

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ОПТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 551.510+551.521.3

Характеристики структуры и динамики ППС в переходной зоне «материк–океан». Часть II. Летний период

А.Н. Павлов, К.А. Шмирко, С.Ю. Столярчук*

*Институт автоматизи и процессов управления Дальневосточного отделения РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 5*

Поступила в редакцию 30.11.2011 г.

Приведены результаты исследования структуры и динамики планетарного пограничного слоя (ППС) атмосферы летом в переходной зоне «материк–океан», восстановленных по результатам лидарного зондирования атмосферы. Установлены характерные параметры ППС и механизмы, формирующие его структуру и динамику. На примере нескольких летних дней иллюстрируются характерные особенности структуры и динамики ППС данного региона. Даются значения средней высоты основного ППС, верхней границы конвективного слоя и средней высоты стабильного слоя в летние месяцы, а также значения высоты проявления бризовой циркуляции. Приводится обоснование наблюдаемых особенностей.

Ключевые слова: лидарное зондирование атмосферы, планетарный пограничный слой, переходная зона «материк–океан»; lidar sounding of the atmosphere, planetary boundary layer, transitional ocean–continent zone.

Введение

В системе комплексного мониторинга пространственного распределения аэрозоля лидарные установки, благодаря способности определять его высотное распределение с высокой разрешающей способностью, занимают особую нишу. Простейшие лидары одночастотного зондирования позволяют получать информацию о вертикальном распределении светорассеивающих аэрозольных слоев, измерять высоту и характеристики облачного покрова, идентифицировать аэрозоль по степени деполяризации рассеянного им излучения. Более сложные лидарные установки, осуществляющие зондирование на нескольких длинах волн [1–3] и способные принимать как упругое, так и комбинационное рассеяние, дополнительно позволяют определять размеры и форму аэрозольных частиц, их комплексный показатель преломления [3, 4].

Благодаря высокому пространственному и временному разрешению лидарная техника является мощным инструментом визуализации структуры атмосферы в целом и планетарного пограничного слоя (ППС) в частности [5–8] в реальном масштабе времени. Используя аэрозоль в качестве пассивного трассера атмосферных динамических процессов, лидары обратного рассеяния обеспечивают информацией о толщине слоя перемешивания ППС, зоне вовлечения и структуре конвективных ячеек, распределении аэрозоля, расположении чистых воз-

душных слоев и уровней конденсации, высоте облачного покрова, атмосферном транспорте, диффузионных процессах и других перемещениях воздушных масс [9–14].

В переходной зоне «материк–океан» Дальневосточного региона температурные контрасты в системе «суша–атмосфера–океан» формируют особые типы циркуляции воздушных масс, которые не могут не отразиться на изменчивости характеристик пограничного слоя атмосферы. Сезонная изменчивость характеристик ППС в этом регионе связана не только с изменением условий инсоляции поверхности Земли при переходе от зимы к лету, но и с муссонным климатом региона. Она проявляется в преобладании зимой континентальных воздушных масс, выносимых с материка на океан по периферии зимних азиатских антициклонов, и летом – морских воздушных масс, входящих на материк при интенсивной циклонической деятельности над его восточной частью.

В районах со сложной орографией и с неоднородной подстилающей поверхностью внутри основного ППС формируется внутренний пограничный слой (ВПС), термическая структура которого во многом определяется спецификой местных условий. В частности, на внутрисуточную изменчивость структуры ВПС оказывают влияние мезомасштабная бризовая и горно-долинная циркуляции воздуха, возникающие вследствие суточного хода температурного контраста «суша–море» и неоднородности термических характеристик прибрежной гористой полосы.

В настоящей статье обсуждаются вопросы влияния бризовой циркуляции воздуха на форми-

* Андрей Николаевич Павлов (anpavlov@iacp.dvo.ru); Константин Александрович Шмирко (shmirko.konstantin@gmail.com); Сергей Юрьевич Столярчук (systolar@mail.ru).

рование внутреннего пограничного слоя атмосферы в условиях безоблачной атмосферы; приводятся краткие сведения об аппаратуре и методах, использованных для оценки высоты пограничного слоя. Кроме того, обсуждаются результаты исследования динамики ВПС в летний период в присутствии бризовой циркуляции воздуха и приводятся результаты оценки вклада ВПС в аэрозольную оптическую толщину (АОТ) основного ППС для типичных метеорологических условий летнего периода.

Аппаратура и методы

Обсуждаемые ниже результаты получены на основе обобщения данных лидарного зондирования, выполненных летом 2011 г. в атмосфере г. Владивостока. Лидарная станция, где проводились исследования, расположена на побережье Амурского залива в 500 м от береговой черты. Лазерное зондирование атмосферы осуществлялось одночастотным лидаром, выполненным по моностатической соосной схеме (излучатель и приемник лидара объединены в рамках одного моноблока), на длине волны второй гармоники Nd:YAG-лазера – 532 нм.

