

Особенности высотного распределения озона в переходной зоне «материк—океан» по данным лидарного зондирования

О.А. Букин, Ю.Н. Кульчин, А.Н. Павлов, С.Ю. Столярчук, К.А. Шмирко*

*Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 5*

Поступила в редакцию 7.04.2008 г.

Приведено описание лидара для измерения высотных профилей озона. Рассмотрены результаты лидарного зондирования стратосферного озона в переходной зоне «материк—океан» в зимний период 2008 г. Выделены характерные особенности распределения озона, и дано возможное объяснение наблюдаемых вертикальных распределений озона на основании траекторного анализа.

Ключевые слова: лидар дифференциального поглощения, слоистая структура ВРО, струйные течения.

Озон является одним из основных радиационно-активных компонентов атмосферы и в значительной степени влияет на формирование климатических условий на планете [1]. Это воздействие осуществляется через различные механизмы, основным из которых считают полное поглощение биологически вредной коротковолновой радиации. Другой механизм воздействия проявляется в увеличении разности усредненных температур стратосферы и тропосферы в результате изменения концентрации стратосферного озона. По некоторым данным уменьшение озонового слоя в последние десятилетия XX в. привело к охлаждению верхней стратосферы на 3–6 °С [2, 3]. Охлаждение стратосферы происходило одновременно с увеличением количества парниковых газов и повышением температуры в тропосфере. Увеличение температурных градиентов, по оценкам некоторых моделей [4, 5], приводит к возрастанию скорости ветра как в стратосфере, так и у поверхности земли.

Созданные к настоящему времени глобальные климатические модели удовлетворительно прогнозируют крупномасштабные процессы в Южном полушарии, например циркуляцию верхних слоев атмосферы, динамику озона над Антарктидой. Считается, что антарктические ветры формируют относительно устойчивый в течение полярной ночи вихрь [6]. Сложная топография в Северном полушарии делает арктическую атмосферу более динамичной и непредсказуемой. Здесь же имеется ряд региональных особенностей, учесть которые можно только при расширении объема информации о пространственных (особенно высотных) распределениях радиационно-активных компонентов атмосферы.

Одной из таких особенностей является наличие областей разрыва тропопаузы, которые существенным образом оказывают влияние на процессы обмена между стратосферой и тропосферой и распределение озона в атмосфере [6–9]. В глобальном масштабе исследование озоновой компоненты атмосферы возможно проводить при комплексном использовании как спутниковых и метеоданных, так и результатов лидарного зондирования высотного распределения озона (ВРО).

Переходная зона «материк—океан» в северо-западной части Тихого океана является очень интересной с точки зрения специфики вариаций озонового слоя, которая определяется, с одной стороны, крупномасштабными атмосферными континентальными процессами, такими как восточно-сибирский и азиатский антициклоны, а с другой — атмосферными процессами, протекающими над океаном (например, тропическими и внетропическими циклонами).

На широту г. Владивостока распространяется действие самого мощного слоя озона в Северном полушарии. В 88% случаев он находится над Северо-Восточной Азией (60–160° в.д.), на оси ложбины низкого давления воздуха на уровне 100 мбар, которая направлена от бассейна р. Индигирки в сторону о. Хоккайдо [9]. Этот планетарный максимум располагается на северо-востоке от ядра Сибирского зимнего антициклона и смещается вдоль побережий Японского, Охотского и Берингова морей. Региональной особенностью Азиатско-Тихоокеанского гребня озона является то, что в отличие от других локальных максимумов Северного полушария этот экстремум практически полностью исчезает в летний период при смене режима циркуляции. С юга этот озоновый максимум ограничен субтропической зоной с часто повторяющимися на ее границе струйными течениями, проходящими с запада на северо-восток над Японией [10, 17], которые играют большую роль в процессе обмена меж-

* Олег Алексеевич Букин (o_bukin@mail.ru); Юрий Николаевич Кульчин; Андрей Николаевич Павлов (anpavlov@iacr.dvo.ru); Сергей Юрьевич Столярчук; Константин Александрович Шмирко (shmirko.konstantin@gmail.com).

