

В.В. Зуев, С.В. Смирнов

Отклик стратосферных изменений в стратификации вертикального распределения озона

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 16.11.2000 г.

Рассматриваются результаты анализа стратосферных изменений весной 2000 г. и их влияния на стратификацию вертикального распределения озона (ВРО). Основное внимание уделено выявлению тонкой слоистой структуры в ВРО и благоприятствующих этому метеорологических условий в атмосфере. Анализ проводился на основе данных аэрологического и лидарного зондирования атмосферы и озона. Установлено, что выраженная слоистая структура в ВРО может возникать под воздействием горизонтально-вертикального переноса озона в контрастных частях высотной ложбины, связанной с мощным, обширным центральным циклоном. При этом возникающие слоистые структуры различаются по месту образования. В передней части высотной ложбины в области развитой высотной фронтальной зоны (в дельте ВФЗ) слоистая структура имеет тонкие быстроменяющиеся слои ниже озонового максимума. В тыловой части (на входе ВФЗ) она формируется в виде мощного вторичного максимума озона в нижней стратосфере над тропопаузой.

Введение

В настоящее время в области физики и химии атмосферного озона имеется ряд актуальных проблем, требующих глубокого изучения. Среди них – проблемы, связанные с процессами переноса, перемешивания (перераспределения) и фотохимического разрушения стратосферного озона в переходной области между умеренными (средними) и арктическими широтами, т.е. там, где располагается граница циркулярного стратосферного вихря. Эти процессы, как теперь установлено [1], оказывают непосредственное влияние на трансформацию вертикального распределения озона (ВРО) и формирование в нем слоистой или тонкой структуры (ТС).

Впервые внимание на слоистую структуру в ВРО было обращено в одной из работ Добсона [2], а также в одной из первых отечественных монографий по озону [3]. Исследования пространственно-временных изменений ВРО, обобщенные в [4], показали, что ТС в ВРО чаще всего наблюдается в зимне-весеннее время во внетропических широтах. Причем, как отмечается в [5], число слоев в ВРО и их количественные характеристики (толщина и горизонтальная протяженность слоя и соответственно количество озона в нем, продолжительность существования слоя, высота локализации слоя) напрямую зависят от типа синоптической ситуации. Например, для Центральной Европы существуют три группы таких ситуаций: предпочтительных, непредпочтительных и нейтральных к появлению выраженной слоистости [5]. Результаты статистического анализа слоистой структуры в ВРО над этим регионом за период наблюдений с 1968 по 1993 г., представленные в [6], показали уменьшение числа выраженных слоев в ВРО и содержания озона в них. Этому соответствуют в тропосферной циркуляции, согласно результатам объективного анализа данных аэрологического зондирования [7], увеличение количества синоптических ситуаций с выраженным западным зональным переносом и уменьшение числа ситуаций с выраженным меридиональным переносом.

В настоящее время четко установлена связь между нитевидной структурой в горизонтальном распределении озона и слоистой структурой в ВРО, которые наблюдаются в нижней стратосфере средних широт вдоль границы циркулярного вихря [8–10]. Здесь эти структуры возникают под воздействием крупномасштабной квазигоризонтальной адвекции в высокоградиентном, характерном для границы вихря, поле потенциального вихря скорости, в котором происходит нарушение ламинарности зонального стратосферного переноса, связанного с разрушением длинных планетарных волн [8, 11, 12]. Это приводит как к частичной, так и к полной изоляции воздушных масс с образованием в поле озона горизонтальных нитевидных полос и структур типа «кошачьего глаза» [12, 13]. Дальнейшим развитием этих локальных вихрей может быть их самостоятельная миграция в средних широтах. Время жизни подобных нитевидных и вихревых структур в горизонтальном поле озона и связанной с этим слоистости в ВРО равно двум неделям и более [1], что сравнимо со временем фотохимического воздействия озоноразрушающих веществ на стратосферный озон в средних широтах [14]. Поэтому появление в этих широтах в конце 90-х гг. мигрирующих озоновых мини-дыр, возможно, связано, в частности, с интенсификацией вышеназванных динамических процессов.