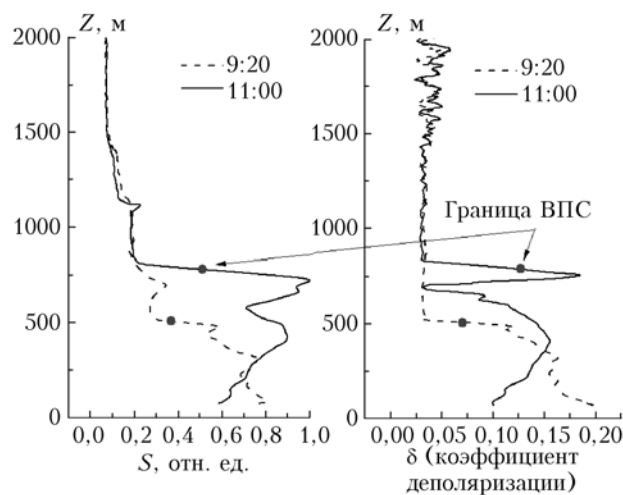
В приближении однократного рассеяния связь между мощностью лидарного сигнала на зондируемой длине волны λ и оптическими характеристиками атмосферы описывается так называемым лидарным уравнением [15]:

$$A(\lambda, z) = C \frac{\beta_m(\lambda, z) + \beta_a(\lambda, z)}{z^2} \times \exp \left[-2 \int_{z_0}^z [\alpha_m(\lambda, z') + \alpha_a(\lambda, z')] dz' \right], \quad (1)$$

где $A(\lambda, z)$ – мощность сигнала обратного рассеяния, обусловленного молекулярным и аэрозольным рассеянием; β_m и β_a – коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния; α_m и α_a – коэффициенты молекулярного и аэрозольного ослабления для волны λ соответственно; C – аппаратная константа, в которую входят такие характеристики лидара, как апертура телескопа, мощность и длительность лазерного импульса и, в частности, геометрический фактор, определяющий степень вхождения зондирующего излучения в поле зрения телескопа лидара. В пределах рабочей зоны лидара геометрический фактор равен единице. При апертуре приемника 10 см и использовании соосной схемы зондирования, при которой оптические оси приемника и излучателя совмещены, постоянство геометрического фактора достигалось на расстояниях, начиная с 60 м по трассе зондирования. Регистрация сигнала обратного рассеяния проводилась в двух поляризационных каналах: в канале **p**, где регистрировалась компонента, совпадающая по поляризации с зондирующим излучением, и кросс-поляризационном канале **s** регистрации деполаризованного аэрозолем излучения. По отношению величин сигналов каналов **s** и **p** проводилась оцен-

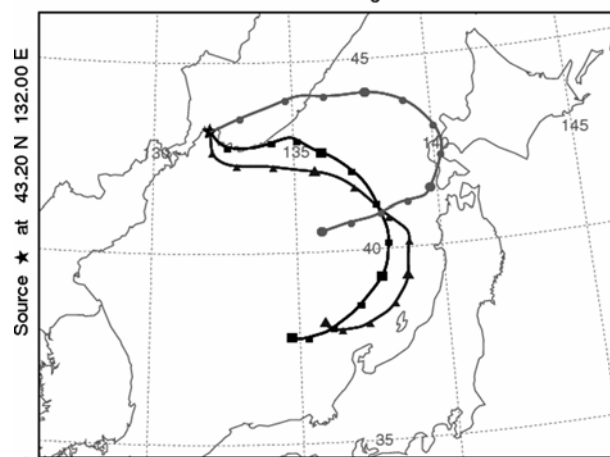
ка степени деполаризации рассеянного излучения $\delta = A_s(z)/A_p(z)$.

Скорректированный на расстояние вертикальный профиль сигнала обратного рассеяния аэрозолем ($S = A(z)z^2$) совместно с рассчитанным профилем деполаризации дают информацию о вертикальном распределении аэрозоля и его светорассеивающих свойствах (рис. 1, *a*), а их временные развертки (рис. 2) позволяют проследить динамику светорассеивающих слоев.



a

NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 0000 UTC 25 Jul 11
GDAS Meteorological Data



b

Рис. 1. Вертикальные профили лидарного сигнала и его деполаризации (*a*); траектории переноса воздушных масс 25 июля 2011 г. для различных высот: ● – 4000 м; ■ – 1000 м; ▲ – 500 м (*b*)

Оценка высоты ППС и его структурных элементов по форме лидарного сигнала осуществляется многочисленными методами, большинство из которых основано на анализе скорости спада сигнала обратного рассеяния (градиентный [16–18] и точки перегиба [19] методы) и уровня его вариаций (вариационный метод [20, 21]). Наиболее простым и часто используемым является градиентный метод. Исходя из того что на границах внутреннего

и основного планетарных слоев обычно наблюдается резкое изменение содержания аэрозоля, в градиентном методе производится поиск высот, на которых значения первой производной от лидарного сигнала минимальны. На вертикальных профилях сигнала обратного рассеяния и деполяризации (см. рис. 1, *a*) кружочками обозначено местоположение границы внутреннего пограничного слоя, определенного градиентным методом.