ду стратосферой и тропосферой в зоне разрыва тропопаузы вблизи оси струи [11, 12].

Кроме того, характерные для данного района тропические циклоны также приводят к изменениям ВРО. Так, например, в работе [13] приводятся результаты, демонстрирующие, что в большинстве случаев тропических циклонов наблюдаются уменьшение содержания тропосферного озона (66% для развивающейся тропической депрессии и 72% для тропического шторма) и увеличение концентрации озона в стратосфере. Однако для тропического шторма (TS) и тайфунов (TY) в 51% случаев наблюдается уменьшение концентрации озона как в тропосфере, так и в стратосфере. Это связано с проникновением восходящих потоков в TS и TY на большие высоты.

Специфика данного района проявляется и в близости одного из основных поставщиков аэрозоля в атмосферу этого региона — пустыни Гоби, которая является мощным фактором воздействия на динамику радиационно-активных компонентов атмосферы. Близость к аридным регионам материка проявляется с февраля по июнь, когда господствующий азиатский антициклон поставляет в атмосферу на высоту тропопаузы континентальный аэрозоль [14], который может активно взаимодействовать с озоном и являться дополнительным стоком его концентрации [6, 9, 15].

Для исследования динамики ВРО в переходной зоне «материк—океан» на побережье залива Петра Великого (координаты лидарной станции ИАПУ ДВО РАН 43,2° с.ш., 131,9° в.д.) был установлен озонный лидар, разработанный Центром физического приборостроения Института общей физики РАН им. А.М. Прохорова. Лидар позволяет проводить измерения ВРО в диапазоне высот от 1 до 45 км, паров воды в интервале от 0,6 до 3 км, имеется канал для измерения интенсивности комбинационного рассеяния атмосферного азота.

Характеристики установки следующие: апертура приемного телескопа 600 мм; источник излучения — ХеСI-лазер CL7000, длина волны излучения эксимерного лазера 308 нм; энергия излучения в импульсе 270 мДж; частота повторения лазерных импульсов 100 Гц; используется водородная кювета для ВКР-преобразования частоты излучения лазера в излучение с длиной волны 353 нм. Система регистрации работает в режиме счета фотонов и включает 8 каналов с фотоэлектронными умножителями Hamamatsu R7400. С целью уменьшения динамического диапазона регистрируемого сигнала применяются механическая и электронная отсечки, которые могут работать в совместном или раздельном режимах. Минимальная высота, с которой возможна эффективная отсечка сигнала, составляет примерно 6 км.

Для восстановления вертикального распределения озона в атмосфере по данным зондирования применяется методика дифференциального поглощения, основанная на различном ослаблении оптического излучения на близких длинах волн [16].

Расчет концентрации озона проводится с использованием следующего соотношения:

$$n_{oz} = -\frac{1}{2\Delta\sigma_{oz}} \frac{\partial}{\partial z} \ln\left(\frac{P_{on}}{P_{off}}\right) - \frac{1}{\Delta\sigma_{oz}} (\alpha_{on}^R - \alpha_{off}^R),$$

где $\Delta\sigma_{oz} = \sigma_{oz}^{on} - \sigma_{oz}^{off}$ — дифференциальное сечение поглощения озона; P_{on} , P_{off} — интенсивность рассеянного излучения на двух длинах волн; α^R соответствует коэффициенту молекулярного ослабления на соответствующих длинах волн; индексы «on» и «off» соответствуют длинам волн 308 и 353 нм соответственно.

Для расчета профиля молекулярного ослабления и обратного рассеяния использовались данные метеорологического зондирования температуры, проводимые вблизи лидарной станции два раза в сутки (в 00 и 12 UTC) [17]. Это позволило учесть региональные и сезонные особенности, которые проявляются на высотном распределении температуры.