Целью данной работы являются анализ стратосферных изменений весной 2000 г. и их влияния на стратификацию ВРО на основе данных аэрологического зондирования атмосферы и лидарного зондирования озона, а также выявление случаев с ТС ВРО и благоприятствующих этому метеорологических условий в атмосфере.

Анализ данных лидарного зондирования озона

В течение трех весенних месяцев 2000 г. было проведено 15 ночных серий лидарных наблюдений ВРО в стратосфере. Каждая серия состояла из 4–6 измерений с 9-минутным временем накопления лидарных сигналов. Вертикальное разрешение при зондировании составляло

100 м до высоты 18 км, 200 и 400 м – соответственно до 24 км и выше.

Высотный диапазон, в котором вообще следует рассматривать слоистую структуру в ВРО, охватывает нижнюю стратосферу – слой от тропопаузы до 20–23 км, где наблюдается максимальная изменчивость озона. Оценка слоистости в ВРО проводилась на основе субъективного анализа полученных профилей озона по форме их контура и наличию в них узких выраженных слоев как в виде провалов, так и в виде пиков относительно среднего контура. Критерием при этом служило сравнение горизонтальных и вертикальных размеров слоев с СКО, характерным для данной высоты. Превышение рассматривалось как аномалия, и этот профиль отбирался для дальнейшего анализа.

В результате были обнаружены два случая, когда наблюдались выраженные слои, – это профили озона, полученные 14 и 20 марта и показанные на рис. 1 в виде средних ночных профилей. В ВРО от 14 марта в высотных диапазонах 16–17 и 17–20 км наблюдались слои с повышенным и пониженным содержанием озона соответственно; 20 марта мощный слой озона наблюдался на высотах от 13 до 16 км и представлял собой типичный пример ВРО с мощным вторичным озонным максимумом в нижней стратосфере. В целом оба профиля озона соответствовали повышенному общему содержанию озона (ОСО) в атмосфере. Так, наблюдения за ОСО в эти дни показали значения 424 и 431 е.Д., которые превысили среднемесячный уровень на 6 и 8% соответственно.

При зондировании 14 марта удалось проследить процесс быстрой пространственно-временной трансформации ТС ВРО. Рис. 2 показывает эти изменения, а табл. 1 представляет основные характеристики слоя, в котором наблюдалось кратковременное повышенное содержание озона (ВГС – верхняя граница слоя, МС – его максимум, НГС – нижняя граница, $\Delta h = h_{\text{ВГС}} - h_{\text{НГС}}$ – толщина в основании, $\Delta l = n_{\text{МС}} - (n_{\text{ВГС}} + n_{\text{НГС}})/2$ – относительная магнитуа слоя).

Обычно, исследуя слоистую структуру, отдельно рассматривают слои толщиной до 500 м и более. В первом случае время жизни слоев, возникающих, как полагают, благодаря интрузии, зависит от интенсивности перемешивания за счет вертикальной турбулентной диффузии, которая размывает тонкие слои в течение нескольких десятков минут или часов. Во втором случае, когда слои образуются за счет крупномасштабной горизонтальной адвекции, время их жизни может быть от нескольких дней до двух недель и более и будет зависеть от интенсивности и продолжительности адвекции.

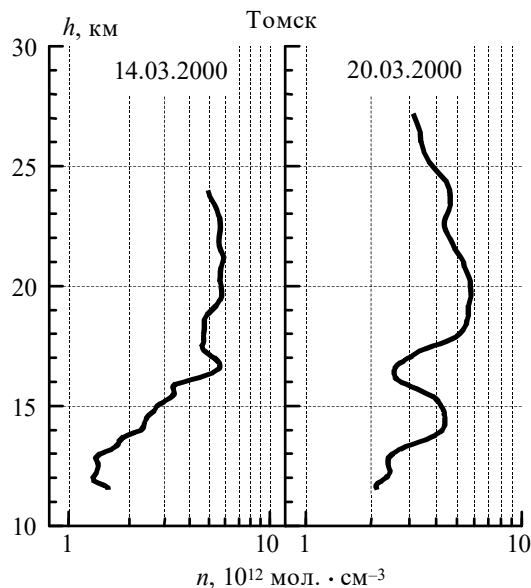


Рис. 1. Вертикальное распределение озона с выраженной тонкой слоистой структурой по данным лидарного зондирования 14 и 20 марта 2000 г. в г. Томске