Обсуждение результатов

Летом атмосфера юга Приморского края находится под влиянием морских воздушных масс, формирующихся в области северотихоокеанского антициклона [22]. С июня и по август воздух находится в состоянии насыщения влагой с типичными конденсационными формами устойчивой воздушной массы – слоистой облачностью, моросью, туманами и плотной атмосферной дымкой, особенно в утренние часы. Приведенные на рис. 1, *b* данные обратного траекторного анализа характеризуют типичный для всего летнего периода перенос воздушных масс. Глубина проникновения «летнего выноса» влажных морских воздушных масс внутрь континентальной области обычно составляет от 10 до 50 км, поэтому морской аэрозоль в летний период является доминирующим типом в ППС г. Владивостока.

В общем случае структура ППС представляет собой многослойное образование. Она включает в себя приземный слой, конвективный слой (КС), слой вовлечения, стабильный ночной слой и остаточный слой. Все перечисленные выше слои не су-

ществуют одновременно. Поскольку турбулентность в пограничном слое атмосферы определяет локальный и глобальный переносы загрязняющих аэрозолей, то именно конвективный пограничный слой представляет наибольший интерес с точки зрения решения экологических задач и изучения атмосферных процессов.

Конвективный слой начинает формироваться в утренние часы после восхода солнца и развивается в дневное время вследствие прогрева почвы солнечным излучением, отслеживая дневной ход температуры подстилающей поверхности. На закате он достигает максимальной толщины. На рис. 2 приведены временные развертки сигнала обратного рассеяния и степени его деполяризации, отражающие фазы развития конвективного слоя ППС в светлое время суток. Зондирование выполнено 25 июля 2011 г. под углом 30° к горизонту и перпендикулярно береговой черте Амурского залива. Поскольку станция лидарного зондирования находится в 500 м от береговой черты, то дальняя часть трассы зондирования, начиная с высоты 300 м, проходит над морской акваторией. Время восхода и захода солнца – 06:55 и 21:40 местного времени, а сдвигка относительно универсального времени с учетом перехода на летнее время составляет 11 ч.

Применение градиентного метода оценки высоты конвективного слоя ППС ко всей серии измерений позволяет проследить динамику развития конвективного слоя в безоблачной атмосфере. На рис. 2, *a* положение верхней границы КС отображено в виде светлых кружков. В соответствии с общими представлениями о динамике формирования КС его

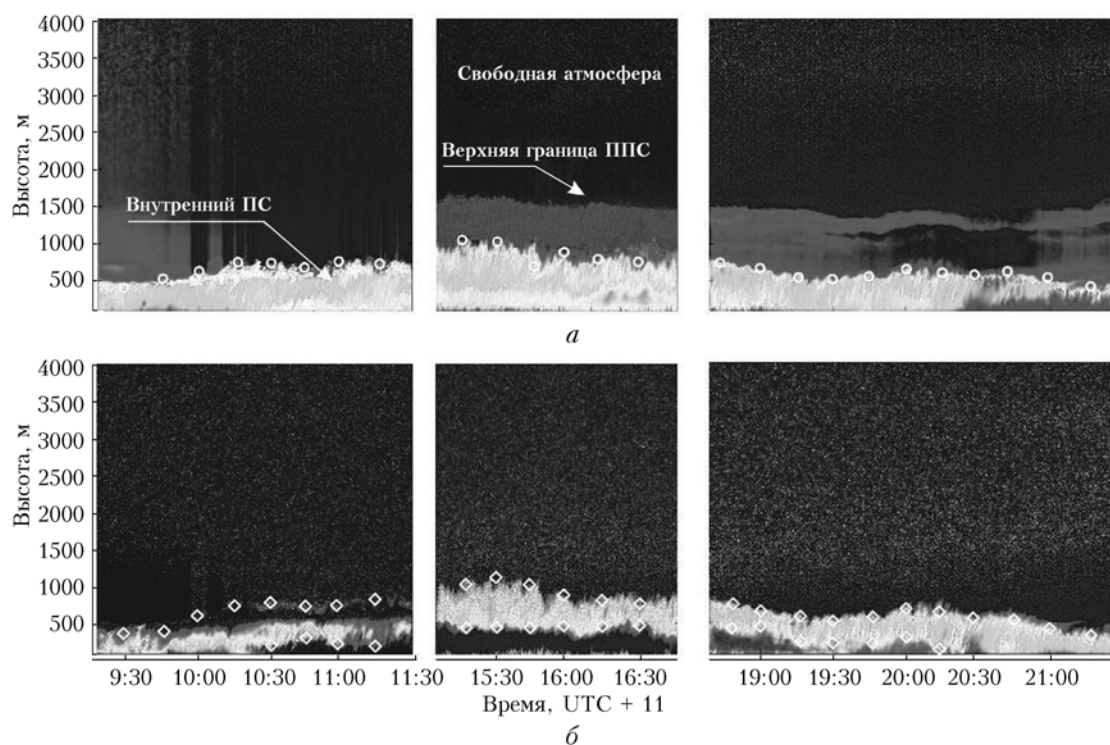


Рис. 2. Результаты зондирования аэрозольной загрузки ППС 25.07.2011: *a* – скорректированный на расстояние лидарный сигнал ($\lambda = 532$ нм); *b* – степень его деполяризации

активная фаза формирования начинается на восходе солнца и продолжается до 15:00–16:00 ч местного времени. К этому времени верхняя граница КС достигает своего максимального значения, величина которого зависит от барического и ветрового полей, а также от степени развития локальной циркуляции воздуха.