Поскольку метод дифференциального поглощения чувствителен к величине отношения сигнала обратного рассеяния к шуму, то при восстановлении профиля концентрации озона применялся адаптивный полиномиальный фильтр второго порядка в скользящем окне. Такой подход позволяет в каждой измеряемой точке одновременно получить как сглаженную величину сигнала обратного рассеяния, так и его производную.

Для каждой точки X выбиралось окно, содержащее n точек слева и столько же справа от исходной. Методом наименьших квадратов выбранное множество точек аппроксимировалось полиномом второй степени, после чего сглаженные непрерывные функции сигнала и производной использовались для расчета концентрации озона. Основным отличием этого метода является динамическое изменение окна сглаживания в программно заданных границах в соответствии с изменением дисперсии значений сигнала в выбранной точке.

В результате измерений ВРО, которые проводились с июня 2007 г., было отмечено, что регистрируются два типа высотных распределений. Первый из них характеризуется наличием одного максимума в диапазоне высот порядка 20 км, второй тип ВРО, которое более часто встречалось в зимний период, имело несколько локальных максимумов (слоистая структура ВРО). На рис. 1,а представлены профили концентрации озона при наличии сложной структуры ВРО и в ее отсутствие по данным лидарных измерений в январе—феврале 2008 г. Максимум ВРО в этот период приходится на 20 км с полушириной распределения 15 км в интервале высот от 12 до 27 км, максимальная концентрация достигает $5 \cdot 10^{12}$ мол. · см⁻³, что соответствует значениям для этих широт, известным по литературным источникам [9].

Вероятность появления локального максимума ВРО, расположенного обычно на высоте 12—15 км, в зимний период 2008 г. составляла более 80%.

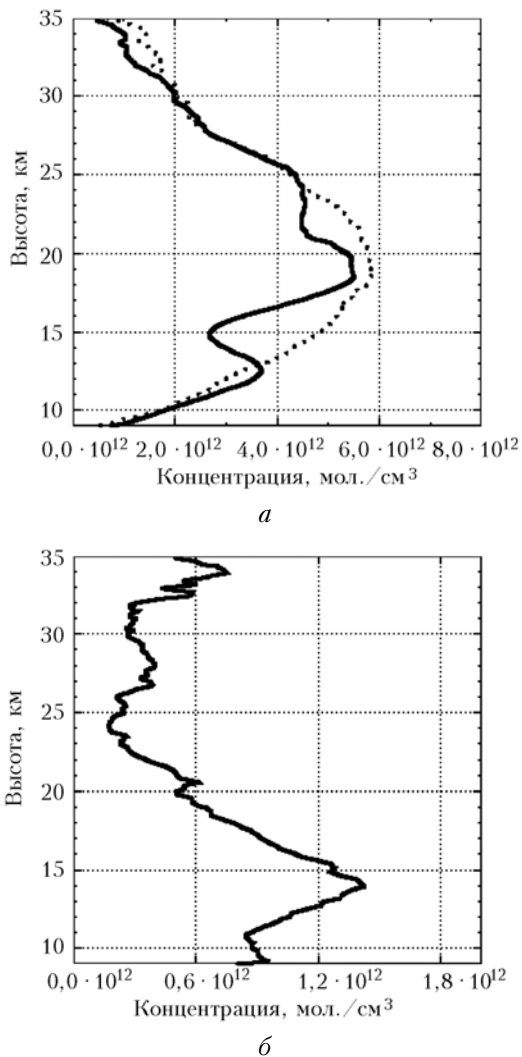


Рис. 1. Вертикальные профили распределения концентрации озона: 22.01.2008 — сплошная линия и 25.01.2008 — пунктирная линия (а); среднеквадратическое отклонение распределения концентрации озона по высоте за январь–февраль 2008 г. (б)

Для выявления наиболее динамичного места на профиле был построен профиль стандартного отклонения, приведенный на рис. 1, б. Как видно из графика, максимальная дисперсия ВРО соответствует диапазону высот, на которые приходится минимум в распределении озона, т.е. на высоту ~14 км. Тем не менее нельзя однозначно сказать, что на этом уровне происходит уменьшение содержания озона.