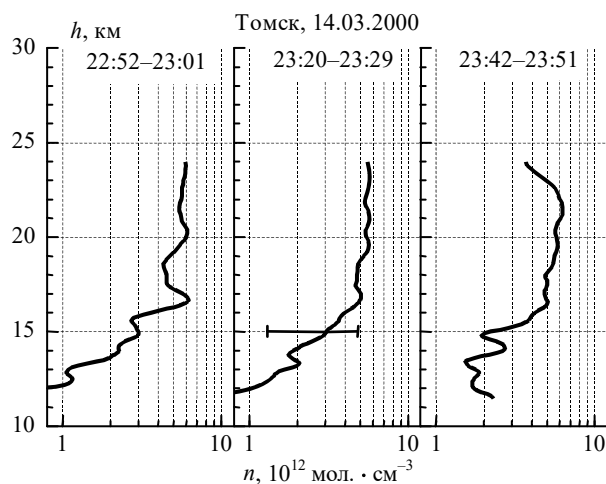


Рис. 2. Быстропротекающие изменения слоистой структуры вертикального распределения озона в течение ночи 14 марта 2000 г. Доверительный интервал показывает СКО

Т а б л и ц а 1

Характеристики слоя с повышенным содержанием озона, наблюдаемого в период лидарного зондирования ВРО 14.03.2000 г.

Время местное	Высота h , км			Концентрация озона n , 10^{12} мол·см $^{-3}$			Δh , км	Δl , 10^{12} мол·см $^{-3}$
	ВГС	МС	НГС	ВГС	МС	НГС		
22:52–23:01	17,6	16,7	15,6	4,51	6,23	2,69	2,0	2,63
23:20–23:29	17,3	16,9	16,0	4,74	5,05	3,96	1,3	0,70
23:42–23:51	17,0	16,5	16,0	4,82	5,01	4,17	1,0	0,51

В нашем случае, как видно на рис. 2 и в табл. 1, размывание слоистой структуры произошло практически за полчаса, в течение которого горизонтальная протяженность (магнитуа) «позитивного» слоя изменилась почти в 4 раза, а его толщина – в 1,5 раза.

Как отмечается в [3], за счет турбулентного перемешивания при характерном для стратосферы значении вертикальной составляющей коэффициента турбулентной диффузии, равном $2 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, разрушение слоя толщиной, например, 400 м должно произойти за 6 ч, если процесс

адвекции не будет его поддерживать. Однако в присутствии значительных горизонтально-вертикальных сдвигов ветра, которые наблюдаются в контрастных высотных фронтальных зонах (ВФЗ), размывание или образование слоев может происходить гораздо быстрее. Поэтому незначительные квазигоризонтальные колебания ВФЗ в нижней стратосфере, где озон, как известно, является долгоживущей составляющей, могут приводить к значительным вариациям его содержания.

Анализ данных аэрологического зондирования атмосферы и измерений ОСО

Для оценки стратосферных изменений и их влияния на стратификацию ВРО были проанализированы данные аэрологического зондирования атмосферы в Новосибирске (удаление от Томска составляет около 200 км на ЮЮЗ) и в с. Александровском (600 км на СЗ), а также данные спектрофотометрических наблюдений ОСО в Томске, полученные за период с марта по май 2000 г. Поскольку нас интересовали только нижняя стратосфера и крупномасштабные синоптические процессы, то для их анализа мы посчитали оптимальным рассмотреть два уровня: тропопаузу (8–12 км) и 100-гПа изобарическую поверхность (15,5–16,5 км). Так, изменения термодинамических параметров на уровне тропопаузы (ТП) хорошо отражают тропосферные циркуляционно-синоптические процессы, а на уровне 100 гПа – волновую активность стратосферной циркуляции. На каждом уровне рассматривалось давление p (гПа) или геопотенциальная высота $H = 0,11gh$ (гп. м), температура T (К), а также рассчитывалась скорость зональной u ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) и меридиональной v ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) составляющих ветра и потенциальная температура θ (К):

$$u = V \cos(D + 90); \quad v = V \sin(D - 90);$$

$$\theta = T/(1000/p)^{0,288},$$

где V и D – скорость и направление ветра соответственно.