Следует отметить, что летом 2011 г. в атмосфере г. Владивостока наблюдалось повышенное содержание пылевого аэрозоля, связанное с реконструкцией федеральной автомобильной трассы, проходящей вдоль береговой черты Амурского залива на расстоянии не более 2 км. Пылевой аэрозоль оказался прекрасным трассером для «окраски» континентального воздуха и наблюдения его динамики, особенно по степени деполяризации рассеянного излучения. В летний период в переходной зоне «материк–океан» на формирование КС существенное влияние оказывает бризовая циркуляция воздуха, возникающая из-за температурных контрастов «суша–море». Ее влияние отчетливо прослеживается на рис. 2 на временном интервале 11:00–20:00 местного времени, особенно на временной развертке степени деполяризации в виде понижения степени деполяризации рассеянного аэрозоля излучения в приземном слое атмосферы. Появление в нижней области КС слоя с пониженной степенью деполяризации (рис. 2, б) и пониженным светорассеянием (рис. 2, а) свидетельствует о начале морского бриза, в результате которого относительно холодный морской воздух вытесняет континентальный на верхнюю периферию КС.

Поскольку аэрозоль континентального типа более несферичен и обладает по отношению к морскому аэрозолю более высокой степенью деполяризации зондирующего излучения, то на временной развертке степени деполяризации отчетливо проявляется граница между морским и континентальным аэрозолями. Вертикальные профили лидарного сигнала обратного рассеяния и степени деполяризации, приведенные на рис. 1, а, иллюстрируют трансформацию светорассеивающих характеристик аэрозоля в начальной фазе развития бризовой циркуляции воздуха. Применение градиентного метода к профилю деполяризации позволяет четко определить границы воздушных потоков бризовой циркуляции. На рис. 2 они выделены светлыми ромбиками.

Наиболее отчетливо процесс бризовой циркуляции с наличием разнонаправленных движений воздушных потоков наблюдается при слабом южном ветре, когда морская поверхность оказывается с наветренной стороны. Подобный эффект возникновения циркуляции в виде атмосферного вихря с разнонаправленным движением воздушных потоков с наветренной стороны водоема (р. Лена) отмечен при исследовании турбулентных потоков и структуры мезомасштабного конвективного слоя в работах [23, 24]. Наличие разнонаправленных потоков в утренние часы можно отчетливо проследить по разнонаправленному наклону «факелов» аэрозоля в приземном слое натекающего со стороны моря воздуха и верхнем восходящем потоке бризовой циркуляции на фрагменте зондирования аэрозольных слоев 19.08.2011 г. (рис. 3).