Необходимо отметить, что динамические процессы, обусловленные влиянием полярного вихря, в большей степени проявляются на нижнем (левом) крыле ВРО, в то время как верхняя (правая) часть профиля остается относительно спокойной. Возрастание дисперсии ВРО в зимний период 2008 г. (хотя и не столь значительное) было отмечено и на высотах порядка 35 км, что, вероятнее всего, связано с периодическим переносом с юга воздушных масс с тропическим типом ВРО.

Слоистая структура среднеширотных профилей озона впервые была описана в работе [18]. Подобные аномальные профили часто встречаются в европейских умеренных широтах, в особенности зимой и весной в циклонических условиях [19], и являются типичными для полярных воздушных масс в средних широтах, по классификации Хргиана [9]. Реже подобный тип распределения отмечается в субтропических широтах и антициклонических ситуациях. Первая климатология слоистой структуры, основанная на спутниковых и лидарных данных, была приведена в работе [20], формализация слоистых структур предложена в работах [9, 21]. Локальный максимум ВРО в диапазоне высот 12–15 км в работе [21] был определен как вторичный максимум.

Согласно работам [22, 23] к образованию слоистой структуры ВРО могут приводить следующие процессы: 1) транспорт воздушной химической смеси зимнего полярного вихря, уже готовой для фотохимического разрушения озона при освещении солнцем, что приводит к разрушению озона в средних широтах; 2) транспорт воздушных масс полярного вихря с уже разрушенным озоном в средние широты, что обуславливает наблюдаемую там слоистую структуру; 3) транспорт тропических воздушных масс с малым содержанием озона, сопровождающийся снижением в стратосфере высоких широт и вторжением на периферию вихря; 4) транспорт арктического воздуха, богатого озоном, в стратосферу средних широт.

Непосредственно для нашего региона можно отметить два основных фактора, влияющих на общее содержание и структуру ВРО: это разрушение периферии полярного вихря и расположение струйного течения, которое обуславливает большие градиенты общего содержания озона возле его северной границы. На Тихоокеанском побережье, по модельным данным работы [11], основанным на многолетнем анализе, наблюдается максимальная вероятность нахождения струй воздушных масс, оторвавшихся от полярного вихря. Авторы [11] приводят вероятное распределение струйных течений в глобальном масштабе, одно из них (субтропическое) проходит параллельно экватору на широте 20–25° с.ш., зарождаясь в районе нулевого меридиана. Достигая 120° в.д., оно заворачивается по направлению к Северному полюсу таким образом, что его траектория проходит в непосредственной близости от места расположения лидарной станции, через Японский архипелаг, захватывая Камчатку и Курильскую гряду. Это течение служит своеобразным барьером, который задерживает воздушные массы арктического полярного вихря над акваторией северо-западной части Тихого океана.

Для выявления источников возникновения наблюдаемых распределений и природы вторичного пика в распределении озона над местом расположения лидарной станции был проведен траекторный анализ движения воздушных масс [24] для высот, соответствующих главному и вторичному максимумам в распределении озона, а также минимуму,

разделяющему их. В работе [25] авторами сделано предположение, что вторичный максимум обуславливается северными воздушными массами, обогащенными озоном. Обратный траекторный анализ позволяет восстановить траекторию движения воздушных масс до того, как они достигают координат лидарной станции, и оценить время нахождения озонного трассера на различных широтах. Для обобщения результатов траекторного анализа и правомерности применения предположения авторов [25] для нашего региона были построены гистограммы обратного траекторного анализа.

На рис. 2 представлены траекторный (а) и гистограммный (б–г) анализы для ВРО, приведенного на рис. 1, а за 22 января.