Разложение на составляющие ветра было сделано с целью упрощения графического представления ветра. Использование же потенциальной температуры было обусловлено тем, что она адекватно характеризует устойчивость стратификации атмосферы. Так, если $\partial\theta/\partial t > 0$, то устойчивость возрастает, что наблюдается при усилении антициклонической циркуляции, а при $\partial\theta/\partial t < 0$ – наоборот.

Для устранения из временных рядов мелкомасштабных и короткопериодных вариаций, вызываемых атмосферными мезомасштабными процессами – фронтами, волновыми циклонами и заключительными антициклонами, данные были сглажены 5-дневным скользящим средним. Временные ряды после этой процедуры представлены на рис. 3 и 4 (звездочками на временной шкале показаны 14 и 20 марта, когда по данным лидарного зондирования в ВРО наблюдалась тонкая слоистая структура), а в табл. 2 приведены значения коэффициентов корреляции, рассчитанной для этих рядов.

На основании полученных данных о поведении термодинамических параметров (см. рис. 3 и 4) и их взаимосвязях (см. табл. 2) можно восстановить картину происходивших весной 2000 г. стратосферных изменений, уделив при этом особое внимание двум датам – 14 и 20 марта.

Корреляция между термодинамическими параметрами и общим содержанием озона за март–май 2000 г.

Коэффициент корреляции	Новосибирск	Александровское
$\text{ОСО} \cdot T_{\text{ТП}}$	0,11	-0,19
$\text{ОСО} \cdot T_{100}$	0,20	< -0,10
$\text{ОСО} \cdot p_{\text{ТП}}$	0,51	0,15
$\text{ОСО} \cdot H_{100}$	-0,49	0,50
$\text{ОСО} \cdot u_{\text{ТП}}$	< 0,10	-0,23
$\text{ОСО} \cdot u_{100}$	0,47	0,23
$\text{ОСО} \cdot v_{\text{ТП}}$	0,13	< 0,10
$\text{ОСО} \cdot v_{100}$	0,49	0,40
$\text{ОСО} \cdot \theta_{\text{ТП}}$	-0,78	-0,60
$\text{ОСО} \cdot \theta_{16 \text{ км}}$	0,59	0,17
$T_{\text{ТП}} \cdot T_{100}$	0,86	0,87
$H_{100} \cdot T_{100}$	0,71	0,78
$p_{\text{ТП}} \cdot T_{\text{ТП}}$	0,81	0,88
$u_{\text{ТП}} \cdot u_{100}$	0,21	0,57
$v_{\text{ТП}} \cdot v_{100}$	0,75	0,72
$\theta_{\text{ТП}} \cdot \theta_{16 \text{ км}}$	-0,47	-0,56

