_a + I_s$	(2)
$R_{\infty\text{ИЗМ}} = J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) - F_{\infty\text{ИЗМ}} =$ $= R_a + R_s$	$R_{\infty\text{ВЫЧ}} = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T +$ $+ \Delta Q + \text{div}(vq)$	(3)
$F_{\infty\text{ИЗМ}} = I_a + F_s - R_a$	$F_{\infty\text{ВЫЧ}} = I_a + F_s + P + F - c_p \Delta T$	(4)
$R_a = I_a + F_s - F_{\infty\text{ИЗМ}}$	$R_a = c_p \Delta T - (P + F)$	(5)
$R_s = I_s - F_s =$ $= J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}}) - (F_s + I_a)$	$R_s = c_w \Delta T_w + E + F$	(6)
	$A_{\infty\text{ВЫЧ}} = 1 - (R_s + F_s + I_a)/J_{\infty(???)}$	(7)
	$F_{s\text{ВЫЧ}} = 0,55241 R_{s\text{ВЫЧ}}$	(8)
	$I_a = 0,193171 J_{\infty\text{ВЫЧ}}$	(9)
	$E - P = \Delta Q + \text{div}(vq)$	(10)
	$F_s = U_s - U_a, U_s \approx \sigma(T_s)^4, U_a = \sigma(T_a)^4$	(11)

$U_a$  и  $U_s$  — соответственно встречное излучение атмосферы и собственное излучение поверхности;

$T, T_s, T_w$  и  $T_a$  — соответственно средняя температура тропосферы, воздуха у земной поверхности, деятельного слоя океана и эффективная температура встречного излучения атмосферы;

$c_w \Delta T_w, c_p \Delta T$  и  $\Delta Q$  — изменение теплосодержания океана (по работе [11]), энтальпии и скрытого тепла в атмосфере.

Индексом «изм» обозначены потоки, доступные прямому измерению на высоте орбиты. Индексом «выч» обозначены потоки, вычисленные нами по расчетам нерадиационных потоков тепла. Результаты расчетов полностью удовлетворяют (3)—(10).

В статье рассмотрены процессы в северном (СП) и южном (ЮП) полушариях.

## Энергетические механизмы колебания СЗА

Предварительно рассмотрим на основе уравнений (3)—(10) и рис. 1 энергетические механизмы, определяющие колебания СЗА. Они проявляются в связях между потоками радиации на верхней границе атмосферы, такими как поглощенная солнечная радиация  $J_{\infty\text{ИЗМ}}(1 - A_{\infty\text{ИЗМ}})$ , зависящая от  $A_{\infty}$  (I) и  $J_{\infty}$  (II), уходящее длинноволновое излучение  $F_{\infty}$

(III), радиационный баланс на верхней границе атмосферы  $R_\infty$  (IV), и парниковым эффектом (V), циркуляцией в атмосфере и океане (VI), межполушарным обменом (VII).

I. Альбеда  $A_\infty$  — характеризует первое и фундаментальное воздействие состояния СЗА на энергетические процессы. Оно определяет отраженную  $J_\infty A_\infty$  и поглощенную  $J_\infty(1 - A_\infty) = I_a + I_s$  солнечную радиацию в любой фиксированный момент, а также среднегодовое уходящее излучение  $F_\infty$ . По нашим оценкам (см. рис. 1) в течение года поглощенная радиация меняется от 345 до 129 Вт/м<sup>2</sup> (в 2,7 раза) с годовой амплитудой 216 Вт/м<sup>2</sup>. Среднее межсуточное изменение составляет  $\pm 1,2$  Вт/м<sup>2</sup>, экстремумы ( $\pm 2$  Вт/м<sup>2</sup>) имеют место в середине февраля и сентябре. При прогнозе на 6 сут поглощенная радиация может меняться на 7–12 Вт/м<sup>2</sup>. Таким образом, тепловой ресурс Земли в любой фиксированный момент времени полностью определяется потоком солнечной радиации  $J_{\infty\text{изм}}$  и  $A_\infty$  в этот момент. Оценим возможное воздействие на высокочастотную изменчивость СЗА сначала  $A_\infty$ , затем  $J_\infty$  независимо от  $A_\infty$ .

Первым возможным источником аномалий погоды могут быть высокочастотные колебания  $A_\infty$ . Их можно оценить тремя способами:

1) путем прямых измерений  $A_\infty$  на спутниках. Такие данные не распространяются в системах связи [6, 16];

2) путем вычислений из уравнения (2):  $A_\infty = 1 - (I_a + I_s)/J_\infty$ ;

3) по компонентам теплового баланса земной поверхности. По результатам 5-летнего эксперимента по радиационному балансу земли (ERBE),  $I_a$  является постоянной долей полного потока солнечной радиации  $J_\infty$  [12]. Поэтому

$$A_\infty = 1 - (kJ_\infty + I_s)/J_\infty = 1 - k - I_s/J_\infty,$$

где  $I_s$  — главный член в уравнении баланса деятельного слоя земной поверхности (6) и может быть выражен через сумму  $c_w \Delta T_w + E + F + F_s$ .

Следовательно

$$A_\infty = 1 - k - (c_w \Delta T_w + E + F + F_s)/J_\infty.$$

Этим отношением между альбедо и компонентами теплового баланса подстилающей поверхности выражается сохранение энергии для деятельного слоя подстилающей поверхности. Поэтому полушарное альбеда в фиксированный момент времени может быть оценено также по компонентам теплового баланса земной поверхности (и наоборот) и является главным критерием оценки суммы тепловых потоков на земной поверхности.

Наши расчеты не годятся для изучения высокочастотных колебаний  $A_\infty$  по двум причинам:

1) из-за отсутствия данных о межсуточных изменениях  $c_w \Delta T_w$ ;  
 2) из-за наличия межсуточных колебаний полушарного испарения, источником которых помимо  $A_\infty$  могут быть прежде всего колебания  $c_w \Delta T_w$ .

Но оценки среднесуточного испарения по результатам наших расчетов и  $c_w \Delta T_w$  по Левитусу [11] в сумме с малыми компонентами показывают очень малую амплитуду годового цикла отраженной радиации  $A_\infty J_\infty$  (см. рис. 1). Средняя отраженная радиация почти не изменяется в течение года. Альбедо изменяется не за счет изменений отраженной

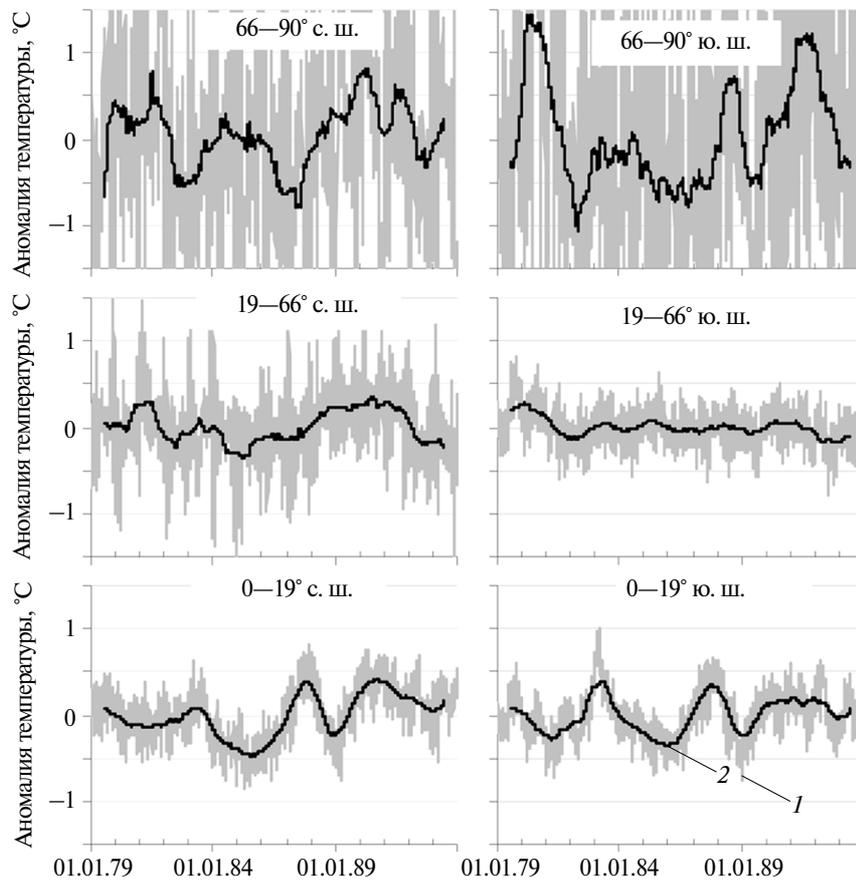


Рис 2. Ежедневные (1) и скользящие среднегодовые (2) значения аномалии приземной температуры воздуха в различных широтных зонах за 1979–1993 гг.

радиации, а вследствие изменения потока солнечной радиации. Это можно истолковать в пользу малой высокочастотной изменчивости  $A_{\infty}$ .

Косвенную оценку можно получить по годовому циклу глобальных и полушарных значений параметров. Если высокочастотные колебания  $A_{\infty}$  малы, то преобладающий вклад в годовой цикл глобальных значений температуры и содержания водяного пара должны давать межсуточные изменения потока солнечной радиации  $J_{\infty}$ . В связи с этим рассмотрим глобальные значения приземной температуры и количества водяного пара в СП. На рис. 2 приведены ежедневные аномалии температуры приземного воздуха. Над арктическими и антарктическими широтами наблюдаются наибольшие амплитуды беспорядочных междусуточных колебаний температуры, значительно превышающих амплитуду межгодовых колебаний. В умеренных поясах беспорядочные междусуточные колебания температуры также существенно больше амплитуды межгодовых колебаний. Только в приэкваториальных поясах амплитуда межгодовых колебаний больше междусуточных колебаний, которые в этих широтах по-прежнему беспорядочные, хотя и наименьшие на земном шаре. Сама же амплитуда межгодовых колебаний в приэкваториальных широтах обоих полушарий больше, чем в умеренных.

Преобладание случайных междусуточных колебаний можно истолковать как признак неустойчивости, малой репрезентативности глобальных значений в один фиксированный срок. На рис. 3 приведены ежедневные глобальные значения температуры за два 3-летия (1985—1987 и 1990—1992 гг.). Подчеркнем, что в их расчет вошли все те значения температуры, которые использованы для расчетов рис. 2.

Для глобальных значений температуры обнаружена монотонность междусуточных изменений, которые непосредственно следуют годовому циклу  $J_{\infty}$ . В среднем за сутки температура меняется на  $0,02$ — $0,03$  °С. Следовательно, годовой цикл глобальной температуры свидетельствует о малой вероятности высокочастотных (междусуточных) колебаний  $A_{\infty}$ .

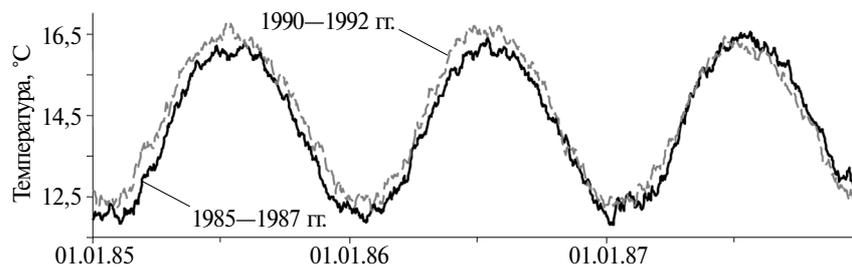


Рис. 3. Годовой цикл глобальной приземной температуры воздуха.

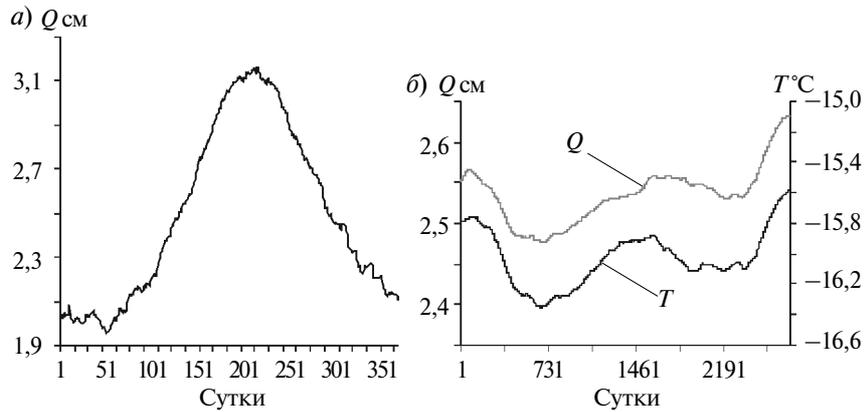


Рис. 4. Изменения содержания водяного пара и температуры тропосферы в СП.  
*a* — ежедневные значения 1992 г., *b* — скользящие 365-дневные значения.

Другой важный вывод из рис. 2 и 3 состоит в том, что беспорядочные колебания температуры в региональных масштабах заканчиваются закономерным изменением глобальной температуры на  $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$  в сутки, отражающим тесную связь региональной турбулентности с глобальными потоками тепла.

Оценим также возможные колебания  $A_{\infty}$  по межсуточным колебаниям содержания водяного пара ( $Q$ ), годовой цикл которого в тропосфере СП приведен на рис. 4. Междусуточные изменения  $Q$  имеют монотонный регулярный характер и составляют около  $0,1\text{ мм}$ . При среднем содержании пара в СП, эквивалентном слою примерно  $3\text{ см}$  [17], эти изменения составляют около  $0,3\%$  самого значения  $Q$ . Малые значения изменения  $Q$  также соответствуют годовому циклу  $J_{\infty}$  и не свидетельствуют о высокочастотных (междусуточных) колебаниях  $A_{\infty}$ .

Точность оценок  $Q$  подтверждается высоким соответствием изменений  $Q$  и температуры тропосферы, которое не является результатом ложной корреляции. Действительно, значение  $Q$  определяется только температурой точки росы. Температура же рассчитывается по толщине слоя, независимо определяющейся путем аэрологического зондирования.

II. Поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы  $J_{\infty}$  — единственный источник энергии гидрометеорологических процессов, не зависящий от состояния СЗА. Его значение определяется расстоянием до Солнца и ориентацией земной оси относительно него. В СП в течение года этот поток изменяется от  $460$  до  $210\text{ Вт/м}^2$  — в  $2,2$  раза (см. рис. 1). Годовая амплитуда  $250\text{ Вт/м}^2$ . Сред-

нее межсуточное изменение  $\pm 1,4 \text{ Вт/м}^2$ , экстремумы ( $\pm 2,2 \text{ Вт/м}^2$ ) имеют место в середине марта и конце сентября. Этим устанавливается предел всех возможных колебаний тепловых потоков в СЗА того же временного масштаба.

Вклад самого потока  $J_\infty$  независимо от альбедо  $A_\infty$  может быть решающим для пространственных, прежде всего широтных различий температуры воздуха. На рис. 5 а приведены средние в поясе  $0-19^\circ \text{ с. ш.}$  ежедневные приземные значения температуры воздуха в 12 ч МСВ за 15 лет. В годовом ходе четко выражен 6-месячный цикл. Эта особенность годового хода связана только с  $J_\infty$  — Солнце в этом поясе дважды бывает в зените. (Разумеется, межгодовые различия обусловлены другими причинами, связанными с внутренними процессами).