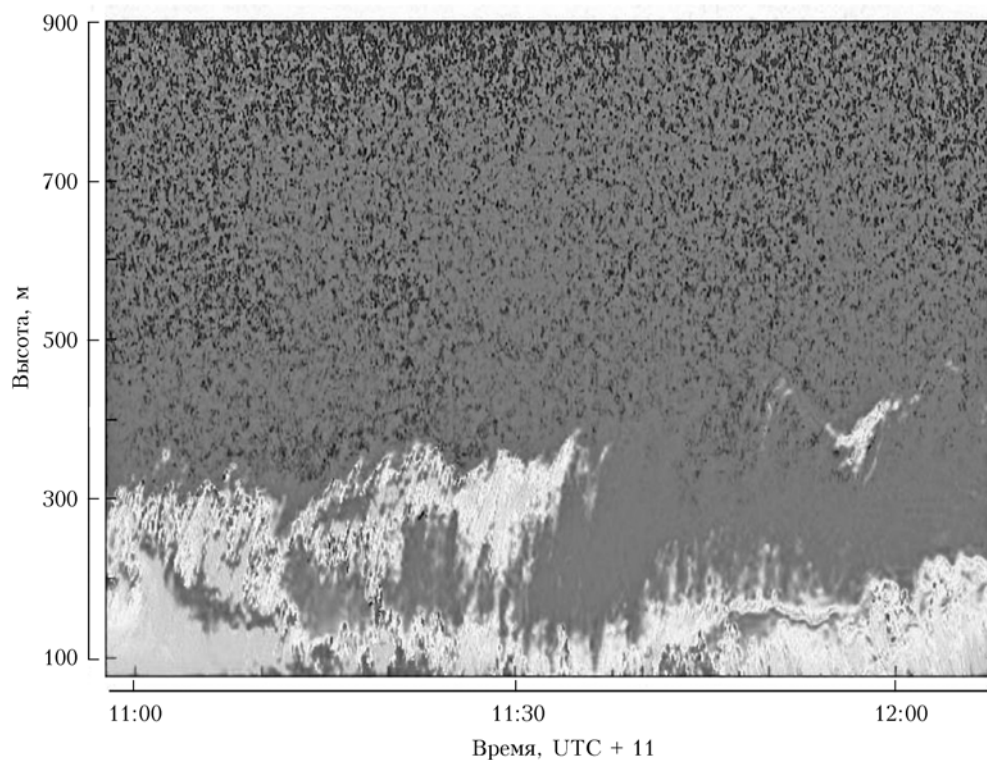


Рис. 3. Фрагмент лидарного зондирования бризовой циркуляции воздуха в береговой черте Амурского залива

Возвращаясь к дневной динамике развития КС атмосферы, отметим, что наибольшая скорость развития КС и заполнения его аэрозолями обычно отмечается в районе 11:00 местного времени. На временном интервале от 11:00 до 16:00 происходит расширение границ КС без особого изменения общего содержания аэрозоля в воздушном столбе КС. После 16:00 конвективные потоки ослабевают и начинается постепенный процесс деградации КС с оседанием аэрозоля и увеличением его концентрации в нижних слоях. Одновременно с этим происходят ослабление морского бриза и постепенная его трансформация в береговой бриз, когда в приземном слое начинают доминировать воздушные потоки, направленные с суши в сторону моря. На закате солнца к 22:00, когда основная часть аэрозоля уже сосредоточена в 200-м приземном слое, начинает формироваться стабильный ночной слой, характеристики которого уже определяются динамической турбулентностью, связанной со сдвигом скорости ветра вблизи поверхности и низкоуровневыми мезомасштабными струйными течениями.

Атмосфера переходной области «материк—океан» относится именно к таким областям, где неоднородности подстилающей поверхности (море, суша) контрастируют с однородностью радиационных свойств океанической поверхности, над которыми в летний период формируются воздушные массы и основной ППС. Поэтому рассмотренная выше динамика КС относится к внутреннему ПС, отражающему мезомасштабную изменчивость радиационных свойств подстилающей поверхности и локальную циркуляцию атмосферных потоков. Граница аэрозольного слоя, находящегося над внутренним ПС (или в дневное время суток — внутренним КС), определяет верхнюю границу основного ППС. Как видно из рис. 2, основной

ППС менее динамичен и менее подвержен суточной изменчивости.

Представляет интерес проследить дневную изменчивость оптической толщи основного ППС с оценкой вклада внутреннего ПС. Для этого мы использовали данные лидарного зондирования 20.07.2011 (рис. 4), поскольку на временной развертке лидарного сигнала за 25 июля плохо просматривается общий ППС в утренний период.

Лидарное зондирование, как и в прежнем случае, проводилось под углом 30° к линии горизонта. За нижнюю границу в расчетной формуле оптической толщи принята высота 100 м, соответствующая полному вхождению зондирующего излучения в поле зрения телескопа лидара с соосной схемой зондирования. Высота внутреннего и основного ППС оценивалась градиентным методом, примененным к осредненному по 6000 реализаций сигналу обратного рассеяния. Расчет коэффициентов обратного рассеяния и ослабления осуществлялся методом итераций [6], который в качестве одного из входных параметров использует оптическую толщину атмосферы, определяемую по данным солнечной фотометрии [25]. Для оценки средневзвешенных высот светорассеивающих слоев использовались значения первых двух статистических моментов, где в качестве функции распределения светорассеивающих свойств аэрозоля выступал вертикальный профиль коэффициента обратного рассеяния аэрозолями:

$$M_0 = \int_{l_1}^{l_2} \beta_a(z) dz; \quad H = \frac{1}{M_0} \int_{l_1}^{l_2} \beta_a(z) z dz, \quad (2)$$

где M_0 — нулевой статистический момент, по значению которого легко определить оптическую толщину слоя ($\tau = L_a M_0$ при лидарном отношении $L_a = 50$)