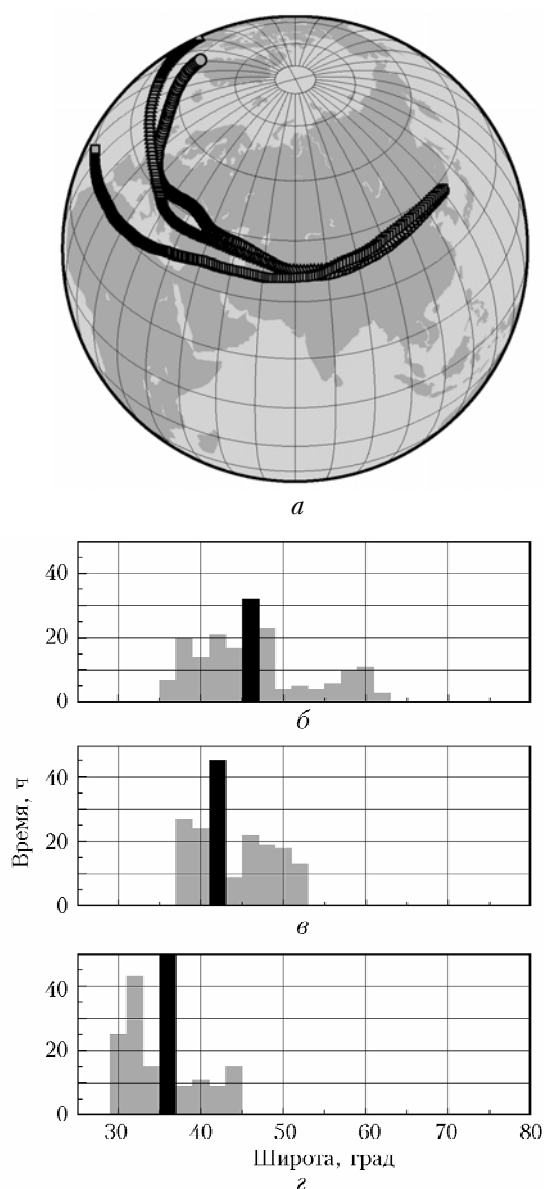


Рис. 2. Траекторный анализ движения воздушных масс 22.01.08 (а); гистограммный анализ движения воздушных масс для разных горизонтов 22.01.08 (б–г): ● — высота вторичного максимума; ▲ — высота минимума; ■ — высота главного максимума

На рис. 2, а различными символами выделены: круг — траектория частиц для высоты, соответствующей вторичному максимуму, треугольник — траектория частиц, находящихся на высоте, разделяющей главный и вторичный максимум, квадрат — траектория частиц, соответствующих высоте главного максимума. Согласно полученным траекториям движения источником воздушных масс 22 января на высотах вторичного максимума и минимума над лидарной станцией являлся полярный вихрь, в то время как главный максимум ВРО обуславливался инъекцией субтропических воздушных масс. Такая ситуация была характерной на протяжении января и февраля. Для сравнения такой же анализ был проведен для 25.01.2008 г. За этот день профиль ВРО не содержал таких особенностей. На траекторном анализе различие проявилось в том, что траектории частиц были пространственно разнесены большую часть времени движения и имели общие точки в начале и в конце анализируемого периода (для сравнения 22.01.2008 г. траектории частиц практически совпадали в конце движения, начало для каждой траектории было свое). Необходимо отметить, что по мере приближения к лидарной станции траектории движения частиц ложатся на струйное течение.

Из рис. 2, б–г можно сделать заключение, что максимальное время, а следовательно, и вероятность нахождения частицы на высоте вторичного максимума были смещены в сторону северных широт по отношению к вероятности нахождения частицы на высоте главного максимума. Сравнение с 25.01.2008 г. обнаружило, что наиболее вероятные значения широт для каждого из уровней были смещены южнее, чем 22.01.2008 г.

Траекторный анализ с построением аналогичных гистограмм проводился также и для соседних областей от Сахалина до Камчатки, где по спутниковым данным располагался абсолютный максимум содержания озона во время зондирования. Наблюдаемое отличие в общем содержании озона, несмотря на то что до высот более 20 км перенос осуществлялся в основном из полярных областей (хотя в отдельные дни траектории движения частиц различались), может быть объяснено существенным различием скорости транспорта и временем пребывания конкретных воздушных масс на низких широтах в процессе их переноса из полярных областей.