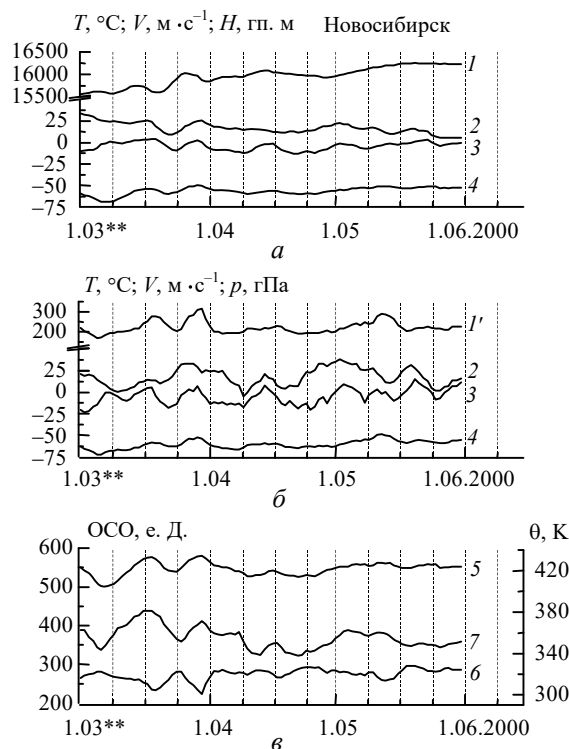


Рис. 3. Временная изменчивость метеозлементов на уровне 100 гПа (а) и на уровне тропопаузы (б) по данным аэрологического зондирования атмосферы в Новосибирске и вариации потенциальной температуры и общего содержания озона (в): 1 – геопотенциальная высота 100-гПа изобарического уровня; 1' – давление на уровне тропопаузы; 2 – зональная составляющая ветра; 3 – меридиональная составляющая ветра; 4 – температура; 5 и 6 – потенциальная температура на 100 гПа и тропопаузы соответственно; 7 – общее содержание озона над Томском. Все кривые являются 5-дневными скользящими средними. Звездочками отмечено 14 и 20 марта 2000 г.

Анализ влияния стратосферных изменений на общее содержание и вертикальное распределение озона

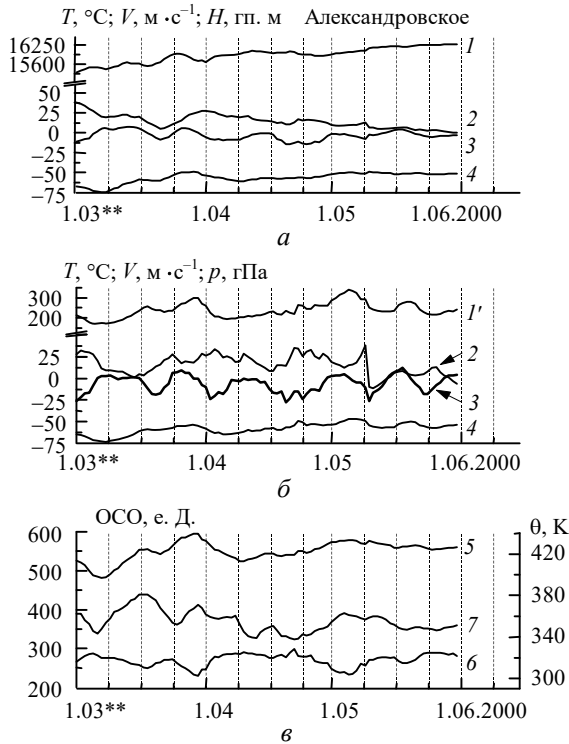


Рис. 4. То же, что и на рис. 3, только для с. Александровского

В начале марта атмосферная циркуляция над пунктами наблюдений была обусловлена высоким, теплым, блокирующим сибирским антициклоном – сезонным центром действия атмосферы, активная фаза которого закончилась к 5–7 марта и, по всей видимости, была связана с процессом потепления арктической верхней стратосферы внутри циркумполярного вихря. При этом на границе вихря над антициклоном в нижней стратосфере должны были наблюдаться anomalously низкие температуры и усиление ветра, а также низкие значения ОСО. Именно об этом и свидетельствуют данные аэрозондирования атмосферы и озонметрических наблюдений. Затем метеорологические условия и антициклоническая циркуляция над пунктами наблюдений сменились на циклоническую. Этот процесс имел максимальное развитие в середине и в конце марта.

Сформировавшаяся барическая система представляла собой обширный, высокий, малоподвижный, холодный центральный циклон, центр которого медленно смещался от Северной Европы до Таймыра в течение почти трех недель. С этим циклоном связано повышение температуры тропопаузы и нижней стратосферы, а также усиление скорости ветра. Активность циклона над пунктами наблюдений была временно ослаблена только в третьей декаде марта, когда вновь произошло усиление сибирского антициклона, которое было более выраженным над Новосибирском. Последующее развитие циркуляционно-синоптических процессов над обширной европейско-азиатской частью России в течение более чем двух недель апреля было обусловлено малоградиентным полем высокого давления, на северной периферии которого располагалась планетарная ВФЗ, а справа под ней на антициклонической стороне – пункты наблюдений. Наконец, в мае в течение более чем двух недель район опять располагался в ложбине мощного центрального циклона.