На рис. 5 б приведены такие же данные для  $0-19^\circ \text{ ю. ш.}$  В этой зоне температура 8 месяцев растет и 4 месяца падает. Солнце в этом поясе также бывает в зените дважды. Такой годовой цикл не встречается нигде более. В признанной «однородной» экваториальной зоне выделяются следующие циклы температуры воздуха:

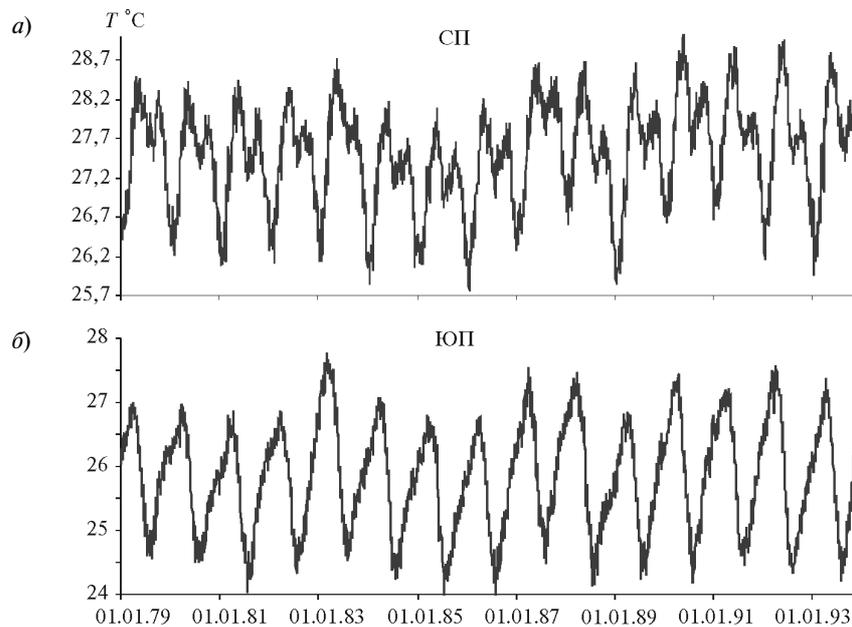


Рис. 5. Ежедневная температура воздуха на высоте 2 м в экваториальной зоне обоих полушарий в 1979—1992 гг.

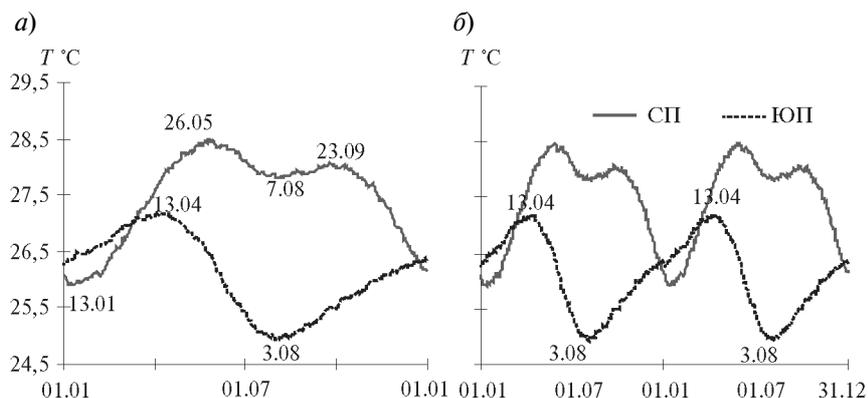


Рис. 6. Среднегодовой цикл температуры воздуха на высоте 2 м с суточным разрешением в экваториальной зоне обоих полушарий в 1979—1992 гг.

*а* — один цикл, *б* — два цикла.

- 6-месячный севернее экватора,
- 8—4-месячный южнее экватора,
- 24-месячный на экваторе в стратосфере.

На рис. 6. совмещены среднегодовые циклы температуры обоих поясов для одного и двух годовых циклов. Как видим, экваториальные широты двух полушарий имеют различные термические режимы.

На рис. 7 *а—в* приведен ход потока солнечной радиации при отсутствии атмосферы на экваторе, в различных широтах и в экваториальных поясах ( $0—19^\circ$ ) обоих полушарий в целом. Как видим, в ЮП 6-месячный цикл радиации вырождается, а поток солнечной радиации в годовом цикле уменьшается в течение 4,5 месяцев и остальное время возрастает. Изменение потока радиации связано с изменением расстояния до Солнца во время его смещения в ЮП. По этой же причине понижается второй максимум на экваторе.

На рис. 7 *г, д* совмещены годовые циклы потоков солнечной радиации и температуры воздуха. Их различия по поясам связаны, как это можно предположить, не с большей площадью океана в ЮП, а с изменением потока солнечной радиации  $J_\infty$ , приводящим к коренным различиям теплового режима приэкваториальных поясов СП и ЮП.

Этот пример показывает, что необходимо учитывать отдельно также и поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы. В более высоких широтах в отдельные сезоны различное изменение потока солнечной радиации с широтой может приводить к значительным региональным неоднородностям в короткие отрезки времени.

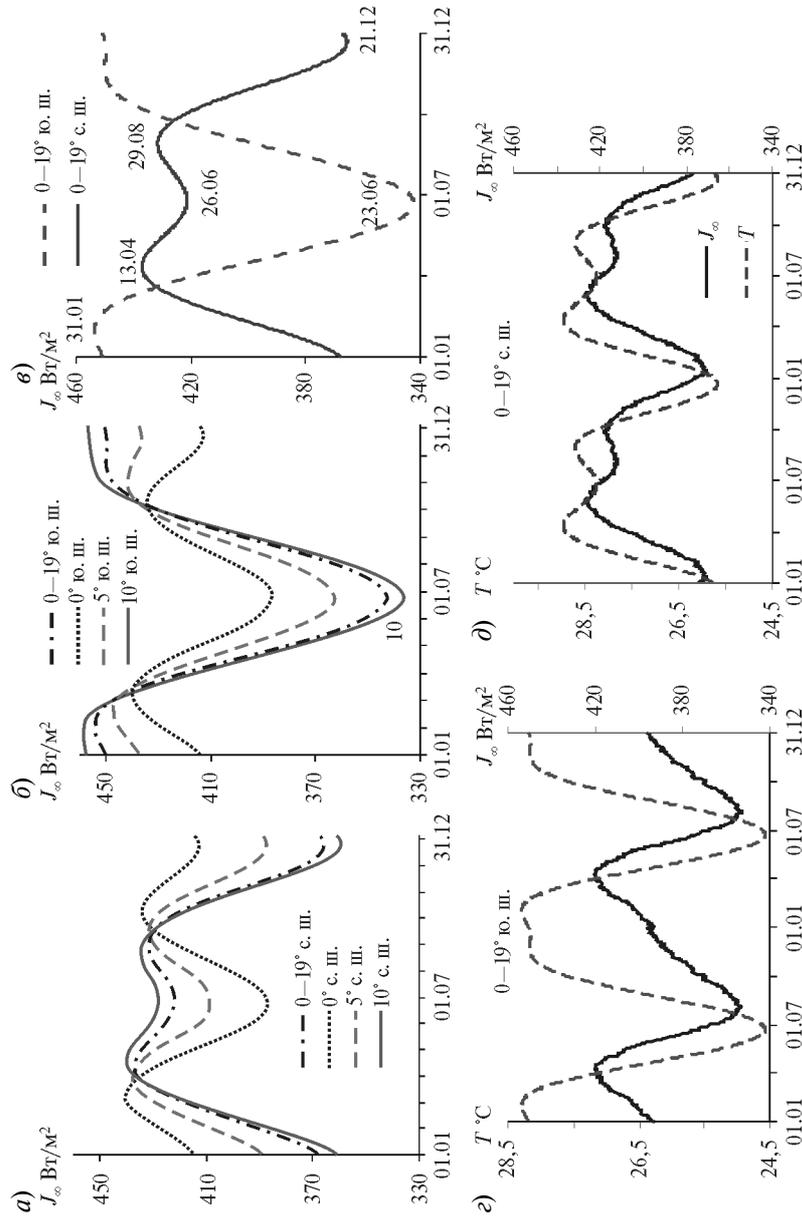


Рис. 7. Годовой цикл потока солнечной радиации при отсутствии атмосферы (a–e) и совмещенные годовые циклы потока радиации и температуры воздуха (z, d) в экваториальном поясе.

Рассмотренная связь  $A_\infty$  и полного потока солнечной радиации  $J_\infty$  с компонентами теплового баланса земной поверхности важна для анализа причин колебаний СЗА. Сумма потоков на поверхности полушария в любой фиксированный момент жестко ограничена одновременными значениями  $A_\infty$  и потока солнечной радиации  $J_\infty$ . Перераспределение между различными тепловыми потоками при постоянном  $A_\infty$  является важным фактором колебаний СЗА в пространстве и времени.

III. Уходящая длинноволновая радиация  $F_\infty$ . Выражение для уходящей радиации (3) является иной формой записи теплового баланса атмосферы (4). Оба выражения различаются лишь распределением членов между левой и правой частями. В годовом цикле в любой фиксированный момент уходящее длинноволновое излучение  $F_\infty$  мало отличается от поглощенной солнечной радиации  $J_\infty(1 - A_\infty)$  (см. рис. 1). Суммарно же за год они равны. Годовая амплитуда  $F_\infty$  равна  $127 \text{ Вт/м}^2$ , среднее междусуточное изменение составляет  $\pm 0,7 \text{ Вт/м}^2$ .

Источниками уходящего излучения согласно (4) являются показатели, отражающие свойства СЗА ( $P, I_a, F_s, F, c_p \Delta T$ ). Их средний вклад в баланс следующий:

- осадки  $P$  — около  $100 \text{ Вт/м}^2$ ,
- поглощенная атмосферой солнечная радиация  $I_a$  и эффективное излучение  $F_s$  — по  $60 \text{ Вт/м}^2$  каждое,
- турбулентный поток явного тепла  $F$  —  $20 \text{ Вт/м}^2$ ,
- изменение внутренней и потенциальной энергии  $c_p \Delta T$  и их дивергенция — соответственно  $\pm 9 \text{ Вт/м}^2$  и  $1,5 \text{ Вт/м}^2$ .

Как и исходное дифференциальное уравнение, выражение (4) относится к фиксированному моменту времени и выполняется в любой фиксированный момент. Поэтому уходящее излучение изменяется только при изменении указанных источников. Ни один из них не определяется температурой. Поглощенная солнечная радиация  $I_a$  не зависит от температуры. Осадки  $P$  определяются дивергенцией водяного пара. Ошибочное мнение о связи испарения и осадков с температурой возникло на основе их обоюдной связи с потоком радиации. Но зимой на Камчатке (СП), например, возможны «тропические» суммы суточных осадков при нулевой приземной температуре, а в ЮП при более низких значениях температуры и влагосодержания тропосферы испарение и осадки больше, чем в СП. Значения  $F$  и  $\Delta T$  связаны с изменением, но не со значениями температуры. Максимум  $F$  отмечается зимой, а экстремумы  $\Delta T$  — весной и осенью. Даже  $F_s$  определяется не температурой поверхности, а долей солнечной радиации, затрачиваемой на излучение поверхности, и одинаковые значения  $F_s$  могут излучаться при разных значениях температуры поверхности. Рост  $P, I_a, F_s$  и  $F$  сопровождается

ется увеличением уходящего излучения  $F_{\infty}$ , а рост температуры тропосферы — уменьшением. Значения  $T$ ,  $F_s$ ,  $T_w$  не влияют на уходящее длинноволновое излучение  $F_{\infty}$ .

Более 50 % теплообмена в атмосфере происходит путем нерадиационных процессов ( $P + F$ ). Отметим также тесную связь между испарением и осадками. На рис. 4 показано, что межсуточные изменение количества водяного пара в тропосфере СП и поток пара через экватор составляют 2—3 Вт/м<sup>2</sup>, а значения  $P$  и  $E$  — около 100 Вт/м<sup>2</sup> и их суммы до 3 %. Таким образом, испарение и осадки вместе с соответствующей долей  $F_{\infty}$  формируют непрерывный поток скрытого тепла от поверхности в атмосферу и космос с потерей лишь 2—3 % на изменение скрытого тепла (количества водяного пара) в атмосфере. При этом в любой фиксированный момент площадь, где выпадают осадки, составляет менее 5 % площади всего полушария, а интенсивность осадков превышает интенсивность испарения в среднем в 20 раз.

Таким образом, между уходящим излучением  $F_{\infty}$  и тепловыми потоками в тропосфере существует такая же жесткая связь, как между альбедо и тепловыми потоками в деятельном слое земной поверхности. Нарушение этой связи в оценках означает нарушение сохранения энергии и массы. Изменение  $F_{\infty}$  вследствие перераспределения между различными потоками при постоянном  $J_{\infty}(1 - A_{\infty})$  является важным фактором пространственных и временных колебаний СЗА.

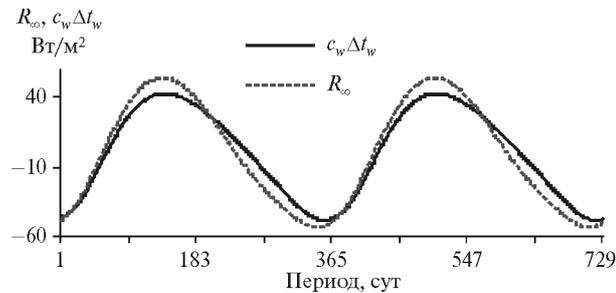
IV. Радиационный баланс на верхней границе атмосферы  $R_{\infty}$ . Разность между поглощенной и уходящей длинноволновой радиацией равна радиационному балансу на верхней границе атмосферы  $R_{\infty}$  (3). Весной и летом около 9 % поглощенной солнечной радиации  $I_a + I_s$  не излучается сразу с уходящим излучением  $F_{\infty}$ . Осенью же и зимой уходящее излучение больше поглощенной радиации в сумме на такое же значение (см. рис. 1). Радиационный баланс на верхней границе атмосферы в фиксированный момент равен изменению суммы внутренней, потенциальной, кинетической и скрытой энергий СЗА и потоку этих энергий через боковую поверхность:

$$R_{\infty} = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T + Q + \text{div}(vq) + \dots$$

Это уравнение выражает сохранение энергии для СЗА. Средние значения первых трех показателей соответственно порядку их в формуле равны  $\pm 28$  Вт/м<sup>2</sup> (экстремумы до  $\pm 50$  Вт/м<sup>2</sup>), 9 Вт/м<sup>2</sup> (экстремумы до  $\pm 12$  Вт/м<sup>2</sup>), 2—3 Вт/м<sup>2</sup>, остальные — менее 1 Вт/м<sup>2</sup>.

На рис. 8 приведен годовой цикл  $R_{\infty}$  и изменения внутренней энергии главного накопителя — деятельного слоя океана [11].

Рис. 8. Ход радиационного баланса на верхней границе атмосферы ( $R_\infty$ ) и изменения теплосодержания в 400-метровом слое океана ( $c_w \Delta T_w$ ).