В область регионального абсолютного максимума полярные воздушные массы приходили более коротким путем за меньшее время, а в район расположения лидарной станции они в основном попадали за счет длительного транспорта полярных филаментов, захваченных периферией субтропического струйного течения. Действие солнечного излучения после выхода полярных струй из ночной зоны может служить причиной фотохимической деструкции озона с участием химических реагентов, накопленных в полярном вихре при длительном отсутствии света. Данный процесс способствует истощению озона на высотах 15–16 км (см. рис. 1), характерному

для высотного распределения в полярном вихре в весенний период, когда начинают действовать фотохимические процессы разрушения озона с участием NO_x [26].

Истошение озонового слоя может быть вызвано и близостью к струйному течению. Скорость потока частиц в центре струйного течения составляет ~ 120 узлов, уменьшаясь до 50–60 узлов на периферии. Как отмечалось в работе [27], вероятность появления особенностей в ВРО уменьшалась по мере удаления центра струйного течения от пункта наблюдения.

При проведении предварительного анализа структуры полученных ВРО они были разбиты на две примерно одинаковые по численности группы. К первой были отнесены ВРО, где локальные максимумы были обусловлены непосредственным вторжением полярных филаментов, что подтверждалось обратным траекторным анализом и анализом карт потенциального вихря, полученных в рамках модели MIMOSA [26]. Ко второй группе были отнесены ВРО, где локальные максимумы проявлялись как следствие уменьшения концентрации озона на высотах порядка 15 км относительно среднего распределения.

Для оценки взаимосвязи параметров ВРО с общим содержанием озона в зимний период 2007/08 гг. были построены временные зависимости интегрального содержания озона (рис. 3, *а*), положения главного и вторичного максимумов (рис. 3, *б*) и центра масс ВРО (рис. 3, *в*).

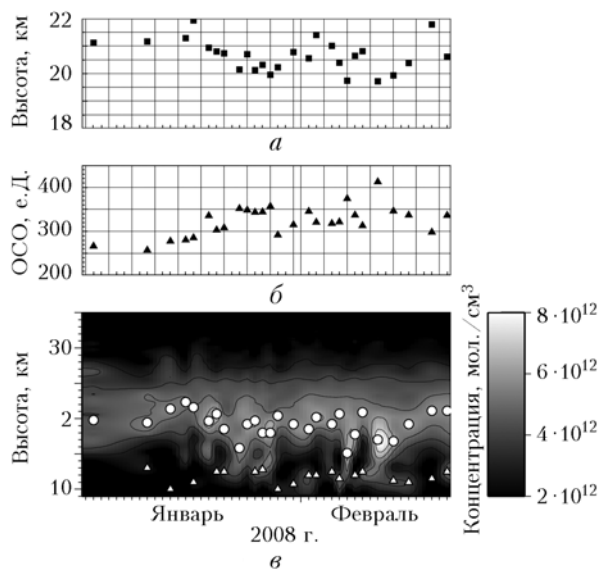


Рис. 3. Высота расположения центра масс ВРО (*а*); временной ход ОСО (*б*); временная развертка концентрации озона (градации серого) с нанесенными положениями главного (кружки) и вторичного (треугольники) максимумов (*в*)

Необходимо отметить, что общее содержание озона рассчитывалось для слоя озона в интервале от 9 до 35 км, поэтому приводимые значения ОСО ниже, чем соответствующие данные, полученные

другими методами (спутниковые сканеры, радиометры, спектрометры Добсона). Однако несмотря на это, они находятся в хорошем соответствии с данными ОСО, приводимыми в [9].

Для полученных временных рядов (положение центра масс, главного максимума и общего содержания озона) был рассчитан коэффициент корреляции.

