

Летом нарушения зонального распределения температуры в стратосфере менее значительны, чем зимой: отклонения средней за июль температуры от зональных значений на поверхностях 50 и 30 гПа не превышают  $\pm 2,5^\circ\text{C}$  в пределах всего северного полушария. В это время на юге Азии располагается обширная область отрицательных отклонений, а над океанами (в тех же широтах) — области положительных отклонений.

#### 4 Периодические изменения температуры воздуха в тропосфере и стратосфере

**Годовые колебания температуры воздуха.** На всех уровнях тропосферы и стратосферы наблюдаются годовые колебания температуры воздуха со значительной амплитудой. Наиболее высокие значения зональной температуры наблюдаются в северном полушарии в июле, наиболее низкие — в январе—феврале. Исключение составляет экваториальная область, где максимумы температуры отмечаются в апреле и октябре, а минимумы — в феврале и августе.

Наибольшие амплитуды годовых колебаний зональной температуры, как это видно из рис. 12.9, наблюдаются в умеренных и высоких широтах: здесь они составляют  $21\text{--}32^\circ\text{C}$  в нижней и  $12\text{--}14^\circ\text{C}$  в верхней тропосфере. К югу от  $50^\circ$  с. ш. амплитуда годового хода быстро убывает (примерно до  $2^\circ\text{C}$  к  $10^\circ$  с. ш. на всех высотах тропосферы). В тропосфере горизонтальные градиенты температуры в течение года изменяются преимущественно в зоне  $10\text{--}50^\circ$  с. ш. (табл. 12.3), а к северу от этой зоны градиенты зимой и летом примерно одинаковые.

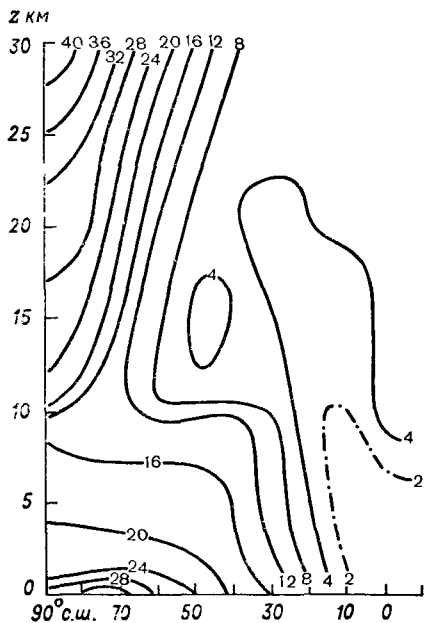


Рис. 12.9. Годовые амплитуды ( $^\circ\text{C}$ ) средней зональной температуры.

Годовой ход температуры в стратосфере существенно отличается от тропосферного. В тропосфере и нижней стратосфере экстремумы температуры наступают на более высоких уровнях несколько позже, чем на более низких. Поскольку время запазды-

Таблица 12.3. Горизонтальные градиенты ( $\Gamma$ ) зональной температуры в тропосфере

Уровень, гПа	$\varphi^\circ$ с. ш.	$\Gamma$ °C/100 км	
		зима	лето
850	90—50	0,31	0,30
	50—30	0,72	0,36
	30—10	0,50	0,05
500	90—50	0,29	0,25
	50—30	0,63	0,27
	30—10	0,40	0,05

вания меньше месяца, максимальная температура наблюдается, по средним данным, на всех уровнях — от поверхности земли до 100 гПа — в июле, а минимальная — в январе. Однако уже на уровне 50 гПа и особенно 30 и 10 гПа максимум температуры практически на всех широтах отмечается в июне, а минимум — в декабре. Сезонная перестройка поля температуры в стратосфере от зимы к лету происходит значительно быстрее (за 1—2 месяца), чем в тропосфере, в основном вследствие резких изменений температуры над Полярным бассейном.

В отличие от тропосферы, горизонтальный градиент температуры в стратосфере наиболее сильно изменяется в течение года к северу от 40—50° с. ш. Здесь меняется не только значение, но и направление горизонтального градиента температуры: зимой он направлен от умеренных широт к полюсу, летом — наоборот. Амплитуда годового хода температуры в полярной области велика (рис. 12.9): 12—28°C в нижней и 22—42°C в средней стратосфере. В стратосфере умеренных и субтропических широт амплитуды годовых колебаний малы (3,5—6°C).