Изменение теплосодержания океана  $c_w \Delta T_w$  составляет определяющую часть радиационного баланса на верхней границе атмосферы  $R_\infty$ , причем  $\Delta T$ ,  $\Delta Q$  и  $\text{div}(vq)$  просто и точно определяются по объективным анализам. Поэтому измерение  $R_\infty$  на спутниках и расчет малых членов позволяют получить самые точные данные о потоке тепла в океан без параметризации и даже без измерений в океане. Они достаточны для определения не только межсуточных изменений теплосодержания океана, но даже их суточного хода. Это соотношение позволяет без параметризации определить в фиксированный момент времени  $c_w \Delta T_w$  — второй по значению член теплового баланса земной поверхности, равный  $\pm 47 \text{ Вт/м}^2$ , — и должно использоваться в анализе колебаний СЗА.

Равенство мгновенных значений  $R_\infty$  и  $c_w \Delta T_w$  не противоречит инерционности океана, которая в любом случае есть проявление его теплоемкости только в температуре. Но большая теплоемкость не приводит к тому, что ход изменения теплосодержания деятельного слоя океана отстает от хода  $R_\infty$  на значение, равное тепловому возмущению. Наиболее мощным тепловым возмущением является сезонное колебание потока солнечной радиации. Средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы равен  $342 \text{ Вт/м}^2$ . В СП  $J_\infty$  остается больше этого потока в среднем на  $77,6 \text{ Вт/м}^2$  с 20 марта по 22 сентября (в течение 187 сут), а меньше его в среднем на  $81,5 \text{ Вт/м}^2$  с 23 сентября по 19 марта (в течение 178 сут). Суммарно эти положительные и отрицательные отклонения составляют соответственно  $111\,716$  и  $-117\,364 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$ . Согласно [11], теплосодержание 400-метрового слоя океана увеличивается с 4 марта по 9 сентября (в течение 190 сут) в среднем на  $27,1 \text{ Вт/м}^2$ , а уменьшение с 10 сентября по 3 марта (в течение 175 сут) в среднем на  $29,4 \text{ Вт/м}^2$ . Суммарно нагревание и охлаждение составляют соответственно  $39\,045$  и  $-42\,392 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$ . За время нагревания и охлаждения океана суммарный поток солнечной радиации составляет  $106\,408$  и  $-115\,529 \text{ Дж/(м}^2 \cdot \text{сут)}$ . Таким образом, запоздание реакции теплосо-

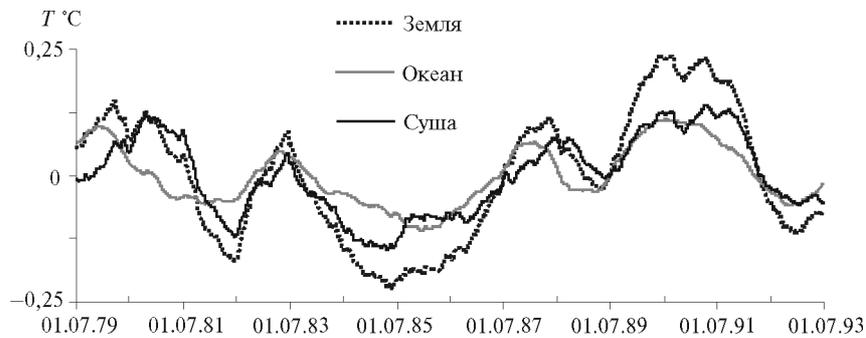


Рис. 9. Вклады океана и суши в межгодовую изменчивость аномалии глобальной приземной температуры.

держания океана на сезонные тепловые возмущения не отмечается. Отставание же изменений среднегодовой температуры океана от изменений условий радиационного равновесия на 10-летия также не наблюдается (рис. 9).

Большая теплоемкость океана по сравнению с менее теплоемкими средами проявляется только в уменьшении амплитуды годового хода и более позднем наступлении экстремумов температуры при сохранении среднегодовой температуры на уровне климатического либо изменяющегося условия радиационного равновесия. Как видно на рис. 1, теплосодержание океана является наиболее изменчивым среди нерадикационных потоков тепла, и его воздействие на колебания СЗА может быть ведущим.

Таким образом, условия на верхней границе атмосферы определяются суммарно всеми тепловыми потоками в атмосфере и деятельном слое земной поверхности. Кроме того, без использования параметризации можно оценить испарение и осадки в фиксированный момент по балансу водяного пара. Поток тепла в океан  $c_w \Delta T_w$  и сумма  $F_s$  и  $F$  определяется по уходящему излучению  $F_\infty$  и альбедо  $A_\infty$ . Среднегодовое значение радиационного баланса  $R_\infty$  над полушарием равно результирующему потоку пара через экватор, над океаном — результирующему потоку водяного пара на континенты, а над континентами — годовому стоку в океан. Такие данные важны для мониторинга и исследования колебаний разного временного и пространственного масштаба.

V. Парниковый эффект (ПЭ). Равенство нулю среднегодового радиационного баланса на верхней границе атмосферы означает, что СЗА находится в состоянии радиационного равновесия (СРР).

В СЗА существуют два потока длинноволновой радиации, сопоставимые с потоком солнечной радиации при отсутствии атмосферы и независимые от него [5, 18]:

1) излучение земной поверхности  $U_s$ , превышающее средний поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы ( $J_\infty$ ) на  $47 \text{ Вт/м}^2$ ;

2) встречное излучение атмосферы  $U_a$ , которое лишь на  $18 \text{ Вт/м}^2$  (на 5 %) меньше среднего потока солнечной радиации  $J_\infty$ , на  $100 \text{ Вт/м}^2$  превышает  $J_\infty (1 - A_\infty)$  — солнечную радиацию, поглощаемую СЗА, и в 2 раза больше  $I_s$  — солнечной радиации, поглощаемой земной поверхностью.

При этом  $U_s$  на 83 % определяется встречным излучением атмосферы ( $U_a$ ) и лишь на 17 % покрывается потоком солнечной энергии ( $F_s$ ). Солнечная радиация не затрачивается на поддержание потоков  $U_a$  и равной ему доли  $U_s$ , эти потоки не участвуют в поддержании каких-либо других потоков тепла, в том числе и уходящего излучения, эффективного излучения, испарения или осадков. Поток  $U_a$  и равная ему доля  $U_s$  изолированы от теплооборота СЗА. Согласно [4], именно  $U_a$  определяет ПЭ: «...Атмосфера достаточно хорошо пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, но длинноволновое излучение сильно поглощается атмосферой... Нагретая таким образом атмосфера посылает к земной поверхности встречное излучение, в значительной мере компенсирующее радиационную потерю тепла земной поверхностью» [4].

Таким образом, в СРР общий тепловой ресурс СЗА  $J_\infty(1 - A_\infty)$  и уходящее излучение  $F_\infty$  зависят только от альбедо и равны друг другу. Распределение же этого ресурса между различными тепловыми потоками определяется только физическими свойствами сред и не зависит от ПЭ.

Отметим, что ПЭ иногда характеризуют разностью эффективной температуры уходящего излучения  $T_\infty$  и средней температуры земной поверхности  $T_s$ . В предположении излучения абсолютно черного тела уходящее излучение можно охарактеризовать температурой около  $-17^\circ\text{C}$ . Средняя температура подстилающей поверхности составляет около  $15^\circ\text{C}$ . ПЭ обычно характеризуют их разностью, равной  $32^\circ\text{C}$ .

Такая оценка ПЭ уязвима в двух отношениях:

1) характеристика различия потоков тепла при помощи разности соответствующих им значений температуры содержит неопределенность, так как одинаковые разности более слабых потоков сопровождаются большими разностями температуры. Например, годовые амплитуды  $U_s$ ,  $F_s$ ,  $U_a$  составляют 74, 60 и  $50 \text{ Вт/м}^2$  при разностях значений эффективной температуры, соответствующих максимальным и минимальным потокам, равных 14, 47 и  $10^\circ\text{C}$ ;

2) характеристика ПЭ при помощи разности  $T_s$  и  $T_\infty$  основана на двух ошибочных предположениях — о равенстве  $T_s = T_\infty = -17^\circ\text{C}$  при условии поглощения всего теплового ресурса земной поверхностью и о выполнении этого условия при нулевом ПЭ.

Полное отсутствие ПЭ означает прозрачность атмосферы для длинноволновой радиации (ДВР), но не означает отсутствие поглощения коротковолновой солнечной радиации (КВР) атмосферой. Поэтому поглощенная поверхностью радиация при отсутствии только ПЭ останется меньше всей радиации, поглощенной системой. Но и при полной прозрачности атмосферы для ДВР и КВР, и полном поглощении  $J_\infty (1 - A_\infty)$  поверхностью часть тепла шла бы на испарение и турбулентный поток явного тепла, а температура поверхности была бы ниже  $-17^\circ\text{C}$ . В нашем случае часть излучения земной поверхности, покрываемая затратами солнечной энергии ( $F_s = 66 \text{ Вт/м}^2$ ), составляет около 1/3 солнечной радиации, поглощенной земной поверхностью, и может быть охарактеризована температурой  $(F_s/\sigma)^{0,25} - 273 \approx -90^\circ\text{C}$  при температуре поверхности  $15^\circ\text{C}$ . Очевидно, что соотношение последних двух значений температуры привело бы к оценке ПЭ в  $105^\circ\text{C}$ .

Более соответствующей определению ПЭ представляется оценка на основе измерений встречного излучения атмосферы или разности полного излучения поверхности  $\sigma(T_s + 273)^4$  и  $F_s$ , которая и будет характеризовать ПЭ в прямом (как тепловой поток, равный  $327 \text{ Вт/м}^2$ ) или температурном выражении (как соответствующая этому потоку температура излучения абсолютно черного тела, равная  $2,46^\circ\text{C}$ ).

Вряд ли приемлемы попытки объяснить ПЭ адиабатическим (политропическим) нагревом воздуха при его конвективном опускании из верхней тропосферы, которые исходят из гипотезы об определяющей зависимости уходящей радиации от слоя атмосферы, имеющего температуру, равную  $T_\infty$  (обычно  $-17^\circ\text{C}$ ). Используя влажно- или сухоадиабатический градиенты для нисходящих движений с уровня  $-17^\circ\text{C}$ , получают широкий набор значений температуры у поверхности — ПЭ. Однако реализация солнечной энергии (70 %) и генерация конвекции происходят не в верхней тропосфере, а на поверхности Земли, и потоки тепла в атмосфере направлены вверх. Само значение температуры  $-17^\circ\text{C}$  не имеет отношения к эффективной температуре вклада атмосферы в уходящее излучение, так как часть  $F_s$  уходит в космос без переизлучения атмосферой и по оценкам работ [5, 18] составляет  $40\text{—}49 \text{ Вт/м}^2$ . Поэтому часть  $F_\infty$ , излучаемая собственно атмосферой, не превышает  $195 \text{ Вт/м}^2$ , и эффективная температура излучения атмосферы в космос ниже  $-30^\circ\text{C}$ . Но излучение и этим атмосферным слоем нельзя отождествлять с вкладом атмосферы в уходящее излучение.  $F_\infty$  формируется

различными слоями от вершин облаков до слоев безоблачной атмосферы переменной толщины с переменной влажностью. Кроме того, эффективная температура является условной характеристикой интенсивности потока лучистой энергии на фиксированном уровне. Но она не характеризует ни температуру источника радиации, ни спектральный состав радиации на этом уровне. Это очевидно для солнечной радиации, но справедливо и для уходящей ДВР. Температура на поверхности Венеры в 400 °С также не требует использования политропической гипотезы, принципиально возможна на Земле и может быть объяснена в соответствии с определением ПЭ по работе [4].

Действительно, поглощение и излучение ДВР земной поверхностью на всех длинах волн близко к поглощению и излучению абсолютно черного тела. Но в космос уходит только часть этого излучения, происходящего в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм. Вне этого окна излучение поверхности компенсируется встречным излучением атмосферы. Эффективное излучение ( $F_s$ ) определяется разностью излучений поверхности и атмосферы только в спектральном интервале 8—12 мкм. Поэтому ПЭ определяется двумя параметрами:

- 1) затратами солнечной энергии на излучение ДВР поверхностью (зависящее от свойств поверхности);
- 2) окном прозрачности атмосферы (его шириной и степенью прозрачности, зависящими от газового состава).

При заданных альbedo и свойствах поверхности ее температура должна быть равна (при полной прозрачности окна) или выше (при частичной его прозрачности) той температуры, при которой излучение абсолютно черного тела в спектральном интервале 8—12 мкм равно  $F_s$ .

Среднегодовая солнечная радиация, поглощаемая поверхностью СП, составляет 177 Вт/м<sup>2</sup>. На испарение и турбулентный поток расходуется 114 Вт/м<sup>2</sup>. Остальные 63 Вт/м<sup>2</sup> поглощенной солнечной радиации (т. е. эффективное излучение) расходуются на ДВР. Следовательно, излучение земной поверхности в окне прозрачности при наблюдаемой среднегодовой температуре 15 °С должно превышать 63 Вт/м<sup>2</sup>. Излучение абсолютно черного тела позволяет рассчитать формула Планка:

$$u_{x_1-x_2} = (15/\pi^4)\sigma T^4 \int_{x_2}^{x_1} [x^3/(\exp x - 1)] dx,$$

где  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана,  $u_{x_1-x_2}$  — излучение в окне прозрачности,  $x = \hbar\omega/kT$ ,  $\hbar$  — постоянная Планка,  $\omega = 2\pi c/\nu$ ,  $c$  — скорость света,  $\nu$  — длина волны,  $k$  — постоянная Больцмана.

Данные расчета излучения абсолютно черного тела в окне прозрачности (8—12 мкм), обеспечивающего излучение 63 Вт/м<sup>2</sup> при различ-

Таблица 2

**Зависимость температуры поверхности  
при постоянном эффективном излучении 63 Вт/м<sup>2</sup>  
от уменьшения пропускания в окне прозрачности 8–12 мкм  
или уменьшения его ширины**

Окно 8–12 мкм		Излучение поверхности в окне 8–12 мкм, Вт/м <sup>2</sup>	Температура поверхности		Окно с центром 10 мкм и поглощением 0,36 Вт/м <sup>2</sup>	
Пропус- кание, Вт/м <sup>2</sup>	Погло- щение, Вт/м <sup>2</sup>		К	°С	Ширина окна, мкм	Излучение поверхности в окне, Вт/м <sup>2</sup>
1,00	0	63,0	264,7	–8,41	6,702	98,7
0,64	0,36	98,7	288,12	15,0	4	98,7
0,50	0,50	126	302,6	29,5	3,08	98,7
0,25	0,75	252	352,3	79,2	1,542	98,7
0,15	0,85	420	400	127	0,9362	98,7
0,03	0,97	2105	673,12	400	0,197	98,7

ной прозрачности окна либо различной его спектральной ширине при постоянной прозрачности, приведены в табл. 2, из которой следует, что ни ПЭ, ни температура поверхности в СРР не воздействуют на эффективное или уходящее излучение. Однако спутниковые измерения распределения энергии по спектру уходящего излучения и определение соответствующих спектральных значений эффективной температуры могли бы уточнить вопрос об источниках формирования этого излучения.