Наблюдается хорошая антикорреляция высоты центра масс и ОСО. Коэффициент корреляции составляет $-0,9$, а коэффициент корреляции между ОСО и положением главного максимума $-0,86$. Этот факт хорошо согласуется с результатами многолетних наблюдений, из которых было установлено [9], что общее содержание озона имеет тенденцию к увеличению с наступлением весны вплоть до апреля. Также была выявлена [28] линейная связь между положением главного максимума в распределении озона и высотой тропопаузы. Высота тропопаузы испытывает сезонные вариации, которые и отражаются в положении максимума распределения озона. По нашим данным, при уменьшении расстояния до регионального максимума наблюдаемые ВРО в целом видоизменялись таким образом, что высоты расположения главного и вторичного максимумов уменьшались при общем возрастании содержания озона.

Лидарное зондирование выявило сложную структуру ВРО в переходной зоне «материк–океан» в месте расположения лидара. На основе совместного анализа полученных ВРО, траекторий воздушных масс и карт потенциального вихря можно предположить, что низко расположенный вторичный максимум на уровне тропопаузы в большом числе случаев обусловлен вторжением слоев арктических воздушных масс практически под ось струйного течения. Но наблюдаемая слоистая структура довольно устойчива в зимний период и может быть обусловлена уменьшением концентрации озона в нижней стратосфере при его транспорте от полярного вихря на юг и перемешиванием при захвате субтропическим струйным течением, которое в нашем регионе за исследуемый период изменяло положение своего центра в пределах 10° . Для ВРО всех типов за весь период наблюдения было установлено, что общее увеличение содержания озона антикоррелирует с высотой расположения главного максимума и центром масс распределения озонового слоя.

Значительная изменчивость структуры ВРО отражает сезонную динамику атмосферных процессов, протекающих на исследуемых высотах в переходной зоне «материк–океан» северо-западной части Тихого океана. Она вызвана взаимодействием воздушных масс, перемешивающихся под действием полярного вихря и струйных течений, параметры которых, в свою очередь, имеют не только значительную сезонную изменчивость, но и определяются общими климатическими изменениями, протекающими на планете.

Авторы выражают благодарность И.А. Веселовскому за помощь в наладке и запуске оборудо-

вания, В.В. Зуеву за полезные обсуждения данных лидарного зондирования озона.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 07-05-13505 и ДВО РАН № 06-1-П116-060, 06-П-СО-07-028, Федерального агентства по науке и инновациям — гос. контракт № 02.518.11.7064.