Сравним амплитуды годового хода температуры в северном и южном полушариях. В табл. 12.4 приведены сведения о разности средних температур летом и зимой на различных уровнях тропосферы. Наибольшие разности, как и амплитуды годовых колебаний, наблюдаются в высоких и умеренных широтах, наименьшие — в низких.

Данные табл. 12.4 свидетельствуют о большом влиянии на термический режим атмосферы другого важнейшего фактора. Это теплофизические свойства деятельного слоя земной поверхности. В северном полушарии материка занимают примерно в 2 раза большую площадь, чем в южном: соответственно 39,3 и 19,1% всей поверхности полушария. Вследствие того что годовые колебания температуры на материках проникают на небольшую глубину (в среднем на 20—30 м), материка сильно нагреваются летом и охлаждаются зимой. В океанах под влиянием турбулентного перемешивания годовые колебания распространяются до

Таблица 12.4. Разность средних температур воздуха (°С) летом и зимой в северном и южном полушариях (по Х. П. Погосяну)

Уровень, гПа	Ф°									
	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
Северное полушарие										
1000	26,0	21,0	23,0	23,0	16,0	26,0	25,0	16,0	8,0	-1,0
850	21,0	17,0	16,0	19,0	15,0	21,0	22,0	16,0	9,0	2,0
700	16,0	18,0	17,0	16,0	14,0	20,0	20,0	15,0	9,0	2,0
500	18,0	16,0	19,0	15,0	15,0	18,0	16,0	7,0	1,0	8,0
300	15,0	15,0	16,0	12,0	10,0	4,0	12,0	4,0	2,0	4,0
Южное полушарие										
1000	—	—	15,6	4,8	4,0	4,6	4,8	4,3	1,9	-1,0
850	—	—	14,0	7,0	6,0	7,0	3,0	0,0	-1,0	2,0
700	—	25,0	11,0	8,0	7,0	5,0	7,0	0,0	-1,0	2,0
500	11,0	8,0	13,0	10,0	8,0	8,0	5,0	1,0	2,0	8,0
300	11,0	12,0	16,0	10,0	7,0	6,0	4,0	5,0	4,0	4,0

глубины 200—300 м. Следует также иметь в виду, что и солнечная радиация проникает в воду до значительных глубин, тогда как на суше она поглощается в тонком поверхностном слое. По данным измерений на оз. Севан получены следующие отношения потока суммарной радиации на различных глубинах к потоку суммарной радиации на поверхности озера в мае ( $Q_V$ ), июле ( $Q_{VII}$ ) и сентябре ( $Q_{IX}$ ):

Глубина, м	0,5	1	2	3	5	8	10	15	20
$Q_V$	0,49	0,38	0,27	0,22	0,12	0,06	0,04	0,01	0,00
$Q_{VII}$	0,48	0,43	0,34	0,28	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03
$Q_{IX}$	0,41	0,36	0,27	0,23	0,15	0,10	0,07	0,04	0,01

Таким образом, солнечная радиация поглощается слоем воды толщиной около 10 м. Масса и теплосодержание столба воды такой толщины сравнимы с массой и теплосодержанием вертикального столба, включающего всю тропосферу и стратосферу. Благодаря этим особенностям теплообмена амплитуда годовых (равно как и суточных) колебаний температуры поверхностного слоя в океанах значительно меньше, чем на суше. Такое соотношение справедливо и для амплитуд годового хода температуры воздуха над материками и океанами в пределах всей тропосферы. Согласно данным табл. 12.4, разность температур летом и зимой в северном полушарии практически на всех широтах больше, чем на соответствующей широте в южном полушарии. Особенно ве-

лико это различие в широтной зоне 35—65°, где разность температур в северном полушарии в 3—5 раз больше, чем в южном на соответствующей широте (в этой зоне суша занимает на разных широтах 42—72 % в северном полушарии и 0—9 % в южном).

