

Таблица 12.11. Коэффициенты корреляции  $r_{ij}$  между отклонениями температуры от средних значений на различных изобарических поверхностях. Северная Америка, 1957 и 1958 гг.

$p_i$ гПа	$p_j$ гПа							
	1000	850	700	500	400	300	200	100
1000	1,00	0,67	0,36	0,47	0,45	0,34	-0,27	-0,14
850	0,67	1,00	0,47	0,68	0,57	0,29	-0,45	-0,45
700	0,56	0,74	1,00	0,48	0,43	0,28	-0,31	-0,29
500	0,51	0,55	0,72	1,00	0,94	0,53	-0,55	-0,70
400	0,49	0,53	0,68	0,99	1,00	0,67	-0,55	-0,70
300	0,41	0,43	0,54	0,75	0,86	1,00	-0,02	-0,46
200	-0,21	-0,11	-0,14	-0,23	-0,23	-0,08	1,00	0,51
100	-0,36	-0,49	-0,64	-0,66	-0,68	-0,65	0,26	1,00

Примечание. Справа от диагонали, вдоль которой  $r_{ij}=1,00$ , представлены коэффициенты корреляции для зимы, слева от диагонали — коэффициенты для лета.

на одном уровне в большинстве случаев происходит повышение (понижение) температуры на другом, если оба уровня находятся в тропосфере или стратосфере. Если же один из уровней находится в тропосфере, а другой — в стратосфере, то знаки отклонений температуры в большинстве случаев на этих уровнях противоположны.

Как правило, более тесная связь наблюдается между отклонениями температуры на соседних изобарических поверхностях. Однако эта закономерность резко нарушается для уровней 300 и 200 гПа, между которыми чаще всего находится тропопауза. Коэффициенты корреляции между  $T'$  на уровнях 300 и 200 гПа зимой и летом близки к нулю.

## 6 Стратосферные потепления

Приведенные в п. 5 примеры резких изменений температуры относятся к случаям так называемых *зимних стратосферных потеплений в Арктике*, открытых в 1952 г. Р. Шерхагом. За прошедшие с тех пор годы детально изучены многие стороны этого интересного явления. Согласно данным за 1958—1967 гг., наибольшая повторяемость (18 случаев из 23) потеплений в стратосфере приходится на январь—март (в среднем по шести случаев в каждом месяце). В ноябре и декабре повторяемость потеплений в 2 раза меньше. Продолжительность большинства потеплений 7—12 сут (15 случаев из 23). В среднем повышение температуры в процессе потеплений составляет 26°C, при этом наблю-

дается практически линейная зависимость между продолжительностью потепления  $\Delta t$  и повышением температуры  $\Delta T$ :

$\Delta t$ сут. . . . .	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	12
$\Delta T$ °С . . . . .	14	18	24	26	29	36

Стратосферные потепления сопровождаются также сильной перестройкой барического поля — расчленением полярного циклона на два самостоятельных циклонических вихря либо смещением одного из антициклонов (центры которых находились над севером Атлантического или Тихого океана) в полярный район при одновременном перемещении полярного циклона в более южные районы.

Выделены два типа зимних стратосферных потепления — европейский и американский. Первый из них характеризуется формированием области тепла над Восточной или Центральной Европой с последующим смещением ее на запад, второй — формированием области тепла над востоком США или Канады и смещением ее на восток. На протяжении восьми зим (1957—1964 гг.) происходило более или менее строгое чередование обоих типов.

Существует несколько гипотез о причинах стратосферных потеплений. Наибольшим признанием пользуются две гипотезы. Одна из них объясняет потепления влиянием динамических факторов — нисходящих движений воздуха, сопровождающихся при устойчивой стратификации нагреванием последнего, — и в известной мере адвективным притоком тепла из умеренных широт. Вторая гипотеза объясняет потепления влиянием солнечной активности. В работах Х. П. Погосяна и его сотрудников (сторонников первого направления) показана тесная связь стратосферных потеплений с процессами в тропосфере. При этом большую роль играет масштаб тропосферных возмущений. Такие возмущения, как отдельные циклоны и антициклоны, распространяются лишь на самую нижнюю часть стратосферы (в виде ложбин и гребней). В то же время более крупные меридиональные преобразования полей температуры и давления в тропосфере охватывают, как правило, и всю стратосферу. Именно при таких крупномасштабных преобразованиях наблюдаются резкие повышения температуры в одних районах стратосферы Арктики и столь же резкие понижения в других.

Отметим одну особенность распределения температуры по горизонтالي. Выше указывалось, что в тропосфере антициклоны и гребни теплее циклонов и ложбин. Согласно данным табл. 12.12, разность температур в гребнях и ложбинах ( $\Delta T$ ) в средней тропосфере (500 гПа) зимой составляет 10—12 и 8—10 °С соответственно в высоких и умеренных широтах; летом на широте 50—70° эта разность уменьшается до 5—6 °С. Однако на поверхности 200 гПа, расположенной в самой нижней части стратосферы, разность  $\Delta T$  имеет противоположный знак; здесь гребни холоднее

ложбин (зимой на 8—10 °С, летом на 6—8 °С). На более высоких стратосферных уровнях (100, 50 и 30 гПа) разность температур  $\Delta T$ , оставаясь отрицательной, резко уменьшается по абсолютной величине (до 1—3 °С). По этой причине амплитуда волн давления с высотой затухает, ослабевают меридиональные движения и в стратосфере зимой формируется область низкого давления (циклон), а летом — область высокого давления (антициклон) с центрами вблизи полюса. Однако зональный перенос (западный зимой и восточный летом) нередко нарушается, особенно зимой, мощными меридиональными потоками, с которыми и связаны стратосферные потепления. Стратосферные ложбины наиболее часто формируются зимой над охлажденными материками, а гребни — над океанами.