Обратимся к рис. 3, в и 4, в, где хорошо видно, что относительные минимумы ОСО соответствуют относительным минимумам потенциальной температуры в нижней стратосфере, а на уровне тропопаузы – ее максимумам (и наоборот). Это значит, что усиление устойчивости стратификации тропосферы под воздействием антициклонов сопровождается ее ослаблением в нижней стратосфере, а ослабление устойчивости стратификации тропосферы под воздействием циклонов – ее усилением.

Объяснение этому можно найти в волновой теории стратосферной циркуляции (см., например, в [15]), которая показывает, что в гребнях длинных планетарных волн ветром индуцируются восходящие токи, в ложбинах – нисходящие. В передних (тыловых) частях ложбин (гребней) наблюдаются положительные возмущения поля потенциальной температуры $\partial\theta/\partial t > 0$ и меридиональная составляющая ветра, которая направлена на север. Соответственно, в передних (тыловых) частях гребней (ложбин) появляются отрицательные возмущения поля потенциальной температуры $\partial\theta/\partial t < 0$ и меридиональная составляющая ветра, направленная на юг. При этом усиление блокирующих процессов в тропосфере вызывает большую деформацию планетарных волн в стратосфере, т.е. увеличение их амплитуды. Это приводит к усилению конвергенции зонально усредненного турбулентного потока тепла в более высоких широтах, который компенсируется за счет охлаждения при восходящих движениях.

В более низких широтах происходит усиление дивергенции потока, который, в свою очередь, компенсируется за счет нагревания при нисходящих движениях. Поэтому усиление волновой активности в стратосфере в более высоких средних широтах приводит к усилению вертикальных движений в гребнях волн, но ослаблению нисходящих движений в их ложбинах, а в более низких средних широтах – к ослаблению вертикальных движений в гребнях волн и усилению нисходящих движений в ложбинах.

Таким образом, восходящие вертикальные токи в стратосфере увлекают воздух из нижележащих слоев с меньшим содержанием озона и понижают тем самым его общее содержание. Соответственно, нисходящие вертикальные токи увеличивают ОСО. Отсюда следует, что чем глубже проникают высокие антициклоны на север, тем интенсивнее будет происходить уменьшение ОСО в воздушных массах, связанных с ними, и, соответственно, чем южнее смещаются мощные центральные циклоны, тем относительно большие значения ОСО будут наблюдаться в них.

Рассмотрим теперь подробнее, какие стратосферные процессы отразились в формировании слоистой структуры в ВРО 14 и 20 марта (см. рис. 1). Как видно на рис. 3 и 4, оба эти события наблюдались в период действия мощного, высокого центрального циклона. Фаза усиления циклоничности, связанная с передней частью высотной ложбины циклона, наблюдалась 14 марта. По данным аэрологического зондирования 14 марта в Новосибирске и с. Александровском на уровне 100 гПа средняя скорость ЗЮЗ ветра составляла около 21 и 28 м·с⁻¹ соответственно, в то время как на уровне тропопаузы наблюдалась дивергенция вектора скорости ветра ($C3 - 6$ м·с⁻¹ над Новоси-

бирском и ЮЗ – $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ над Александровском). Тривиальный расчет показывает, что наблюдаемые в нижней стратосфере горизонтальные изменения концентрации озона соответствуют градиенту около $2,8 \cdot 10^{12} \text{ мол} \cdot \text{см}^{-3} / 100 \text{ км}$. Столь высокие значения могут наблюдаться только в поле озона в планетарной ВФЗ, разделяющей арктическую и среднеширотную воздушные массы, что, собственно, и наблюдалось в этот период.

К 20 марта циклон сместился восточнее, и пункты наблюдений оказались уже в тыловой части высотной ложбины, для которой характерны усиление антициклоничности и адвекция холода. Поскольку интенсивность меридиональной адвекции, как показали данные аэрозондирования, на уровне тропопаузы была гораздо выше, чем на уровне 100 гПа, а нисходящие движения в верхней тропосфере в тыловой части ложбины уже доминировали, то это и привело к формированию выраженного вторичного озонного максимума, наблюдаемого в нижней стратосфере над тропопаузой.