В связи с проблемой адаптации тепловых потоков к изменению ПЭ напомним, что средняя температура атмосферы  $T$ , деятельного слоя океана  $T_w$  или суши, а также средняя температура земной поверхности  $T_s$  не влияют на уходящее излучение ( $F_\infty$ ) или радиационный баланс на верхней границе атмосферы ( $R_\infty$ ). Причина состоит в отсутствии физической (выражаемой уравнениями энергии) зависимости между этими параметрами, так как  $R_\infty = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T + Q + \text{div}(vq)$  и радиационный баланс на верхней границе атмосферы определяется не значениями параметров  $T_w$ ,  $T$  и  $Q$ , а их изменением, и  $T_s$  в уравнении отсутствует. Поэтому во время увеличения ПЭ накопление тепла в СЗА возрастает, средняя температура тропосферы растет, а уходящее излучение уменьшается. При уменьшении же ПЭ температура понижается, накопленное системой тепло также уменьшается, увеличивая уходящую радиацию. Доля же  $I_s$ , затрачиваемая на  $F_s$ , определяется только физическими свойствами деятельного слоя, а не ПЭ. Над океаном, например, большая часть  $I_s$  расходуется на испарение и изменение теплосодержания деятельного слоя; над пустыней же резко возрастает турбулентный поток

явного тепла и эффективное излучение, сокращается поток тепла в деятельном слое и испарение. Из табл. 2 также следует, что в СРР тепловой ресурс и уходящее излучение не зависят от ПЭ и температуры поверхности. Поэтому связи  $\Delta T_s/\Delta F_\infty = \lambda$  отражают только тот факт, что и  $T_s$ , и  $F_\infty$  уменьшаются от экватора к полюсам.

Однако в течение года ПЭ изменяется, так как сезонно изменяются и излучение поверхности, и содержание парниковых газов, и физические свойства деятельного слоя. Поэтому можно изучить взаимодействие изменений ПЭ и тепловых потоков. Изменение ПЭ реально только после изменения встречного излучения и в процессе этого изменения. Рассмотрим вопрос о возможном механизме увеличения встречного излучения.

Следуя обычному предположению об изменении средней температуры тропосферы непосредственно от поглощения ДВР при увеличении содержания  $\text{CO}_2$ , можно предположить и отставание изменения ПЭ. В таком случае при увеличении содержания  $\text{CO}_2$  его поглотительная способность увеличится сразу и реализуется полностью, но повышение температуры будет замедлять теплообмен с другими газами и равновесие установится с некоторым запозданием; реакция же океана на повышение температуры тропосферы может длиться десятки и сотни лет.

Следует, однако, учитывать, что ПЭ не определяется жестко температурой атмосферы. При одинаковой температурной стратификации атмосферы возможен как очень большое, так и близкое к нулю значение дефицита точки росы во всей толще. Встречное излучение при нулевом дефиците будет больше несмотря на неизменную температуру атмосферы. Изменение содержания парниковых газов, влияя на ПЭ (т. е. на  $U_a$ ), само по себе не меняет температуру атмосферы. Излучение парникового газа при температуре атмосферы в некотором участке спектра больше излучения основных газов. Но эта «большая» часть излучения не поглощается основными газами атмосферы и не нагревает их. Излучение земной поверхности ближе к излучению абсолютно черного тела, и увеличение массы парникового газа при температуре атмосферы приводит к увеличению радиации, поглощаемой поверхностью и увеличению ее температуры при неизменной температуре атмосферы. Тогда единственным прямым и мгновенным последствием повышения содержания парниковых газов будет увеличение  $U_a$ ,  $c_w \Delta T_w$  и  $T_s$ , которое в дальнейшем может привести к изменению  $F$  и  $c_p \Delta T$ . Примером аналогичного процесса является радиационное выхолаживание вследствие уменьшения ПЭ с образованием инверсии в пограничном слое, когда температура в слое выше инверсии не меняется из-за приземного вы-

холаживания, имеющее место при зимних инверсиях в Антарктиде (240 °С на 500 м) и Гренландии (100 °С на 300 м) и при холодных вторжениях синоптического масштаба. При увеличении ПЭ нагревание атмосферы, распространяющееся путем конвекции на больший слой, не проявляется в стратификации столь очевидно.

Сравним СРР, возникшее при усилении ПЭ, с начальным СРР. Введем обозначения:

$$U_a = \beta U_s, \quad F_s = \alpha I_s,$$

где  $\beta$  — доля  $U_s$ , возвращаемая со встречным излучением  $U_a$ ;  $\alpha$  — доля  $I_s$ , затраченная на длинноволновое излучение  $F_s$ .

Подчеркнем двоякую природу  $F_s$ , как доли солнечной радиации, затрачиваемой на длинноволновое излучение ( $\alpha I_s$ ), и как разности длинноволнового излучения поверхности и атмосферы ( $U_s - U_a$ ). Значение  $\alpha I_s$  зависит только от физических свойств активного слоя поверхности. При СРР поверхность излучает в окне прозрачности поток, равный эмиссии парниковых газов плюс  $\alpha I_s$ . Поэтому  $\alpha I_s = U_s - U_a = F_s$  и результирующий поток в окне прозрачности равен  $\alpha I_s$ . При изменениях содержания парниковых газов выполняются следующие условия:

- в случае роста ПЭ  $U_s - U_a < \alpha I_s$  (результирующий поток равен  $\alpha I_s$  минус инкремент ПЭ, что приводит к росту температуры поверхности за счет неизлученной части  $\alpha I_s$  и к уменьшению  $F_\infty$  на это же значение);
- в случае ослабления ПЭ  $U_s - U_a > \alpha I_s$  (результирующий поток равен  $\alpha I_s$  плюс накопленная прежде солнечная энергия, равная декременту эмиссии парниковых газов, что приводит к понижению температуры поверхности и увеличению  $F_\infty$ ).

Несбалансированная часть  $\alpha I_s$  является источником потепления или похолодания от ПЭ, а ПЭ — фильтр, но не источник энергии.

Раз мы предполагаем, что увеличение содержания парниковых газов само по себе не влияет на альбедо системы, то общий энергетический ресурс системы  $I_a + I_s$  не изменится при увеличении  $\beta$ , т. е. доли  $U_s$ , возвращаемой атмосферой к земной поверхности,  $I_a$ ,  $I_s$ ,  $P$  и  $E$  также не изменятся. Рост  $U_a$  будет сопровождаться одновременным уменьшением охлаждения поверхности океана и увеличением (или, в зависимости от сезона, замедлением падения) ее температуры. Эффективная температура уходящего излучения при этом уменьшится на значение, равное росту температуры атмосферы. В результате по окончании роста и при завершении годового цикла температура поверхности ( $T_s$ ) и температура тропосферы ( $T$ ) возрастут, среднегодовые значения  $c_w \Delta T_w$ ,  $c_p \Delta T_a$ ,  $R_\infty$  будут отличны от нуля и  $R_\infty = c_w \Delta T_w + c_p \Delta T_a$ , а уходящее излучение примет начальное значение, определяющееся  $A_\infty$ . При этом  $A_\infty$ ,  $I_a$ ,  $I_s$ ,  $P$ ,  $E$  и  $F_s$  не изменятся и при росте  $\beta$ , и при достижении

нового СРР,  $F_\infty$  и  $(U_s - U_a)$  уменьшатся, а  $F$  увеличится только на время увеличения ПЭ. Изменения  $T_s$  и  $T$  не отразятся на  $P$ ,  $E$  и  $F_s$ , которые определяются не температурой, а тепловым ресурсом, в конечном счете  $A_\infty$  и физическими свойствами деятельного слоя океана. При этом все изменения произойдут практически безынерционно, в том числе и в океанах.

Если принять во внимание обратные связи, то, как обычно считается, возрастание  $T_s$  приведет к увеличению глобальных осадков, испарения, облачности, возможно,  $F$ ,  $F_s$ , и, следовательно, потребует увеличения теплового ресурса, т. е. уменьшения альбедо. Но увеличение облачности должно сопровождаться увеличением альбедо, несовместимым с увеличением теплового ресурса. Это свидетельствует об ошибочности предполагаемых обратных связей. Поэтому наиболее существенные проявления обратных связей ПЭ состоят в изменениях физических свойств сред. В случае постоянного альбедо к таковым относятся, видимо, только изменения фазового состояния воды на земной поверхности и второстепенный эффект от изменения доли твердых осадков, приводящий к изменению удельных затрат на испарение и слоя испарения и осадков при неизменных затратах тепла на испарение.

В связи с вопросом о ПЭ и инерционности океана представляет интерес сопоставление температурных различий СП и ЮП с различиями тепловых потоков. Считается, что температурные последствия глобальных изменений ПЭ (как и потока солнечного тепла) в ЮП отстают от изменений в СП, а СРР достигается в ЮП на десятилетия позже. При анализе будем учитывать, что среднегодовые потоки солнечной радиации при отсутствии атмосферы в СП и ЮП одинаковы. Одинаковыми считаются также значения  $A_\infty$  [12]. Поэтому среднегодовые значения поглощенной солнечной радиации в СП и ЮП одинаковы. Одинаково и содержание  $\text{CO}_2$  [19]. Однако в ЮП площадь океанов больше, чем в СП, и даже при условии СРР можно ожидать различия между полушариями в распределении поглощенной солнечной радиации на испарение, турбулентный поток явного тепла и эффективное излучение.

Для сопоставления режимов СП и ЮП используем следующие материалы:

- ежедневные глобальные реанализы ЕЦСПП приземной температуры в 12 ч МСВ за 1979—1993 гг.;
- климатические данные об осадках Ягера [10];
- климатические данные по ЮП [3];
- данные по Антарктиде, Гренландии, Северному Ледовитому океану [2] и Тибету [1].

По данным реанализов нами рассчитаны среднегодовые и сезонные значения температуры для Земли и различных широтных зон.

Среднегодовая за 15 лет (1979—1993 гг.) температура воздуха в 12 ч МСВ на высоте 2 м принимает следующие значения:

- на земном шаре ( $90^\circ$  с. ш. —  $90^\circ$  ю. ш.) —  $14,339^\circ\text{C}$ ,
- в СП ( $0-90^\circ$  с. ш.) —  $15,154^\circ\text{C}$ ,
- в ЮП ( $0-90^\circ$  ю. ш.) —  $13,524^\circ\text{C}$ .

Таким образом, температура в ЮП на  $1,630^\circ\text{C}$  ниже, чем в СП. Чтобы решить вопрос о вкладе океана в это значение, учтем, что приблизительно с  $66^\circ$  ю. ш. поверхность ЮП покрыта постоянными льдами и влияние океанической поверхности в этой широтной зоне отсутствует. Поэтому представляет интерес сопоставить среднегодовые значения температуры обоих полушарий в поясах  $0-66^\circ$  широты. Увеличение или сохранение разности значений температуры в этом интервале широт означало бы безусловное подтверждение инерции в ЮП, а уменьшение этой разности требовало бы дальнейшего анализа. Температура воздуха в поясе  $0-66^\circ$  с. ш. равна  $17,793^\circ\text{C}$ , в поясе  $0-66^\circ$  ю. ш. —  $17,372^\circ\text{C}$ , т. е. на  $0,421^\circ\text{C}$  ниже, чем в том же поясе широт СП.

При одинаковых энергетических ресурсах температура пояса океанов ЮП ниже температуры СП в той же широтной зоне. Проанализируем энергетическое значение этого различия. Собственное излучение земной поверхности в соответствии со средней температурой в поясе  $0-66^\circ$  ю. ш. равно  $403,664\text{ Вт/м}^2$ , в поясе  $0-66^\circ$  с. ш. —  $406,009\text{ Вт/м}^2$ . Потери тепла на излучение в поясе  $0-66^\circ$  ю. ш. на  $2,345\text{ Вт/м}^2$  меньше, чем в СП. При равенстве ПЭ это означает меньшее значение  $F_s$  в поясе  $0-66^\circ$  ю. ш. Испарение в поясе  $0-66^\circ$  ю. ш. практически можно считать равным осадкам на всем ЮП. Годовое количество осадков в СП равно  $978,4\text{ мм}$ , а в ЮП —  $1021,0\text{ мм}$ , что на  $42,6\text{ мм}$  больше, чем в СП[10]. В энергетическом выражении эта разность соответствует потоку  $3,376\text{ Вт/м}^2$ . К этому следует прибавить среднегодовой поток водяного пара из ЮП в СП, не рассмотренный в работе[10] и по нашим оценкам составляющий  $1\text{ Вт/м}^2$ . Таким образом, при меньших на  $2\text{ Вт/м}^2$  потерях на излучение океанический пояс ЮП затрачивает на  $4\text{ Вт/м}^2$  больше на испарение. Разность этих потоков в  $2\text{ Вт/м}^2$  может быть компенсирована уменьшением турбулентного потока явного тепла. Уменьшение отношения Боуэна в ЮП отмечено многократно.

Представляется, что различия температуры рассматриваемых широтных поясов могут соответствовать различиям физических свойств подстилающей поверхности (уменьшению площади материков и увеличению площади океанов) при практически одинаковом энергетиче-

ческом ресурсе, ПЭ, уходящем излучении и выполнении СРР в обоих поясах.

Следовательно, более низкая температура ЮП связана с температурой Антарктиды. Столь существенное влияние Антарктиды требует дополнительного анализа. Если объяснять его высотой поверхности, то в СП есть Тибет, который выше Антарктиды более чем на 1 км, и другие горные системы. Если принимать во внимание поток тепла на верхней границе атмосферы, то в январе такой поток в Антарктиде существенно больше потока над Тибетом в июне. Если к этому добавить еще и альбедо в Антарктиде, то Арктика не отличается от Антарктиды ни потоком тепла, ни альбедо, а Гренландия не отличается и высотой. Поэтому для выяснения причин исключительного влияния Антарктиды сопоставим детальнее январские условия в Антарктиде с июньскими условиями в Гренландии, Ледовитом океане и Тибете.

В работе [2] приведены систематизированные данные по тепловому балансу Северного Ледовитого океана (в том числе зоны закрытой морской поверхности). Более краткие данные содержатся по Гренландии. Данные же по Антарктиде хотя и включают в себя результаты экспедиционных и стационарных наблюдений, плохо систематизированы, иногда противоречат друг другу и недостаточно полны. По Антарктиде эти данные сопоставлялись с климатическими оценками из работы [2]. Данные по Тибету взяты из работы [1], содержащей результаты исследований Тибета, проведенных АН КНР в конце 70-х годов XX века.

Значения потока солнечного тепла при отсутствии атмосферы, альбедо и характер подстилающей поверхности в Антарктиде, Гренландии и Северном Ледовитом океане (зоне без открытой морской поверхности) различаются мало, то ограничимся рассмотрением  $T_s$ ,  $F_s$ ,  $U_a$ ,  $T_a$ ,  $(T_s - T_a)$  и разности значений каждого из перечисленных параметров для сравниваемых объектов. Результаты приведены в табл. 3.