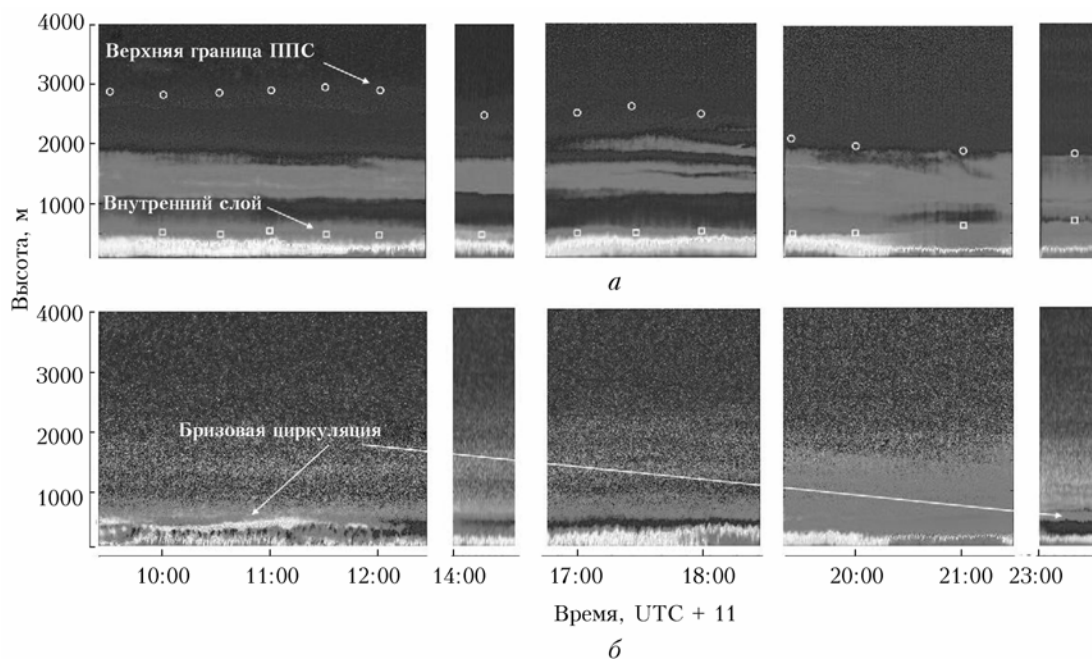


Рис. 4. Временная развертка сигнала обратного рассеяния (а) и степени деполяризации (б)

и средний по слою коэффициент обратного рассеяния аэрозолем ($\beta_a = M_0 / (h_2 - h_1)$); H — первый статистический момент, определяющий средневзвешенную высоту светорассеивающего слоя; h_1 и h_2 — нижняя и верхняя границы слоя.

На рис. 5, *a* приведены результаты расчета оптической толщи основного ППС и средневзвешенной высоты аэрозольного слоя внутри ППС, а на рис. 5, *б* — результаты расчета относительного вклада внутреннего ППС в оптическую толщину аэрозольного слоя основного ППС и массовой концентрации аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы (на высоте 30 м над ур. м.), которая определялась круглосуточно с периодичностью 1 час с помощью нефелометра типа ФАН.

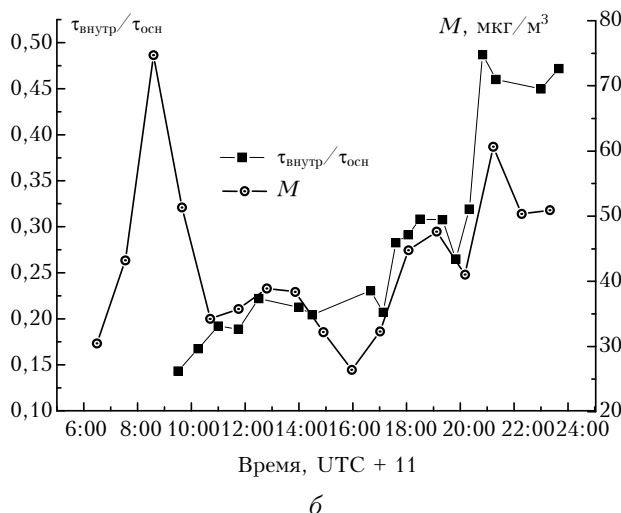
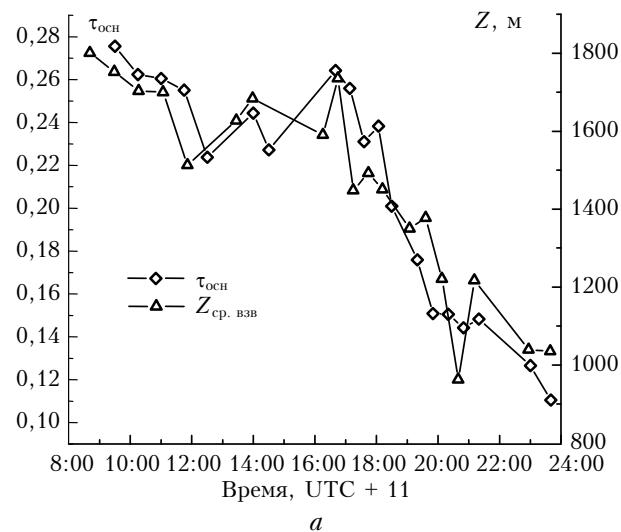


Рис. 5. Дневная изменчивость оптической толщи ППС и средневзвешенной высоты аэрозольного слоя (*a*) и относительного вклада внутреннего ППС в оптическую толщину ППС и массовой концентрации аэрозоля M в приземном слое (*б*)

Все перечисленные выше характеристики атмосферного аэрозоля испытывали типичную для всего летнего сезона дневную изменчивость. В условиях антициклона в атмосфере прибрежной части При-

морского края обычно наблюдается утренняя атмосферная дымка, которая рассеивается к середине дня. Этот процесс находит свое отражение в поведении оптической толщи ППС и средневзвешенной высоты аэрозольного слоя (рис. 5, *a*).