В стратосфере, как следует из табл. 12.5, годовые колебания температуры обусловлены в первую очередь непосредственным поглощением солнечной радиации в самой атмосфере. При этом, по-видимому, существенную роль играет отмеченное в главе 5 различие в радиационном режиме полушарий: за счет изменения расстояния между Землей и Солнцем поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы в январе примерно на 7 % больше, чем в июле. Благодаря этому температура января на всех широтах того и другого полушария должна быть несколько выше, а июля — ниже, чем при отсутствии этого астрономического эффекта. Амплитуда годового хода в северном полушарии — это разность средних за июль (или август) и январь (или февраль) температур, а в южном, наоборот, это разность средних за январь (или февраль) и июль (или август) температур. При существенном влиянии астрономического эффекта амплитуда годовых колебаний температуры в северном полушарии должна быть меньше, чем в южном. Данные табл. 12.5 подтверждают эту закономерность: в стратосфере (уровень 50 гПа) амплитуда годовых колебаний в умеренных и высоких широтах в южном полушарии больше, чем в северном.

Таблица 12.5. Амплитуда (°С) годовых колебаний средней зональной температуры

Уровень, гПа	φ° с. ш.					φ° ю. ш.				
	90	70	50	30	10	90	70	50	30	10
500	21,0	19,4	17,5	9,4	0,9	10,5	8,9	8,8	7,0	1,7
50	31,0	22,3	6,1	3,4	5,6	55,1	40,4	10,6	3,6	4,6

В тропосфере, в частности на уровне 500 гПа, этот астрономический эффект подавляется влиянием более мощного геофизического фактора — различием теплофизических свойств материков и океанов. Правда, уже на этом уровне в экваториальной области (широта 10°), где материки и океаны занимают в обоих полушариях примерно одинаковую площадь, амплитуда годовых колебаний в южном полушарии почти в 2 раза больше, чем в северном (1,7°С против 0,9°С). По данным табл. 12.4, на уровне 1000 гПа лето (июль) на экваторе на 1 °С холоднее зимы (январь) и разность температур (лето—зима) на уровнях 500 и 300 гПа на широте 10° в южном полушарии в 2 раза больше, чем в северном.

Поскольку зональные температуры для экваториальной обла-

сти определены не вполне надежно (редкая сеть станций, поле температуры размытое), З. М. Маховер вычислил средние за январь ( $T_I$ ) и июль ( $T_{VII}$ ) температуры по отдельным станциям (использованы наблюдения за 1951—1960 гг.). Оказалось, что на станциях, расположенных вблизи экватора (до  $12^\circ$  с. ш.), средняя температура тропосферы северного полушария (от 850 до 150 гПа) в январе на  $0,6$ — $1,6^\circ\text{C}$  выше, чем в июле. Так, в Банги ( $4,4^\circ$  с. ш.,  $18,6^\circ$  в. д.) на уровне 850 гПа  $T_I = 19,6^\circ\text{C}$ ,  $T_{VII} = 17,7^\circ\text{C}$ ; в среднем для тропосферы  $T_I = -20,7^\circ\text{C}$ ,  $T_{VII} = -21,5^\circ\text{C}$ . На станциях, лежащих севернее  $20^\circ$  с. ш., температура тропосферы в январе, совершенно естественно, ниже, чем в июле. В зоне  $12$ — $20^\circ$  с. ш. на океанских станциях  $T_I$  также выше  $T_{VII}$ , на материковых, наоборот,  $T_I$  ниже  $T_{VII}$ . Все эти факты говорят в пользу существенного влияния астрономического эффекта даже на температуру тропосферы. Однако в целом температура тропосферы регулируется геофизическими (земными) факторами: амплитуды годовых колебаний практически на всех широтах и всех тропосферных уровнях в северном полушарии больше, чем в южном. Согласно данным табл. 12.4, не составляет исключения и широта  $10^\circ$ , где на уровнях 1000, 850 и 700 гПа амплитуда в северном полушарии значительно больше, чем в южном. И только в стратосфере, где земная поверхность влияет меньше, влияние астрономического эффекта проявляется наиболее отчетливо.