Согласно табл. 3, значение  $T_s$  в высокой части Гренландии больше на 12–15 °С, чем в высокой части Антарктиды, в Северном Ледовитом океане — на 10–13 °С больше, чем в высокой части Гренландии, в Тибете — на 12 °С выше, чем в Северном Ледовитом океане. Сходство радиационных режимов не позволяет приписать столь значительные и устойчивые различия значений температуры особенностям поглощения солнечной радиации. Интересен тот факт, что разности  $T_a$  сравниваемых пар на несколько градусов больше или равны разностям приземных значений температуры, разности же  $(T_s - T_a)$  на отдельных объектах лежат в очень узком интервале 0–50 °С, в том числе для пар Лхаса—Восток и Тибет—Антарктида. На высоких станциях Гренландии

Таблица 3  
Температура и радиационный режим поверхности Антарктиды, Гренландии, Ледовитого океана и Тибета

Характеристика	Южный Полюс (Антарктида)	Центральная (Гренландия)	Центральная—Южный Полюс (Антарктида)	Шарко (Антарктида)	Нортайс (Гренландия)	Нортайс—Шарко (Антарктида)	Восток (Антарктида)	Лхаса (Тибет)	Лхаса—Восток (Антарктида (66–90° ю. ш.))	Северный Ледовитый океан	Северный Ледовитый океан—Антарктида	Средние данные по Тибету	Тибет—Антарктида
Высота, м	2800	3000	—	2400	2400	—	~3500	3600	—	—	—	—	—
$T_a$ , °C	-42	-24	18	-35	-20	15	-48	7	55	-10	16	1	27
$(T_s - T_a)$ , °C	14	11	3	13	10	3	15	10	5	10	1	11	0
$U_a$ Вт/м <sup>2</sup>	161	217	56	181	230	49	144	348	204	273	63	321	111
$F_s$ Вт/м <sup>2</sup>	44	42	2	44	42	2	44	54	10	42	0	54	12

Примечания. 1. Станции в Антарктиде: Южный Полюс, Шарко, Восток; станции в Гренландии: Центральная, Нортайс; станция в Тибете: Лхаса. 2. Северный Ледовитый океан — зона без открытой морской поверхности.

$U_a$  примерно на  $50 \text{ Вт/м}^2$  больше, чем на станциях равной высоты в Антарктиде, в Северном Ледовитом океане — примерно на  $50 \text{ Вт/м}^2$  больше, чем на высоких станциях Гренландии, в Тибете  $U_a$  примерно на  $50 \text{ Вт/м}^2$  больше, чем в Северном Ледовитом океане.

В рассмотренных колебаниях приземных значений температуры четко прослеживается определяющий вклад встречного излучения. Изменения же  $U_a$  определяются не притоком солнечного тепла, а ПЭ, содержанием парниковых газов. Поэтому различия приземных значений температуры, по-видимому, соответствуют содержанию парниковых газов в атмосфере рассмотренных географических зон. Равенство содержания  $\text{CO}_2$  на всех широтах означает, что горизонтальный обмен не приводит к его изменению. Но воздействие  $\text{CO}_2$  может проявляться в уменьшении его содержания в столбе воздуха с увеличением высоты местности. Среди сравниваемых объектов этот фактор может давать вклад только при сравнении с Северным Ледовитым океаном. Количество же водяного пара изменяется весьма значительно и не только с высотой. Действительно, Антарктида окружена широким однородным холодным океаническим течением и устойчивым зональным переносом в тропосфере, а это факторы, существенно снижающие перенос пара в Антарктиду. Значительная высота ее дополнительно снижает количество водяного пара в атмосфере. Высокая часть Антарктиды — одна из самых сухих областей Земли с наименьшими значениями осаждаемой воды.

Арктический бассейн испытывает воздействие теплых течений Атлантики и Тихого океана, мощных меридиональных нарушений зонального переноса в тропосфере. Воздушные массы и циркуляция над Гренландией и Северным Ледовитым океаном достаточно сходны, но большая высота приводит к снижению количества осаждаемой воды и  $\text{CO}_2$  в столбе атмосферы над Гренландией.

Тибет находится под воздействием муссонных воздушных масс, имеющих наибольшую влажность. Поэтому весьма вероятна связь рассмотренных изменений ПЭ с изменением количества водяного пара в атмосфере. Современное покровное оледенение поддерживается географическими факторами — распределением суши и моря, рельефом, циркуляцией атмосферы и океана.

На основе изложенного можно сделать вывод о том, что температура в ЮП ниже, чем в СП в результате меньшего ПЭ над Антарктидой (главный фактор) и больших затрат на испарение в ЮП (меньший фактор) при одинаковом количестве поглощенной солнечной радиации и наличии СРР в обоих полушариях и в полном противоречии с константой  $\Delta T_s/\Delta F_\infty = \lambda$ . Это подтверждает также сделанный вывод о том,

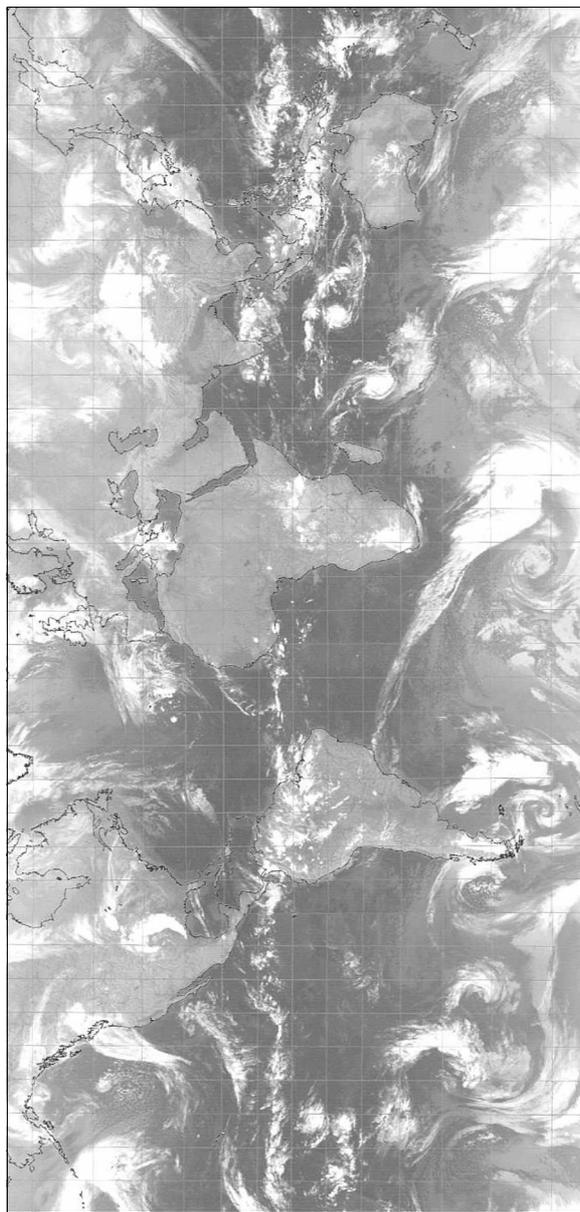


Рис. 10. Глобальная облачность в ИК-диапазоне в 00 ч МСВ 6 апреля 2005 г. (данные НПО «Планета»).

что переход из одного СРР в другое в результате изменения только ПЭ не приводит к изменениям баланса СЗА, а количество поглощенной солнечной радиации (или уходящего излучения) само по себе не определяет приземную температуру. Изменение же температуры тропосферы или земной поверхности от ПЭ не приводит к изменению количества осадков, влажности облаков и др.

VI. Вклад циркуляции атмосферы и океана (ЦАО). Уже указано, что в любой фиксированный момент осадки выпадают над площадью менее 5 % площади СП с интенсивностью, в 20 раз превышающую интенсивность испарения. Что представляют собой эти области? На рис. 10 представлен монтаж одновременных снимков облачности с пяти геостационарных спутников, покрывающих весь земной шар. Они отражают зону внутритропической конвергенции, фронты, два тропических циклона, внетропические циклоны. Эти объекты занимают визуально небольшую площадь Земли. Все они связаны с фронтальными разделами, имеют более чем 1000 км в поперечнике и многие тысячами километров в длину. Облачность же в поперечнике имеет 100—300 км. Кроме того, спутниковые измерения показывают, что одновременно дождь выпадает из 5—7 % облаков [13, 14].

Таким образом, главный механизм воздействия (ЦАО) на энергетику связан не со скоростью ветра или его направлением, а с формированием материальных поверхностей разделов и изменением угла их наклона ( $\alpha$ ). Значение  $\alpha$  определяет свойства раздела (активный фронт, инверсия в пограничном слое атмосферы, пассатная инверсия, тропопауза и др.) и характер воздействия раздела на тепловые потоки. Так, независимо от широты для конвергенции оптимален узкий интервал наклонов около 0,05—0,08. Изменения же наклона поверхности раздела во времени или в пространстве зависят от изменения контраста виртуальной температуры ( $\Delta T$ ), сдвига ветра ( $\Delta u$ ) и параметра Кориолиса ( $l$ ). Поэтому при сохранении оптимального для конвергенции наклона поверхности и смещении ее к экватору требуется тем меньший  $\Delta T$ , чем меньше  $l$ .

В зимнее время при больших  $\Delta T$  и малых  $l$  фронт, быстро смещаясь к экватору, выхолаживается, диссипирует и превращается в инверсию (рис. 11 а, з). В летнее время  $\Delta T$  успевает уменьшаться, и в низких широтах разделы сохраняют оптимальный наклон (см. рис. 11 б, в). Влияние на тепловые потоки (вертикальный перенос, долю затрат на испарение, осадки, поток тепла в океан и др.) определяется контрастом плотности на поверхности раздела, особенностями ее положения. Это свойство циркуляции, как показано далее, играет важную роль в генерации колебаний потоков тепла также и в зоне Эль-Ниньо.

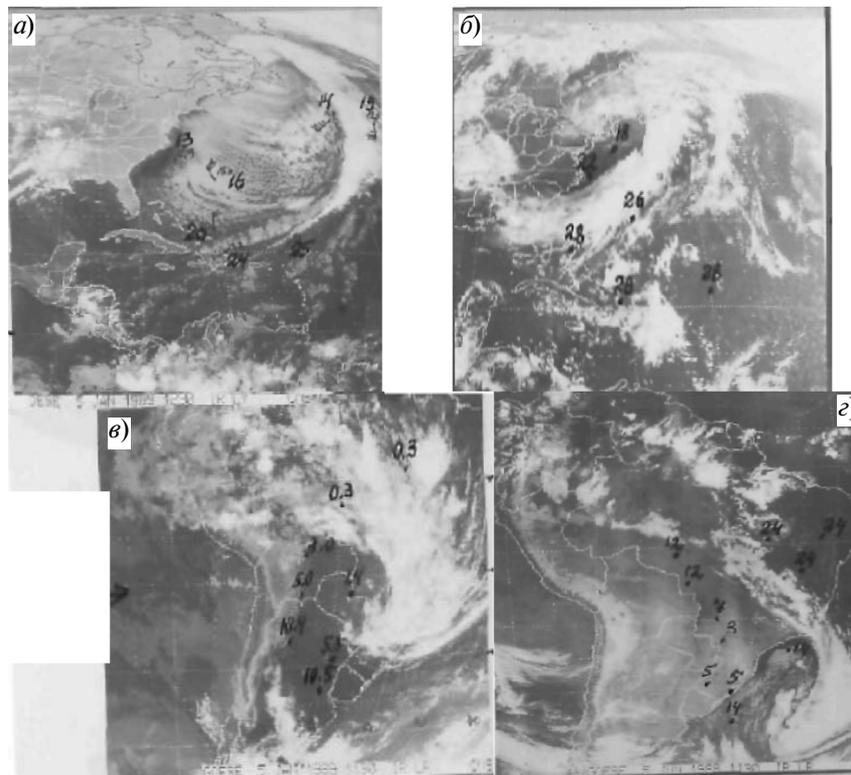


Рис. 11. Синхронные спутниковые фотографии фронтов в СП и ЮП в центральные дни сезонов.  
*a* и *v* — 5 января 1989 г.; *b* и *z* — 30 июня и 2 июля 1989 г.  
 Рукописные цифры — приземная температура воздуха (*a*, *b*, *z*) или точка росы (*v*).

Существует резкий контраст между влажным экваториальным климатом восточнее Анд и засушливым климатом западнее Анд — на побережье и востоке Тихого океана. Сходные различия существуют между южной Африкой и восточной Атлантикой. Столь же резко различаются и нерадикационные тепловые потоки в этих областях. Восточнее Анд и над Африкой наиболее значимы осадки и испарение, западнее их — поток тепла в океан. Рассмотрим вклад ЦАО в эти процессы.

На востоке Тихого океана и Атлантики меридиональные орографические препятствия образуют барьер для водной и частично воздушной среды. Это приводит к подъему холодных вод и распростра-

нению их на восток океанов (рис. 12 *в*). Даже на экваторе может отмечаться температура воды 16—18 °С. Поэтому фронты, смещаясь к экватору, сохраняют большие контрасты плотности и превращаются в низкую горизонтальную инверсию. В нижних слоях атмосферы под инверсией возникает устойчивый холодный поток к экватору, блокированный Андами от смещения на восток (см. рис. 12 *б*). При этом температура воздуха остается ниже температуры воды до самого экватора и над всей акваторией холодной воды. Холодные фронты с мощной облачной системой приближаются и пересекают южную оконечность Африки и Южной Америки, но не смещаются вдоль побережья, не пересекают их западное побережье севернее 30° ю. ш., а в тропических и субтропических широтах отмечаются не ближе 3—6 тыс. км от побережий (см. рис. 12 *а, з, д*). В этом крайнем положении облачность фронтов выявляется при осреднении даже по небольшому отрезку времени и в Тихом океане была названа южнотихоокеанской зоной конвергенции (ЮТЗК).

Однако при осреднении положение ЮТЗК обусловлено локализацией зоны диссипации (см. рис. 12 *з, д*). Меридиональный горный барьер предопределяет локализацию холодного вторжения, постоянство и малую изменчивость основных параметров в пространстве и времени. В высоких широтах Тихого океана и западной Атлантики существуют большие различия холодной и теплой воздушных масс на фронтах. По мере смещения на северо-восток в тылу фронтов холодный воздух прогревается. Со стороны же теплой воздушной массы в нижней тропосфере на востоке океанов фронт продвигается навстречу все более прохладному пассату (см. рис. 12 *в*) и все более низкой инверсии, так что теплая воздушная масса перед фронтом занимает все более узкую полосу.

Наступает момент, когда виртуальные температуры холодного воздуха за фронтом и нижнетропосферного потока со стороны теплой воздушной массы выравниваются, а теплая воздушная масса вытесняется из нижних слоев. В этот момент фронтальная ложбина начинает быстро заполняться, подъем воздуха из приводного слоя прекращается. Слабая фронтальная ложбина сохраняется лишь на больших высотах (см. рис. 12 *з, д*).