Таблица 12.12. Разность температур (°С) в гребнях и ложбинах на различных изобарических поверхностях в тропосфере и стратосфере. Северное полушарие

Сезон	φ° с. ш.	Уровень, гПа					
		500	300	200	100	50	30
Зима	70	13	3	—8	—1	0	+1
	60	11	4	—10	—1	—1	+1
	50	9	4	—10	—3	—2	—2
	40	8	3	—8	—3	—2	—3
Лето	70	5	4	—6	—1	—1	—1
	60	6	4	—10	—3	—1	—1
	50	5	4	—9	—3	—1	—1
	40	2	0	—2	—3	—1	0

Все эти данные указывают на большую роль динамических процессов, протекающих в тропосфере и стратосфере, в возникновении зимних стратосферных потеплений.

Вторая гипотеза, как указывалось выше, связывает стратосферные потепления с солнечной активностью. Однозначной (или хотя бы достаточно устойчивой) связи между показателями солнечной активности (числа Вольфа, хромосферные вспышки, изменение числа и площади солнечных пятен, радиоизлучение Солнца и др.) и стратосферными потеплениями к настоящему времени не установлено. Так, В. Миронович по данным наблюдений за 11 стратосферными потеплениями нашел, что в период, предшествующий потеплению, магнитная активность Солнца заметно возрастает и через сутки после начала потепления достигает максимума. Однако на другом ряде наблюдений, который проанализировала Т. Х. Геохланян, этот вывод подтвердить не удалось.

Исследована также связь стратосферных потеплений с приведенной толщиной слоя озона  $X$ . Четкой прямой зависимости повышения температуры от изменения  $X$  не обнаружено. Так, в Алерте ( $82^\circ$  с. ш.,  $62^\circ$  з. д.) с 16 по 27 января 1963 г. на уровне 10 гПа температура повысилась на  $80^\circ\text{C}$  (от  $-80$  до  $0^\circ\text{C}$ ) и в этом же пункте с 13 по 20 января приведенная толщина слоя озона увеличилась на 1,73 мм; однако с 24 по 26 января 1970 г. в Поволжье  $X$  увеличилось на 1,83 мм, а с 26 января по 3 февраля температура повысилась только на  $40^\circ\text{C}$  (от  $-65$  до  $-25^\circ\text{C}$ ). Более определена связь стратосферных потеплений с междусуточной изменчивостью  $X$ . Если междусуточная изменчивость  $X$  превышает 1,5 мм, то температура на уровне 10 гПа повышается примерно на  $10^\circ\text{C}$  за сутки, и, наоборот, при междусуточной изменчивости  $X$  менее 0,7 мм заметное потепление на этом уровне не наблюдается.

Некоторые данные указывают на то, что потепления охватывают не только стратосферу, но и мезосферу. Так, в период проведения ракетного стратомезосферного эксперимента (октябрь 1970 г.—февраль 1971 г.) над о. Хейса уже в середине ноября в слое 70—80 км отмечались значительные колебания температуры (от 195 до 240 К) и высоты стратопазузы при сильном южном ветре скоростью до 50—80 м/с. В первых числах декабря в верхней мезосфере сформировалась область тепла с температурами, превышающими средние значения на 50—60 К. Ветер в мезосфере сначала был южным, а затем стал юго-восточным. Ниже 60 км отмечались обычные западный и северо-западный потоки. Такая картина сохранялась до середины декабря. В третьей декаде этого месяца область тепла сформировалась в верхней стратосфере (температура повысилась здесь до 280—290 К). В начале января область тепла распространилась еще ниже. Самая высокая температура (293 К) наблюдалась 6 января на уровне 40 км. Ветер в этот день был южным, его скорость достигала 176 м/с. К 13 января область тепла опустилась до 30 км, а восточные ветры — до 20 км. Выше 54 км вновь появились западные ветры, и в мезосфере сформировалась область холода с температурами около 200 К. Ракетное зондирование в Волгограде показало, что процесс потепления охватил огромную территорию, включающую и умеренные широты, где также область тепла сформировалась сначала в мезосфере, а затем распространилась и на стратосферу.

Установлена также связь стратосферных потеплений с критической частотой  $f^0$  ионосферной области  $F_2$ . Оказалось, что через сутки после наступления максимума температуры наблюдается резкое понижение  $f^0$  в случае так называемых *взрывных* (более мощных, но менее продолжительных) и плавное повышение  $f^0$  в случае *размытых* (менее мощных, но более продолжительных) стратосферных потеплений.