Заключение

Проведенный комплексный анализ данных аэрологического и озонметрического зондирования атмосферы позволил даже на небольшом по объему информации материале провести исследование влияния атмосферных циркуляционных процессов на ВРО и ОСО в весенний период, когда происходит сезонная перестройка и наблюдается максимальная изменчивость озона.

Анализ показал, что выраженная слоистая структура в ВРО может возникать под воздействием горизонтально-вертикального переноса озона в контрастных частях высотной ложбины, связанной с мощным, обширным центральным циклоном. При этом возникающие слоистые структуры отличаются друг от друга в зависимости от места образования. В передней части высотной ложбины в области развитой высотной фронтальной зоны (в дельте ВФЗ) слоистая структура имеет тонкие быстроменяющиеся

слои ниже озонного максимума, в тыловой части (на входе ВФЗ) она формируется в виде мощного вторичного максимума озона в нижней стратосфере над тропопаузой.

Несомненно, подобные исследования будут продолжены, потому что для полной убежденности необходимо гораздо больше статистического материала, который мы надеемся получить в течение ближайших двух-трех лет.

Авторы выражают искреннюю благодарность П.А. Хряпову и А.В. Невзорову за предоставленные данные лидарного зондирования ВРО.

Работа выполнена на Сибирской лидарной станции при финансовой поддержке Миннауки РФ (рег. № 01-64) и РФФИ (грант № 99-05-64943).

1. *Ozone Science: A Canadian Perspective on the Changing Ozone Layer* / Eds. D. I. Wardle et al. Environment Canada. 1997. 119 p.
2. *Dobson G.M.B.* // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1973. V. 99. P. 599–607.
3. *Перов С.П., Хргиан А.Х.* Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 288 с.
4. *Reid S.J., Vaughan G.* // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1991. V. 117. P. 825–844.
5. *Halenka T., Mlch P.* // Stud. Geophys. et Geod. 1996. V. 40. P. 192–215.
6. *Mlch P., Laštovička J.* // Ann. Geophysicae. 1996. V. 14. P. 744–752.
7. *Enke W., Spekat A.* // Proc. 6th Inter. Meet. Stat. Clim. Galway, Ireland. 1995. P. 339–342.
8. *Waugh D.W., Plumb R.A.* // J. Atmos. Sci. 1994. V. 51. P. 530–540.
9. *Orsolini Y.J.* // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1995. V. 121. P. 1923–1941.
10. *Orsolini Y., Simon P., Cariolle D.* // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 839–842.
11. *Waugh D.W., Plumb R.A., Atkinson R.J. et al.* // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 1071–1088.
12. *Ngan K., Shepherd T.G.* // J. Fluid Mech. 1997. V. 334. P. 315–351.
13. *Appenzeller C., Davies H.C., Norton W.A.* // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 1435–1456.
14. *Von der Gathen P., Rex M., Harris N.R.P. et al.* // Nature. 1995. V. 375. P. 131–134.
15. *Брасье Г., Соломон С.* Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 414 с.

V.V. Zuev and S.V. Smirnov. Response of stratospheric changes in stratification of the ozone vertical distribution.

This paper presents the analysis of stratospheric changes in spring of 2000 and their influence on stratification of the ozone vertical distribution. It is mainly attended by finding the cases with thin laminated structure in ozone vertical profiles and meteorological situations favouring the formation of laminae. The analysis was carried out on the base of aerological (balloon) and lidar ozone sensing data. It was ascertained that the pronounced laminated structure in ozone vertical profiles could be formed by horizontal and vertical transports of ozone connected with high-gradient thermobaric fields in the upper trough of high, expansive central cyclone. In this case, laminated structures can be differed from each other by the place of their formation. In the front of upper trough in the delta of high frontal zone, the laminated structure has quickly changeable thin laminae lower the ozone maximum. In the backside of the upper trough (in the entry to high frontal zone), the laminated structure is formed as the second ozone maximum in the lower stratosphere over a tropopause.