Высокие значения температуры воды на востоке Тихого океана отмечаются при возникновении течения Эль-Ниньо. В 1982 г. под 5° ю. ш. оно началось со скачкообразного повышения температуры воды от 17 до 21 °С, а через несколько месяцев она достигла 29 °С (рис. 13 *а*). Это привело к уменьшению контрастов плотности при смещении фронтов в низкие широты, поверхности фронтальных разделов стали рас-

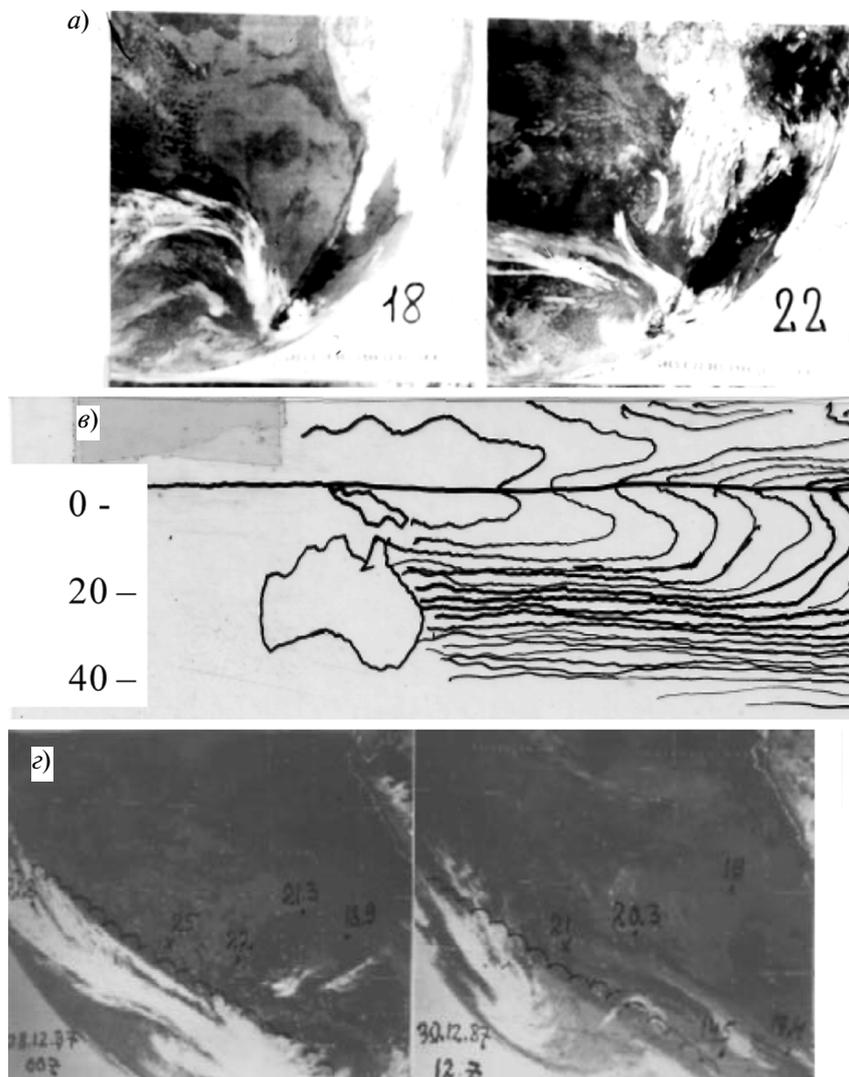
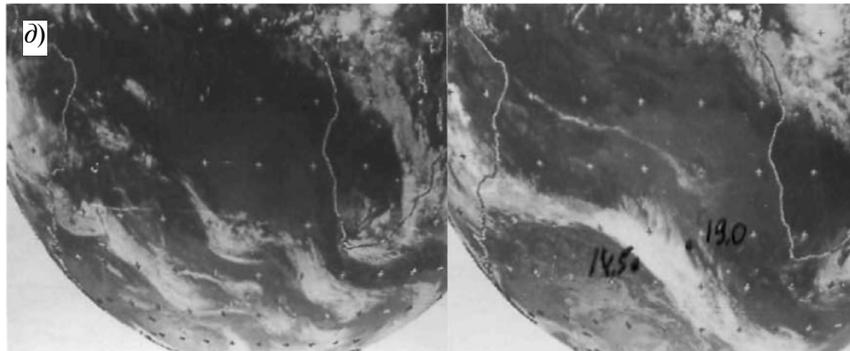
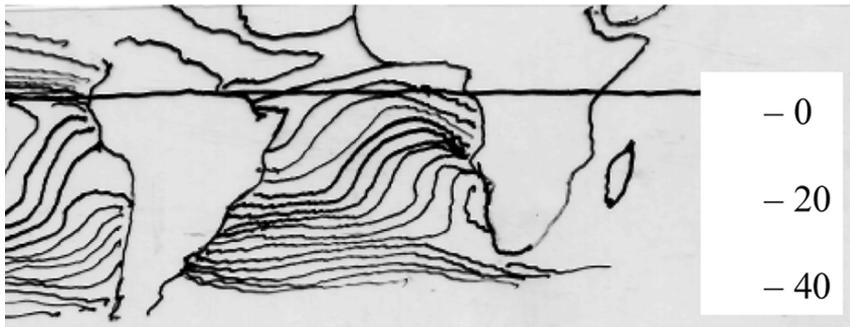


Рис. 12. Характерное положение фронтов, пассатной инверсии (фотографии со спут  
*a* — облачность 18, 22 и 28 декабря 1986 г.; *б* — ветер на уровне моря, ноябрь-декабрь 1965 г. [15];  
 29—30 декабря 1987 г.; *д* — диссипация



ников) и поле температуры воды на востоке Тихого океана и Атлантики в ЮП.  
 в — температура воды, октябрь 1985 г. [8]; г — диссипация фронта в положении ЮТЗК,  
 фронта на востоке Атлантики, 1—3 ноября 1985 г.

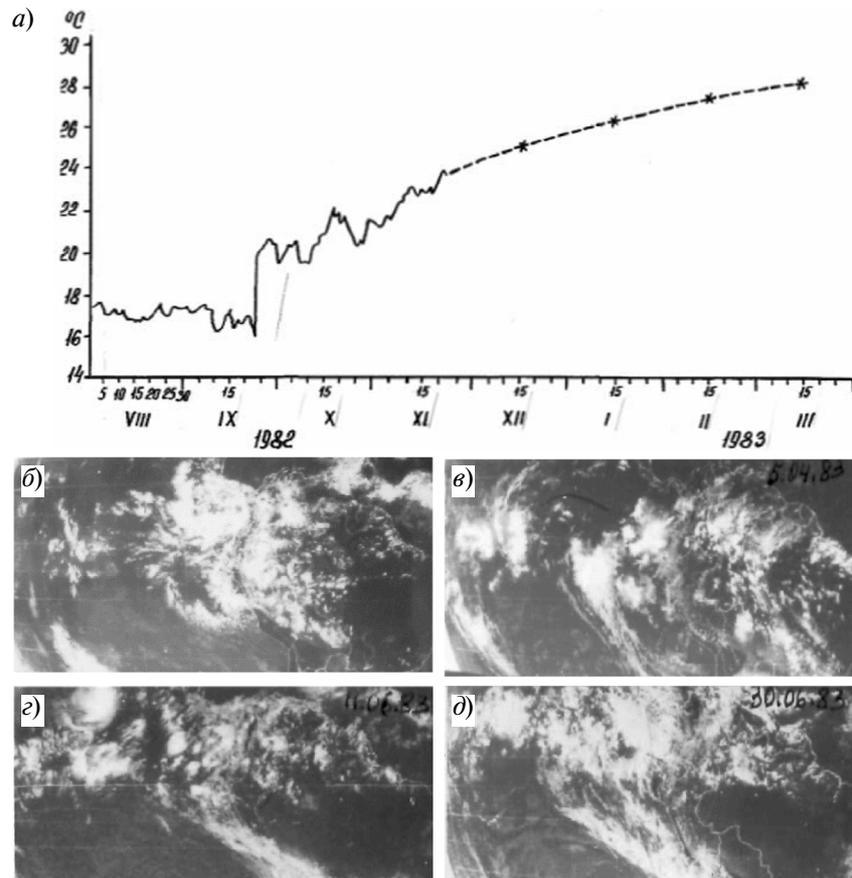


Рис. 13. Температура поверхности моря в Панте (Перу) и облачные системы во время Эль-Ниньо 1982—1983 гг.

*a* — температура воды в августе 1982—марте 1983 гг. (с декабря — среднемесячные значения) [9]; *б* — ВЗК; *в* — два фронта на востоке Тихого океана вблизи побережья; *г* и *д* — фронты, достигшие ВЗК и пересекающие Анды под 20° ю. ш.

пространяться от поверхности Земли до тропопаузы. ЮТЗК исчезла, так как фронты стали свободно перемещаться по всей восточной акватории. На рис. 13 *a* внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) лежит под 0—10° ю. ш. На рис. 13 *б—г* фронты на небольшом удалении от берега Южной Америки сливаются с облачными скоплениями ВЗК,

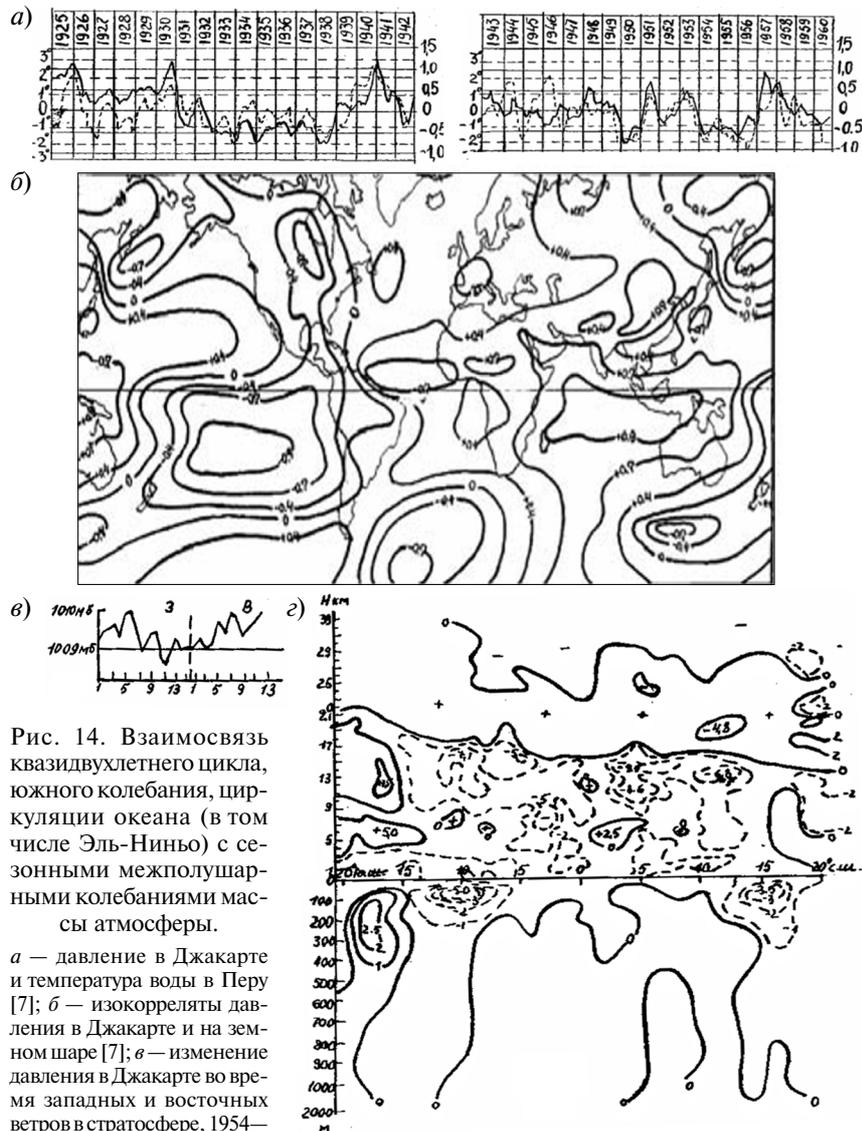


Рис. 14. Взаимосвязь квазидвухлетнего цикла, южного колебания, циркуляции океана (в том числе Эль-Ниньо) с сезонными межполушарными колебаниями массы атмосферы.

а — давление в Джакарте и температура воды в Перу [7]; б — изокорреляты давления в Джакарте и на земном шаре [7]; в — изменение давления в Джакарте во время западных и восточных ветров в стратосфере, 1954—1960 гг.; г — межгодовые изменения температуры в атмосфере и океане на 65° в.д., 20° с.ш.—20° ю. ш. (данные июля 1971 г. минус данные июля 1970 г.) по наблюдениям научно-исследовательских судов.

расположенной в ЮП. На рис. 13 *г, д* фронты вплотную приближаются к побережью и горам и пересекают Высокие Анды под 20° ю. ш.. Приведенные примеры вполне сравнимы с фронтами восточнее Анд или других областей влажных тропиков. Климатический раздел вдоль Анд исчез.

Приведенные примеры процессов во время Эль-Ниньо демонстрируют фундаментальное значение ЦАО и орографии, контрастов плотности, параметров разделов воздушных масс в формировании региональных тепловых потоков и колебаний теплового баланса системы океан—атмосфера—суша. Так как  $F = I_a + F_s + P + F - c_p \Delta T$ , то рост температуры тропосферы СП в конце XX века понижал уходящее излучение, которое компенсировалось в значительной мере увеличением осадков, а следовательно, и испарением. Главным источником увеличения испарения в последние десятилетия была значительная активность Эль-Ниньо, когда затраты на испарение возрастают, а поток тепла в океан уменьшается. Поэтому среднегодовые затраты на поток тепла в океан, возможно, не были равны нулю ( $c_w \Delta T_w < 0$ ), а теплосодержание системы океан—атмосфера—суша уменьшалось (среднегодовое значение  $R_\infty < 0$ ).

VII. Вклад обмена между полушариями. Воздухообмен между полушариями, южное колебание, квазидвухлетнее колебание ветра в экваториальной стратосфере (КВЦ), колебания ЦАО, в том числе Эль-Ниньо, возможно, являются различными сторонами крупномасштабного взаимодействия циркуляции в двух полушариях, взаимодействия ЦАО, обусловленные неравномерностью распределения суши и океанов, меридиональными орографическими барьерами и межполушарными различиями потоков тепла, примеры которых приведены на рис. 14.

Сезонный обмен массы воздуха происходит на меридианах Азии через стратосферу. Сезонные изменения массы воздуха над Азией ( $6 \cdot 10^{11}$  т), в межполушарном обмене и южном колебании одинаковы. Преобладающий перенос в стратосфере над экватором меняется летом. В год преобладания в стратосфере западных ветров с августа по январь Азия, охлаждаясь, получает воздух из ЮП. При западных ветрах в стратосфере этот воздух поступает в основном из района Индийского океана и Африки. С января по август следующего года, нагреваясь, Азия отдает воздух в ЮП. При западных ветрах в стратосфере этот воздух будет поступать в основном в Тихий океан. Таким образом, в рассматриваемом году в Индийском океане будет формироваться отрицательная сезонная аномалия давления, а в Тихом — положительная (рис. 14 *б, в*).

При ослаблении субтропического антициклона в Индийском океане Южное экваториальное течение вместе с максимальными ветрами смещается к югу и экваториальные воды остывают (рис. 14 з). На востоке Тихого океана при усилении субтропического антициклона увеличатся сгон и апвеллинг; экваториальные воды также охлаждаются (рис. 14 а).

Таким образом, в течение года в обоих океанах на экваторе воды остывают. Вместе с этим охлаждается и экваториальная тропосфера, а изобарические поверхности в стратосфере, начиная с верхних уровней, опускаются. К августу следующего года в результате этого процесса в стратосфере преобладают восточные ветры. Значения температуры вод и тропосферы на экваторе в это время становятся минимальными (рис. 14 а, в).

С августа по следующий январь в Азию в основном из Тихого океана поступает воздух уже при господстве восточных ветров в стратосфере. С января по следующий август Азия отдает воздух в ЮП. При восточных ветрах этот воздух поступает в основном в Индийский и Атлантический океаны. Поэтому в течение второго года субтропический антициклон в Тихом океане ослабевает, а в Индийском — усиливается. Поэтому в Тихом океане ослабевают сгон и апвеллинг, а в Индийском Южное экваториальное течение смещается к экватору вместе с максимумом ветра. В результате воды и тропосфера на экваторе в течение этого года будут нагреваться, а изобарические поверхности в стратосфере приподнимутся; к августу следующего года наступит максимум температуры воды и т. д.