На временной развертке относительного вклада внутреннего ППС в аэрозольную загрузку ППС прослеживаются два временных интервала, где наиболее интенсивно увеличивается содержание аэрозоля во внутренний ППС и его оптическая толща. Это утреннее время с 9:00 до 12:00 и вечернее — с 17:00 до 20:00 местного времени. Эти периоды соответствуют активной фазе развития конвективного слоя с инъекцией аэрозоля из приземного слоя во внутренний ППС и фазе трансформации конвективного слоя в стабильный ночной. В последнем случае, за счет оседания аэрозоля из вышележащих слоев основного ППС во внутренний, резко увеличивается относительный вклад внутреннего слоя в оптическую толщину всего ППС.

Повышение утром и вечером содержания аэрозоля в приземном слое атмосферы отчетливо прослеживается и на временном ходе массовой концентрации аэрозоля. Сдвиг утренней фазы нарастания массовой концентрации аэрозоля в сторону времени восхода солнца вполне закономерен, поскольку развитие конвективных потоков начинается непосредственно с восходом солнца в тонком приземном слое.

Анализ всего массива данных лидарного зондирования, полученных в течение 29 безоблачных дней летнего периода, позволил определить среднестатистические характеристики структурных элементов ППС, которые представлены ниже.

Средняя высота основного ППС, м	2000 ± 600
Верхняя граница конвективного слоя в максимальной фазе развития, м	600 ± 200
Высота стабильного слоя не превышает, м	200
Высота проявления бризовой циркуляции не превышает, м	900

Заключение

Летом 2011 г. реализовалась прекрасная возможность наблюдения динамики конвективного слоя благодаря стечению нескольких обстоятельств. Во-первых, количество солнечных дней в летний период превысило многолетние среднестатистические значения, что позволило эффективно использовать лидарную и солнцетомеретрическую технику на больших временных интервалах. Во-вторых, строительство автомобильной трассы в рамках подготовки к саммиту стран АТЭС обеспечило протяженный вдоль береговой черты источник пылевого аэрозоля, который оказался отличным трассером для изучения динамики конвективного слоя и циркуляции воздуха в прибрежной части Амурского залива. Немаловажную роль сыграла и новая конструкция лидара с дополнительным каналом регистрации деполяризованной компоненты рассеянного излучения.

Применение соосной схемы зондирования, реализованной в конструкции лидара, позволило значительно уменьшить «мертвую зону» регистрации сигнала до 30 м по высоте при наклонном зондировании, а использование «деполяризационного» канала обеспечило возможность уверенного разделения слоев континентального и морского аэрозоля в условиях бризовой циркуляции воздушных потоков.

Характеризуя выявленные особенности дневной изменчивости АОТ и оптических характеристик ППС, можно отметить следующее.

Бризовая циркуляция воздушных потоков отчетливо наблюдается в поведении степени деполяризации рассеянного аэрозолем излучения при слабом южном ветре (менее 3 м/с) и только с наветренной стороны залива.

АОТ основного и внутреннего пограничных слоев испытывает выраженную дневную изменчивость. Высокая влажность и конденсационные формы морских воздушных масс вызывают увеличение плотности атмосферной дымки и значений АОТ основного ППС в утреннее время, которые по мере разогрева атмосферы испытывают монотонный спад, достигая минимальных значений на закате солнца. Увеличение вклада конвективного слоя в АОТ основного ППС наблюдается в утренние (с 9:00 до 12:00) и вечерние (с 18:00 до 21:00) часы – периоды максимального развития и ослабления конвективных процессов. В вечернее время этот вклад по времени совпадает с началом процессов конденсации и оседания аэрозоля и верхних слоев основного ППС.

Экспериментальные работы выполнялись на оборудовании, уникальных стендах и установках Центра коллективного пользования «Лазерные методы исследования конденсированных сред, биологических объектов и мониторинга окружающей среды» Института автоматизации и процессов управления Дальневосточного отделения РАН при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, ГК 7019, 7050, РФФИ, грант № мол_а 12-05-31223, и грантов ДВО РАН 12-III-B-02-016.

1. *Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э.* Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 4. С. 344–356.
2. *Böckmann C., Mironova I., Müller D., Schneidembach L., Nessler R.* Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar // J. Opt. Soc. Amer. A. 2005. V. 22, N 3. P. 518–528.
3. *Veselovskii I., Kolgotin A., Griaznov V., Muller D., Wandinger U., Whiteman D.* Inversion with regularization for the retrieval of tropospheric aerosol parameters from multiwavelength lidar sounding // Appl. Opt. 2002. V. 41, N 18. P. 3685–3699.
4. *Veselovskii I., Kolgotin A., Griaznov V., Muller D., Franke K., Whiteman D.N.* Inversion of multiwavelength Raman lidar data for retrieval of bimodal aerosol size distribution // Appl. Opt. 2004. V. 43, N 5. P. 1180–1195.