Годовые колебания зональных температур в тропосфере и стратосфере тесно связаны с притоком солнечной радиации к земной поверхности. В табл. 12.6 приведены коэффициенты корреляции между средней месячной температурой на данной широте и притоком суммарной солнечной радиации к земной поверхности (также осредненным за месяц). Согласно этим данным, коэффициенты корреляции в тропосфере изменяются от 0,61 до 0,97 (с тенденцией увеличения при переходе от высоких широт

**Таблица 12.6. Коэффициенты корреляции между притоком суммарной радиации и средней месячной зональной температурой (по многолетним данным)**

$\varphi^\circ$ с. ш.	Уровень, гПа							
	850	700	500	300	200	100	50	30
80	0,72	0,69	0,82	0,88	0,92	0,87	0,87	0,92
70	0,85	0,96	0,61	0,92	0,95	0,89	0,96	0,88
60	0,74	0,86	0,82	0,75	0,97	0,98	0,98	0,98
50	0,83	0,81	0,78	0,74	0,98	0,69	0,99	1,00
40	0,80	0,76	0,97	0,88	0,71	-0,07	0,89	0,85
30	0,82	0,75	0,71	0,72	0,63	0,24	0,84	0,80
20	0,90	0,80	0,67	0,69	0,89	0,73	0,76	0,55

к низким). В нижней стратосфере (начиная с 200 гПа на широтах 60—80° и 50 гПа на широтах 30—50°) коэффициенты корреляции особенно велики: они колеблются в пределах 0,80—1,00. Только вблизи уровня 100 гПа в широтной зоне 30—40° связь между температурой и суммарной радиацией низкая (коэффициенты корреляции —0,07 и 0,24). Это объясняется, по-видимому, тем, что именно здесь наблюдается двойная тропопауза и сложный характер горизонтального и вертикального распределения температуры.

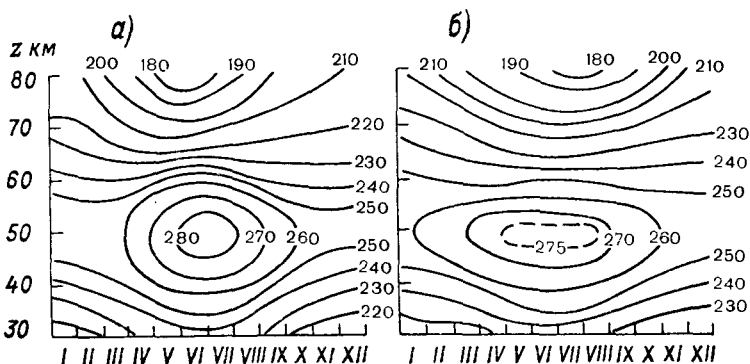


Рис. 12.10. Вертикально-временной разрез температуры (К) в слое 30—80 км.

а) 80° с. ш., б) 50° с. ш.

Тесная связь между температурой и притоком солнечной радиации обусловлена не прямым влиянием радиации (поглощением ее), а другими механизмами передачи энергии (в частности, турбулентным обменом), которые зависят от притока солнечной радиации.

Материалы ракетного зондирования атмосферы на 16 материковых и островных станциях в период с 1961 по 1968 г. использованы для построения меридиональных разрезов полей средних месячных температур для высот 30—80 км. Анализ разрезов позволяет проследить процесс перестройки поля температуры от месяца к месяцу. Область тепла вблизи стратопаузы постепенно распространяется из низких широт в умеренные и высокие с февраля по май. В мае в области стратопаузы происходит смена направления горизонтального градиента температуры и завершается формирование очага тепла (275 К) в приполюсном районе. В этот же период в мезосфере высоких широт наблюдается обратный процесс — формирование области холода с температурами 180—190 К. От января к июлю вертикальный градиент температуры в слое 50—80 км увеличивается от 1,1 до 3,6 К/км.

Представление о годовом ходе температуры на разных высотах позволяют составить графики термоизоплет (рис. 12.10). Отчет-

ливо видно образование области тепла вблизи стратопauзы летом и исчезновение ее зимой. В высоких широтах область тепла более обширна (очерчивается изотермой 260 К на высотах от 37 до 60 км) и сохраняется с апреля до середины октября. В умеренных широтах область тепла несколько меньше по толщине (очерчивается изотермой 260 К на высотах от 38 до 56 км), но существует она почти весь год. В мезосфере в летнюю половину года формируется область холода, расположенная над стратосферной областью тепла.

В табл. 12.7 приведены сведения об амплитудах годового хода температуры в слое 30—80 км. Наибольшие амплитуды на всех широтах наблюдаются в верхней мезосфере, наименьшие — в слое 55—65 км.