#### Колебания СЗА в 1979—2005 гг.

В конце XX века глобальная и полушарная температура повышалась. Это повышение принято объяснять действием одного фактора — глобального повышения содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Проведенный мониторинг показал, что полушарные и глобальные тренды определялись вкладом региональных, разнотипных (и не связанных с  $\text{CO}_2$ ) процессов на площади, занимающей около 30 % как всего земного шара, так и каждого из полушарий.

В ЮП (рис. 15 а—з) значительные колебания температуры отмечаются только в экваториальном (см. рис. 15 а) и антарктическом (см. рис. 15 в) поясах. Колебания в этих поясах не связаны друг с другом — коэффициент корреляции их температуры  $k = 0,155$ .

В экваториальном поясе (32 % площади полушария) резко выражен вклад Эль-Ниньо и южного колебания (см. рис. 15 а). Колебания тем-

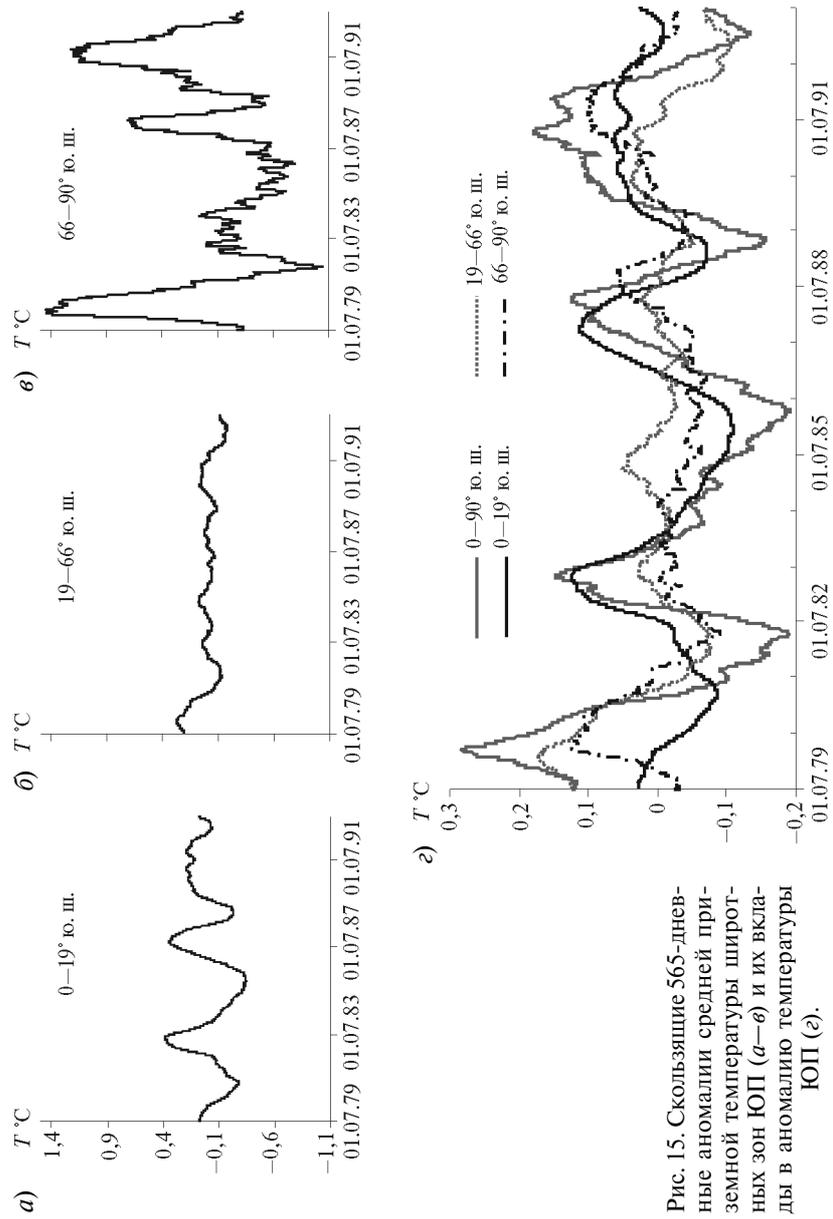


Рис. 15. Скользящие 565-дневные аномалии средней приземной температуры широтных зон ЮП (а–в) и их вклады в аномалию температуры ЮП (г).

пературы в Антарктике (8 %) связаны с межгодовыми колебаниями ПЭ, обусловленными колебаниями меридионального обмена в тропосфере (см. рис. 15 *в*). В умеренном поясе (60 %) колебания малы, не совпадают с экваториальными ( $k = 0,003$ ) и в большей мере связаны с антарктическими ( $k = 0,405$ ) (см. рис. 15 *б*). На рис. 15 *г* приведены вклады широтных поясов (с учетом их площади) в полушарные колебания. Вклад Антарктиды сопоставим с вкладом экваториального пояса, а вклад обширного умеренного пояса минимален.

Из рис. 15 следует, что межгодовая изменчивость температуры ЮП определяется региональными процессами, занимающими около 32 и 8 % площади полушария.

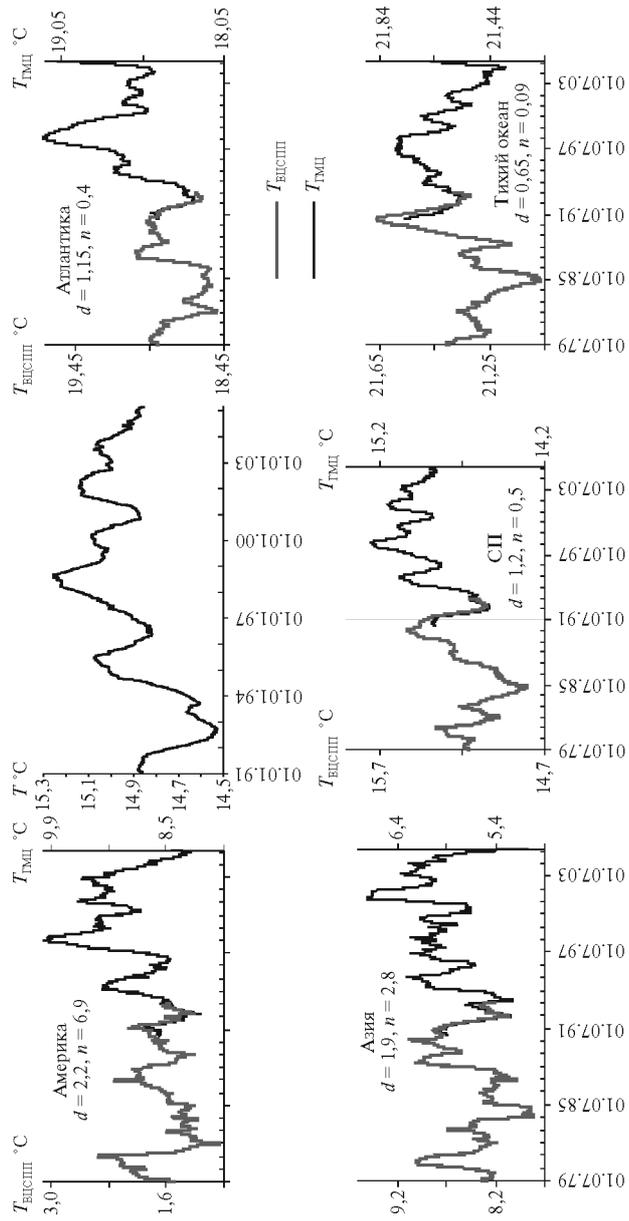
Изменения температуры в СП отображены на рис. 16. В целом над СП, его океанической поверхностью и сушей приземная температура до 1998 г. устойчиво росла. Поэтому, казалось бы, можно говорить о преобладании в это время однородного, однофакторного характера межгодовой изменчивости в СП. Однако данные рис. 16 показывают, что в Тихом и Северном Ледовитом океанах и на всех континентах, кроме Америки, тенденция к устойчивому росту температуры отсутствовала. Устойчивый рост температуры наблюдался только в Атлантическом, Индийском океанах и Америке — на 29 % площади СП.

Причиной избирательного повышения температуры в Америке, Атлантике и Индийском океане может быть сильное развитие Эль-Ниньо в этих областях. На рис. 17 приведена приземная температура для тропических широт Северной и Южной Америки, Атлантики, севера Индийского океана. Сравнение с температурой в экваториальном поясе ЮП до 1998 г. (см. рис. 15 *а*) позволяет говорить о полном единстве колебаний температуры этих областей с Эль-Ниньо.

Одновременно с повышением температуры отмечен рост осадков. На рис. 18 приведена межгодовая изменчивость основных компонентов водного баланса (испарения, осадков, количества водяного пара в тропосфере) в сравнении с межгодовой изменчивостью  $T$  и  $T_s$  с 1991 по 2000 г. В рассмотренном ряду теплообмен с океаном вносит главный вклад в межгодовую изменчивость  $T_s$  и  $T$ , в том числе и над Америкой, Атлантикой и Индийским океаном.

При этом, как видно на рис. 18, вклады океанов и суши в глобальные аномалии в среднем за 1991—1999 гг. хотя и одинаковы, но в океане, как показывает расчет корреляции, изменения наступают в среднем на 4 месяца раньше, чем на суше. Это также подтверждает связь роста температуры с океаном и осадками.

На рис. 3 приведены два цикла ежедневной глобальной температуры для трех последовательных лет (1985—1987 и 1991—1993 гг.). Как



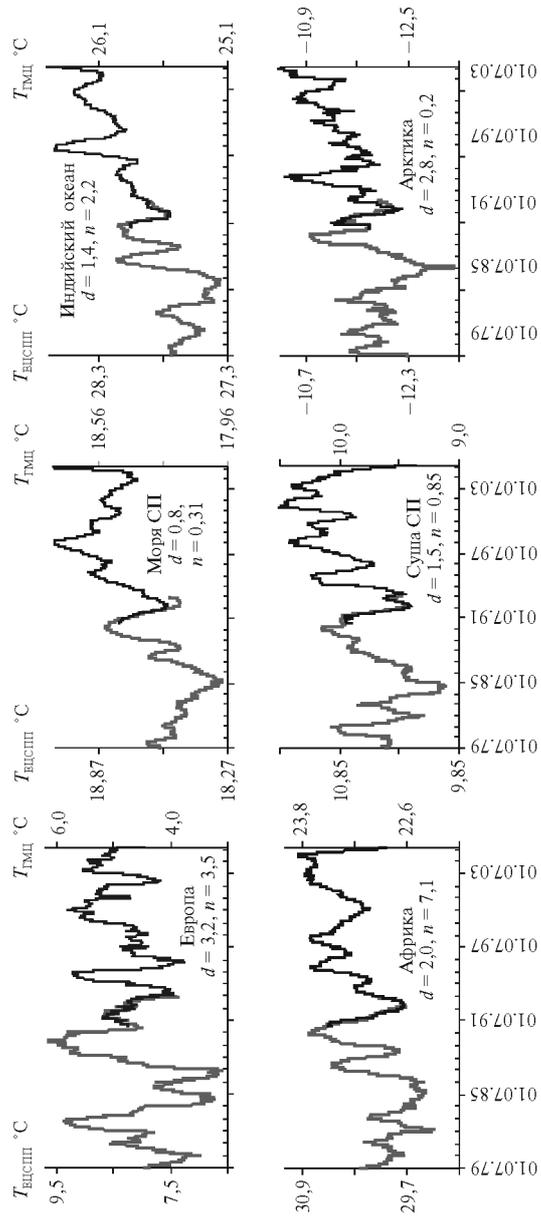


Рис. 16. Межгодовая изменчивость приземной скользящей 365-дневной температуры СП, океанов и континентов по данным ЕЦСП за 1979—1993 гг. и Гидрометцентра России за 1990—1999 гг.

$T_{\text{ЕЦСП}}$  — температура в 12 ч МСВ по анализам ЕЦСП;

$T_{\text{ГМЦ}}$  — температура в 00 ч МСВ по анализам Гидрометцентра России;

$d$  — размах температурной шкалы;  $n$  — разность температуры между левой и правой шкалами.

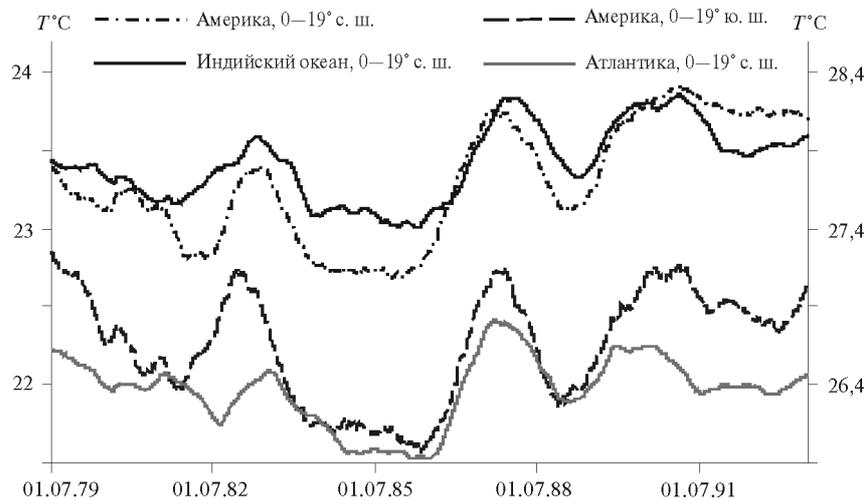


Рис. 17. Скользящая 365-дневная температура приземного воздуха в экваториальных широтах Северной Америки и Индийского океана (левая шкала), Южной Америки и северной Атлантики (правая шкала).

видно, низкочастотные колебания глобальной температуры проявляются непосредственно в ежедневных глобальных значениях температуры. Два года ежедневная температура второго трехлетия выше, чем первого практически на постоянное значение, затем постепенно выравнивается и опускается ниже. При этом разности ежедневных глобальных значений температуры сохранялись на уровне разностей среднегодовых и среднесезонных значений. В приведенные 3-летия различия глобальной температуры отражали вклад Эль-Ниньо и южного колебания.

Таким образом, потепление в конце XX века, видимо, возникло как результат естественных процессов, имеющих региональный генезис, не связанный с изменениями содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Увеличение осадков на востоке Тихого океана предполагает увеличение испарения и могло покрываться за счет уменьшения потока тепла в океан, так как акватория Эль-Ниньо в ЮП обычно является зоной значительного потока тепла в океан. После 1998 г. (см. рис. 16) понижение температуры охватило Северную Америку, Атлантику, Азию и Тихий океан. Это понижение температуры трудно объяснить воздействием деятельности человека, так же как и региональные повышения температуры до 1998 г.