1. *Shindell D.T., Faluvegi G., Lacis A., Hansen J., Ruedy R., Aguilar E.* Role of tropospheric ozone increases in 20th century climate change // *J. Geophys. Res.* 2006. D08302, doi:10.1029/2005JD006348.
2. *Shindell D.T.* Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. N 8. P. 1551–1554.
3. *National report: National geophysical committee Russian Academy of Sciences to the International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences of the International Union of Geodesy and Geophysics 1995–1998 / A.A. Chernikov, A.A. Kivolutskiy.* [Интернет-ресурс] <http://www.wdcb.ru/NGC/IAMAS.html>
4. *Shindell D.T.* Perspective: Whither Arctic climate? // *Science.* 2003. doi:10.1126/science.1080855.
5. *Shindell D.T.* Local and remote contributions to Arctic warming // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. doi:10.1029/2007GL030221.
6. *Center for Coastal Physical Oceanography.* [Электронный ресурс] www.ccpo.odu.edu
7. *Fischer H.M., Birk C., Blom B., Carli B., Carlotti M., von Clarmann T., Delbouille L., Dudhia A., Ehhalt D., Endemann M., Flaud J.-M., Gessner R., Kleinert A., Koopmann R., Langen J., López-Puertas M., Mosner P., Nett H., Oelhaf H., Perron G., Remedios J., Roldofi M., Stiller G., Zander R.* MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2007. V. 7. P. 8795–8893.
8. *Hansen J.* Efficacy of climate forcings // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
9. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферного озона. Л.: Гидрометеониздат, 1973. 290 с.
10. *Nagahama T.* Continuous measurements of the vertical profile of ozone in the stratosphere using the ground-based millimeter-wave radiometer in Rikubetsu, Japan // *Proc. of the 4th Int. Workshop on global change: Connection to the Arctic.* Toyokawa, Aichi, Japan, 2003. P. 170–174.
11. *Krüger K., Langematz U., Grenfell J.L., Labitzke K.* Climatological features of stratospheric streamers in the FUB-CMAM with increased horizontal resolution // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. Iss. 5. P. 547–562.
12. *Vaughan G., O'Connor F.M., Warein D.P.* Observations of Streamers in the Troposphere and Stratosphere Using Ozone Lidar // *J. Atmos. Chem.* 2001. V. 38. N 3. P. 295–315.
13. *Нерушев А.Ф.* Воздействие интенсивных атмосферных вихрей на озоновый слой земли. СПб.: Гидрометеониздат, 2003. 223 с.
14. *Букин О.А., Павлов А.Н., Салюк П.А., Кульчин Ю.Н., Шмирко К.А., Столярчук С.Ю., Бубновский А.Ю.* Особенности высотного распределения аэрозоля во время прохождения пылевых бурь над заливом Петра Великого в 2006 г. и их воздействие на фитопланктонные сообщества Японского моря // *Оптика атмосф. и океана.* 2007. Т. 20. № 4. С. 341–348.
15. *Зуев В.В., Ельников А.В., Бураков В.Д.* Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: Раско, 2002. 280 с.
16. *Veselovskii I., Barchunov B.* Excimer-laser based lidar for tropospheric ozone monitoring // *Appl. Phys.* 1999. V. 68. N 6. P. 1131–1137.
17. *Atmospheric soundings* [Интернет-ресурс] <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
18. *Dobson G.M.B.* Atmospheric ozone and the movement of air in the stratosphere // *Appl. Geophys.* 1973. V. 106–108. N 5–7. P. 1520–1530.
19. *Reid S.J., Vaughan G.* Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere // *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 1991. V. 117. Iss. 500. P. 825–844.
20. *Appenzeller C., Holton J.R.* Tracer lamination in the stratosphere: A global climatology // *J. Geophys. Res.* D. 1997. V. 102. N 12. 13555–13569.
21. *Krizan P., Lastovicka J.* Definition and determination of laminae in ozone profiles // *Stud. Geophys. Geod.* 2004. V. 48. N 4. P. 777–789.
22. *The Northern Hemisphere Stratosphere in the 2002/03 winter: Preliminary Results from the first phase of VINTERSOL / S. Balestri, D. Balis, T. Blumenstock.* University of Cambridge, 2004. P. 34.
23. *The Northern Hemisphere Stratosphere in the 2006/07 Winter: preliminary results provided by European and collaborating scientists / D. Balis, T. Blumenstock, M.P. Chipperfield.* University of Cambridge, 2007. P. 17.
24. *Air Research Laboratory* [Интернет-ресурс] www.arl.noaa.gov
25. *Lemoine R.* Secondary maxima in ozone profiles // *Atmos. Phys. Chem. Discuss.* 2004. N 4. P. 1791–1816.
26. *Hauchecorne A., Godin S., Marchand M., Heese B.* Quantification of the Transport of Chemical Constituents from the Polar Vortex to Middle Latitudes in the Lower Stratosphere using the High-Resolution Advection Model MIMOSA and Effective Diffusivity // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. N 20. P. 8289–8302. 8229, doi:10.1029/2001JD000491, 2002.
27. *Ozone and Aerosol sonde activities: Report to NDSC Steering committee / G.O. Braathen.* 2000. Norwegian Institute for air researches, Thun. 2003. 34 p.
28. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 725 с.

O.A. Bukin, Yu.N. Kul'chin, A.N. Pavlov, S.Yu. Stolyarchuk, K.A. Shmirko. Peculiarities of ozone distribution within the transition zone «land–ocean» from lidar sensing data.

The results of the atmosphere ozone lidar measurements in transitional «ocean–continent» region in wintertime of 2008 are presented. Brief description of the research equipment is also presented. Essential features of the vertical ozone distribution are separated and possible explanation of observed phenomenon is suggested according to trajectory analysis.