Таблица 12.7. Амплитуда (К) годового хода температуры в верхней стратосфере и мезосфере

φ° с. ш.	z, км										
	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80
80	32	31	34	34	31	28	23	14	20	34	43
60	34	34	34	29	20	15	11	21	34	49	55
50	20	22	24	23	19	12	9	18	27	38	45
30	13	12	9	8	7	7	7	10	10	11	15

**Суточные колебания температуры воздуха.** Наиболее значительные суточные колебания температуры наблюдаются в пограничном слое атмосферы (этот вопрос детально обсуждался в главе 10). Однако, как показали измерения, выполненные с помощью радиозондов и ракет, периодические изменения температуры имеют место и в свободной атмосфере. По наблюдениям в Ленинграде, амплитуда суточного хода температуры воздуха (2А), достигнув минимума на высоте около 1 км, выше вновь возрастает и в верхней тропосфере (7—10 км) составляет 4—5°C. Такие большие амплитуды с учетом полученных в последние годы данных о погрешностях радиозондов, обусловленных нагреванием прибора солнечной радиацией, следует признать завышенными.

В табл. 12.8 приведено изменение температуры только за ночные часы, чтобы исключить влияние радиационной погрешности радиозонда (использованы данные учашенного 2-часового зондирования в Подмоскowie). Поскольку на такие (а возможно, и несколько большие) значения температура понижается от полудня до захода солнца, то амплитуда суточного хода примерно в 2 раза больше приведенных в табл. 12.8 изменений температуры за ночь, т. е. амплитуда в свободной атмосфере (выше 2 км) составляет примерно 1—3°C.

Таблица 12.8. Изменение температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) за ночь

z км	Период наблюдений		
	10—20/V 1955 г.	20/V — 3/VI 1960 г.	25/1 — 8/II 1956 г.
0,19	-5,2	-6,4	-6,0
0—1	-1,4	-0,7	-0,1
2—4	-1,3	-1,2	-0,9
5—7	-1,3	-1,5	-1,3
8—10	-1,6	-1,4	-1,2
11—13	-0,9	-2,0	+0,2
14—16	-0,8	-2,1	+0,6
17—19	-0,4	-1,8	-0,6
20—22	+0,1	-2,0	—
2—10	-1,4	-1,4	-1,2
11—19	-0,6	-2,0	-0,3

По данным 16 ракетных зондирований атмосферы, проведенных с 16 июня по 2 июля 1965 г. на полигоне Уайт-Сэнт ( $32^{\circ}$  с. ш.), получены следующие значения амплитуды (2A) и времени ( $t_m$ ) наступления максимума температуры в ее суточном ходе:

z км . . . . .	40	44	48	52	56	60
2A $^{\circ}\text{C}$ . . . . .	1,4	3,6	5,5	8,4	7,4	9,8
$t_m$ ч . . . . .	14,4	17,3	15,3	13,6	12,3	12,1

Выполненные Л. А. Бирюковой и В. Г. Кастровым количественные оценки показали, что одним поглощением радиации озоном и водяным паром нельзя объяснить наблюдаемый суточный ход температуры (амплитуда, обусловленная этим фактором, составляет  $0,3^{\circ}\text{C}$  на высоте 3—5 км,  $0,2^{\circ}\text{C}$  на 10—15 км,  $0,8^{\circ}\text{C}$  на 25 км,  $1,6^{\circ}\text{C}$  на 30 км и  $2,2^{\circ}\text{C}$  на 35 км). По расчетам Ф. Джонсона, амплитуда суточного хода под влиянием поглощения солнечной радиации составляет: меньше  $1^{\circ}\text{C}$  до высоты 30 км,  $4,4^{\circ}\text{C}$  на высоте 42 км,  $5,3^{\circ}\text{C}$  на высоте 48 км и  $0,97^{\circ}\text{C}$  на 70 км.

## 5 Непериодические изменения температуры в различных слоях атмосферы

Повседневные наблюдения показывают, что наряду с рассмотренными в предыдущих параграфах сезонными (годовыми) и суточными колебаниями температуры воздуха во всех слоях атмосферы наблюдаются ее непериодические изменения. За сравнительно небольшие промежутки времени (от нескольких часов до