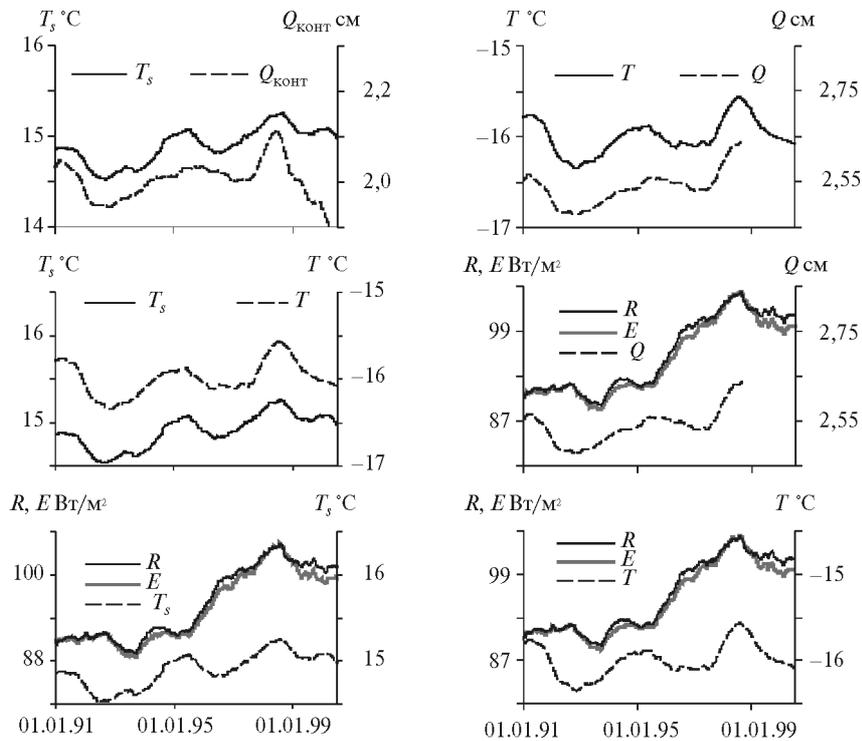


Рис. 18. Скользящие средние 365-дневные значения компонентов водного и теплового балансов северного полушария в 1991—2000 гг.

На рис. 19 приведен тренд среднегодовых значений температуры СП за 14 лет. Повышение среднегодовых (365-дневных) значений температуры с 1992 г. по 1998 г. составила 0,7 °С. В годовой период, закончившийся 31 января 2006 г., температура понизилась на 0,38 °С от максимального значения в 1998 г.

Теплый и холодный январь последних лет дали повод делать далеко идущие выводы о потеплении климата. Среднемесячная температура воздуха СП на высоте 2 м в январях 1991—2005 гг. приведена в порядке убывания значений:

Год .....	2002	2003	1995	2005	1999	1998	1992	1991
$T^{\circ}\text{C}$ ....	8,434	8,295	8,254	8,246	8,210	8,147	8,063	8,048
Год .....	2000	1996	2001	2004	1997	1993	1994	
$T^{\circ}\text{C}$ ....	8,011	7,989	7,983	7,960	7,940	7,832	7,777	

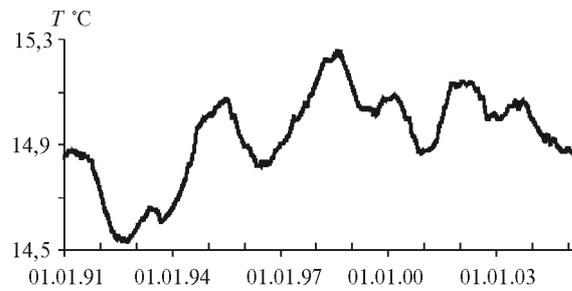


Рис. 19. Скользящие 365-дневные приземные температуры воздуха СП за 14 лет (1991—январь 2006 гг.)

Самым теплым январь был в 2002 г., самым холодным — в 1994 г. Значения температуры январей в самый теплый и самый холодный годы на полушарии (1998 и 1992 гг., см. рис. 19) были почти одинаковы.

На рис. 20 приведены ежедневные значения температуры январей в СП для некоторых экстремальных лет: 1998 и 1992 гг. (самый теплый и самый холодный годы на полушарии соответственно); 1994 и 2002 гг. (самый холодный и самый теплый январь на полушарии соответственно), а также для теплого на Русской равнине января 2005 г., давшего повод для обсуждения глобального потепления. Как видим, колебания ежедневной температуры СП в январях не проявляют связи с полушар-

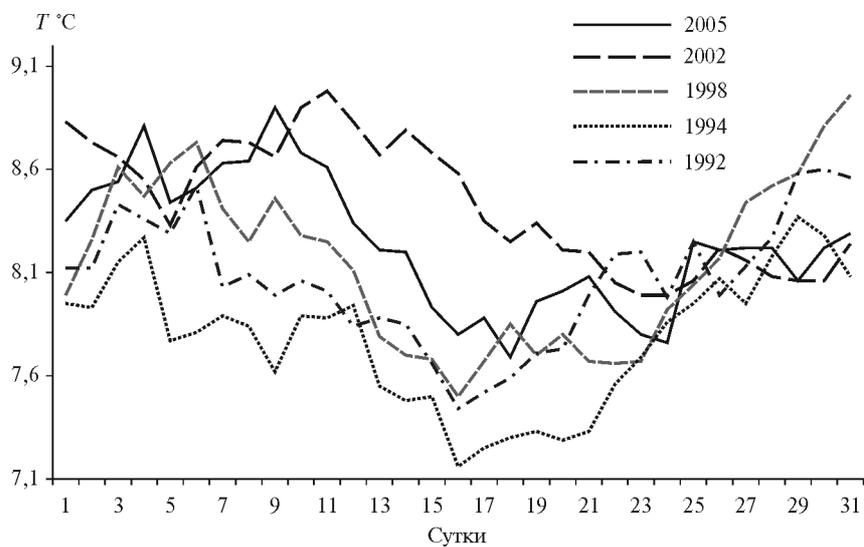
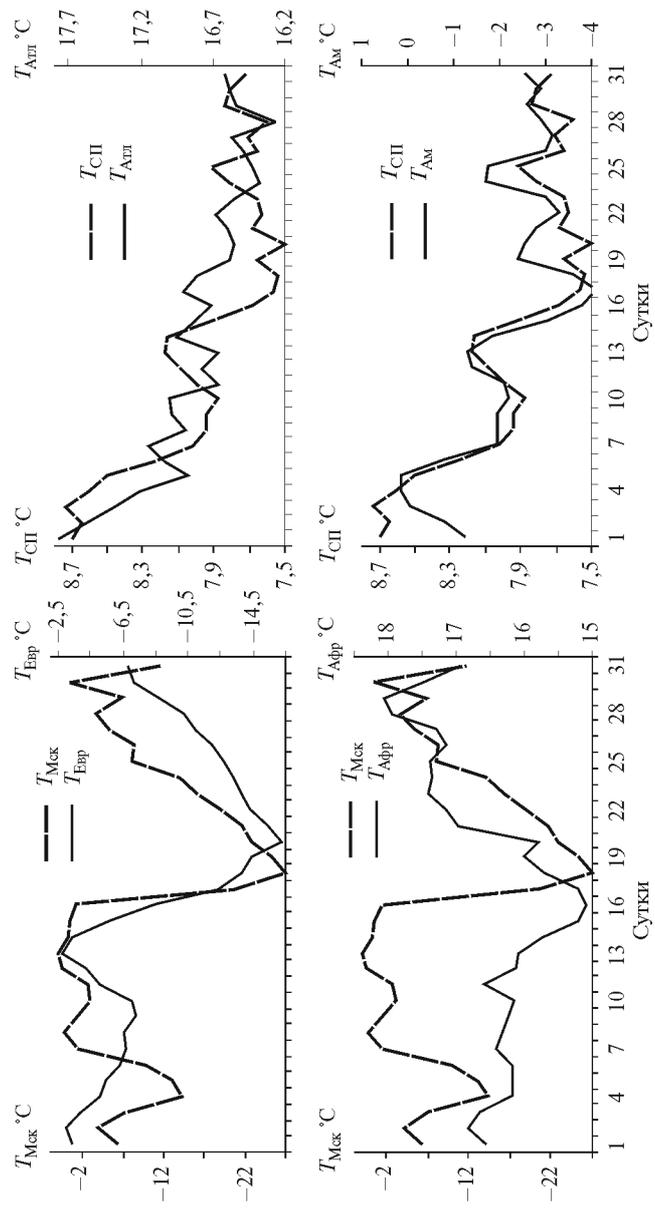


Рис. 20. Ежедневная температура СП в экстремальных январях.



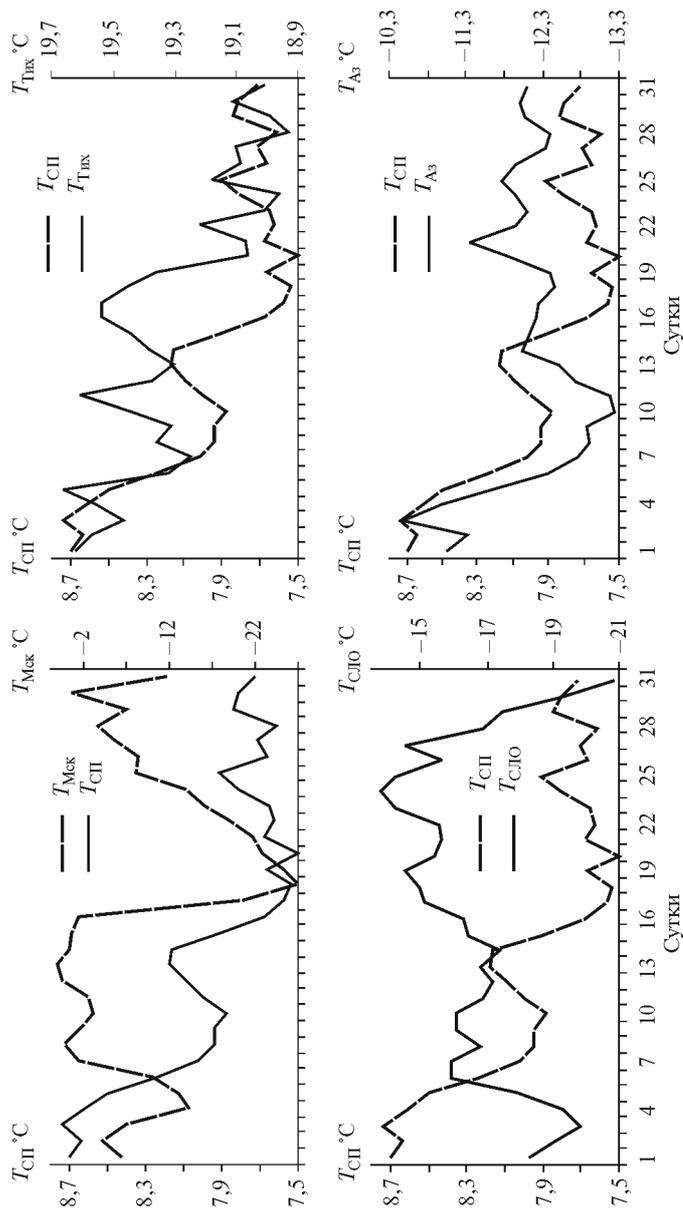


Рис. 21. Ход температуры в январе 2006 г. в Москве, на СП, на континентах и океанах.  
 $T_{\text{Моск}}$ ,  $T_{\text{Ев}}$ ,  $T_{\text{Афр}}$ ,  $T_{\text{Ам}}$ ,  $T_{\text{Аз}}$ ,  $T_{\text{СП}}$ ,  $T_{\text{Арктик}}$ ,  $T_{\text{Сло}}$ ,  $T_{\text{Сло}}$  — температура соответственно в Москве, Европе, Африке, Северной Америке, Азии, СП в целом, Атлантическом, Тихом и Северном Ледовитом океанах.

ным годовым трендом на рис. 19. Ежедневные значения температуры СП в самый теплый и самый холодный годы практически совпадают. Ежедневная температура полушария в 2005 г. близка к средним значениям. В целом колебания январской ежедневной температуры СП отражают особенности колебаний макромасштабного теплообмена, четко проявляющегося в середине января и резко уменьшающегося в его конце. Последнее связано с увеличением солнечной радиации и нагрева в масштабах полушария. Наибольшее понижение температуры во второй половине января четко проявляется в полушарной температуре — издавна известной календарной особенности.

Морозный январь 2006 г. дал повод разговорам о грядущем похолодании климата. В связи с этим сопоставлены значения температуры в Москве и на континентах, океанах и СП (рис. 21).

Временной масштаб внутримесячных колебаний показан на рис. 2. Они обусловлены макромасштабным теплообменом между полушарными источниками и стоками тепла. Такие колебания являются предметом краткосрочных и долгосрочных прогнозов погоды, но не колебаний климата. На графиках (рис. 21) заметна большая синфазность локальных (для Москвы), региональных и полушарных колебаний температуры при их противофазности с колебаниями температуры в Арктике. Это говорит о понижении температуры в умеренных и субтропических широтах вследствие усиления макромасштабного обмена.

Таким образом, внутримесячные и месячные колебания температуры не коррелируются с межгодовыми трендами температуры (рис. 19), но тесно связаны с колебаниями макромасштабного теплообмена синоптического масштаба (рис. 21).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Е Туджен, Гао Юси. Метеорология Тибета. — Пекин: Наука, 1979. — 278 с.
2. Климат полярных районов. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 443 с.
3. Метеорология южного полушария / Под ред. Ч. У. Ньютона. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 260 с.
4. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. 1974. — Л.: Гидрометеоздат. с. 568.
5. Baede F. Climate system: an overview // IPCC WG Third Assessment Rep. — 2000. — P 1—17.
6. Barkstorm B., Harrison E., Smith G. Earth Radiation Budget Experiment // BAMS. — 1989. — Vol. 70, N 10. — P. 254—1262.
7. Berlage H. P. The southern oscillation and world weather // Mededel. Verhandel. — 1965. — 88. — P. 152.
8. Climate system monitoring monthly bulletin. 1984. N 7, December.
9. Fleming R. J. The tropical ocean and global atmosphere program // TOGA Project, 1984.

10. Jaeger L. Monthly and areal patterns of mean global precipitation // Variations in the Global Water Budget. — D. Reidel, 1983. — P. 129—140.
11. Levitus S. Rate of change of heat storage of the world ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1987. — Vol. 17, N 4.
12. Li Zh., Leighton H. G. Global climatologies of solar radiation budgets at the surface and in the atmosphere from 5 years of ERBE data // J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 98, N D3. — P. 4919—4930.
13. Lin B., Rossow W. B. Observations of cloud liquid water path over oceans: Optical and micr. // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99, N D10. — P. 20907—20927.
14. Liu G., Curry J. A. Determination of characteristic features of liquid water from satellite microwave measurements // J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 93, N D3. — P. 5069—5092.
15. Marine atlas of the Pacific coastal waters of South America // Physics Today. — 1989. — Vol. 42. — P. 22—32.
16. Smith G. L., Green R. N. Deconvolution of wide field-of-view radiometer measurements of Earth-emitted radiation // J. Atm. Sci. — 1981. — Vol. 38, N 3. — P. 461—473.
17. Trenberth K. T., Guillemot C. J. The total mass of the atmosphere // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99, N D11. — P. 23079—23088.
18. Trenberth K. E., Houghton J. T., Filho Meria. The climate system: an overview // Climate Change. Cambridge, 1996. — 572 p.
19. Trends '93 // World Data Center. — 1994. — P. 1000.