5. *Santacesaria V., Marengo F., Balis D., Papayannis A., Zerefos C.* Lidar observations of the Planetary Boundary Layer above the city of Thessaloniki, Greece // Il Nuovo cim. C. 1998. V. 21C, N 6. P. 585–596.
6. *Балин Ю.С., Ерусов А.Д.* Вертикальная структура аэрозольных полей пограничного слоя атмосферы по данным лазерного зондирования // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12, № 7. С. 616–623.
7. *Балин Ю.С., Ерусов А.Д.* Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозольных полей атмосферы в котловине оз. Байкал // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 6–7. С. 633–638.
8. *Atmosphere aerosol and ozone monitoring in CIS regions through lidar network (CIS-LiNet)* // Final Project Technical Report, интернет-ресурс <http://www.cis-linet.basnet.by>
9. *Endlich R., Ludwig E., Uthe E.* An automatic method for determining the mixing depth from Lidar observations // Atmos. Environ. 1979. V. 13, N 7. P. 1051–1056.
10. *Melfi S., Spinhirn J., Chou S.C., Palm S.* Lidar observations of vertically organized convection in the planetary boundary layer over the ocean // J. Climate Appl. Meteorol. 1985. V. 24, N 8. P. 806–821.
11. *Shimizu H., Sasano Y., Nakane H., Sugimoto N., Matsui I., Takeuchi N.* Large-scale laser radar for measuring aerosol distribution over a wide area // Appl. Opt. 1985. V. 24, N 5. P. 617–626.
12. *Crum T., Stull R., Eloranta E.* Coincident lidar and aircraft observations of entrainment into thermals and mixed layers // Climate Appl. Meteorol. 1987. V. 26, N 7. P. 774–788.
13. *Cooper D., Eichinger W.* Structure of the atmosphere in an urban planetary boundary layer from lidar and radiosonde observations // Geophys. Res. D. 1994. V. 99, N 11. P. 22,937–22,948.
14. *Dupont E., Pelon J., Flamant C.* Study of the moist convective boundary layer structure by backscattering lidar // Boundary-Layer Meteorol. 1994. V. 69, N 1–2. P. 1–25.
15. *Зуев В.Е., Зуев В.В.* Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 232 с.
16. *Endlich R., Ludwig E., Uthe E.* An automatic method for determining the mixed depth from lidar observations // Atmos. Environ. 1979. V. 13, N 7. P. 1051–1056.
17. *Flamant C., Pelon J., Flamant P.H., Durand P.* Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer // Boundary-Layer Meteorol. 1997. V. 83, N 2. P. 247–284.
18. *Hayden K.L., Anlauf K.G., Hoff R.M., Strapp J.W., Bottenheim J.W., Wiebe H.A., Froude F.A., Martin J.B., Steyn D.G., McKendry I.G.* The Vertical Chemical and Meteorological Structure of the Boundary Layer in the Lower Fraser Valley during Pacific 93 // J. Atmos. Environ. 1997. V. 31, N 14. P. 2089–2105.
19. *Menut L., Flamant C., Pelon J., Flamant P.H.* Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area // Appl. Opt. 1999. V. 38, N 6. P. 945–954.
20. *Hooper W.P., Eloranta E.W.* Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and Kyttoon // J. Climate Appl. Meteorol. 1986. V. 25, N 7. P. 990–1001.
21. *Piironen A., Eloranta E.W.* Convective Boundary Layer Mean Depths, Cloud Base Altitudes, Cloud Top Altitudes, Cloud Coverages, and Cloud Shadows Ob-

- tained from Volume imaging Lidar data // J. Geophys. Res. D. 1995. V. 100, N 12. P. 25569–25576.
22. *Дашко Н.А.* Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: Дальневост. гос. ун-т, 2005. 200 с.
 23. *Струнин М.А., Хияма Т.* Самолетные исследования атмосферного пограничного слоя над долиной реки Лены в районе г. Якутска. Часть I. Мезомасштабная структура // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2005. Т. 41, № 2. С. 178–200.
 24. *Струнин М.А., Хияма Т.* Самолетные исследования атмосферного пограничного слоя над долиной реки Лены в районе г. Якутска. Часть II. Спектральная структура // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2005. Т. 41, № 3. С. 378–398.
 25. *Mareenco F., et al.* Optical properties of tropospheric aerosols determined by lidar and spectrophotometric measurements (Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation campaign) // Appl. Opt. 1997. V. 36, N 27. P. 6875–6886.

A.N. Pavlov, K.A. Shmirko, S.Yu. Stolyarchuk. **Characteristics and dynamics of planetary boundary layer in the “land–ocean” zone. Part II. Summer period.**

This work contains results connected with boundary layer structure and dynamics in Far East ocean–continent zone in summertime by means of aerosol lidar. Mean values of PBL height, top of the convective layer and mean height of the nocturnal layer are presented. As the example of several summer days, specific features of the PBL structure and dynamics are identified, presented and analyzed. Maximal values of breeze circulation heights are also presented.