

Ю.С. Балин, А.Д. Ершов

Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозольных полей атмосферы в котловине оз. Байкал

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 28.12.99 г.

Приводятся результаты исследований вертикальных профилей коэффициентов рассеяния пограничного слоя атмосферы на основе анализа массива данных, полученных в ходе круглосуточных лидарных экспериментов в акватории оз. Байкал летом 1998 г. Отмечен сложный характер высотной структуры аэрозольных полей, обусловленный специфическими особенностями циркуляции воздуха в горной котловине. Оценка вертикальной протяженности ячеек циркуляции показывает, что их нижняя граница находится на высоте около 300 м, а верхняя – 1000÷1300 м.

Озеро Байкал является одним из уникальнейших творений природы и, как отмечено во многих международных научных программах, естественной природной лабораторией для изучения изменений окружающей среды и климата [1]. Поэтому важно то внимание, которое уделяется исследованиям возможных механизмов его загрязнения, в том числе через систему «атмосфера – озеро», путем воздушного переноса и осаждения примесей от промышленных предприятий, расположенных как в непосредственной близости, так и на значительных расстояниях.

До последнего времени исследования аэрозольных и газовых примесей проводились в основном в приземном слое с использованием средств локального контроля, которые располагались либо в нескольких пунктах на побережье [2], либо на борту научного судна для изучения состава воздуха непосредственно в приземном слое над акваторией [3, 4].

Регион оз. Байкал характеризуется существенными орographicкими и термическими неоднородностями, что приводит к специфическому взаимодействию местных ветров с основным воздушным потоком. Так, при самолетных наблюдениях в котловине озера обнаружен феномен круговой циркуляции воздуха – тороидальный прибрежный вихрь, образующийся в результате действия двух факторов: термической неустойчивости и канального эффекта [5].

В дальнейшем специальные самолетные обследования выбросов Байкальского целлюлозно-бумажного комбината показали сложный характер пространственного распределения содержания аэрозоля в атмосфере, когда наличие подобной циркуляции способствует высотному расслоению и переносу примесей вдоль береговой линии на многие десятки километров [6].

Институтом оптики атмосферы в г. Томске проводятся регулярные лидарные наблюдения вертикальной структуры аэрозольных полей нижней тропосферы, которые обычно охватывают весенне-летний период. Измерения осуществляются круглосуточно, циклически, с периодичностью 1÷2 ч, позволяя проследить временную динамику трансформации высотных профилей коэффициентов рассеяния в течение суток. Высокое пространственное разрешение 7,5÷15 м лидара создает основу для изучения более тонкой пространственной вертикальной структуры аэрозольных полей по срав-

нению с самолетными нефелометрическими наблюдениями, особенно на малых высотах в ночное время [7].

Механизм трансформации высотного профиля коэффициента рассеяния в пределах одной воздушной массы, как известно, обусловлен суточным характером изменения термического режима пограничного слоя атмосферы. Это приводит к тому, что после восхода солнца значения коэффициентов рассеяния в приземном слое начинают возрастать и происходит интенсивное заполнение аэрозолем вышележащих слоев вплоть до высоты пограничного слоя. При этом, как следует из концепции о наличии внутреннего (ВСП) и основного (ОСП) слоев перемешивания [8], аэрозоль прежде всего заполняет внутренний слой, а затем поднимается до верхней границы $H_{\text{ОСП}}$.

Начиная с середины дня температура медленно понижается, что приводит к уменьшению турбулентного обмена и, как следствие, к уменьшению коэффициента рассеяния в верхних слоях и накоплению аэрозоля в нижних.

В [9] на основе статистического анализа поведения средних значений коэффициентов рассеяния $\sigma(H)$ и высотных автокорреляционных матриц для различных синоптических и сезонных условий было показано, что высота $H_{\text{ВСП}}$ достигает 500÷650 м, а $H_{\text{ОСП}} \sim 1200\div 1400$ м.

В этой связи представляется интересным проследить особенности вертикальной структуры аэрозольных полей в других регионах, а в связи со спецификой циркуляции воздушных потоков – в котловине оз. Байкал.

Для этих целей нами был выбран фоновый район в п. Боярске, характеризуемый отсутствием крупных промышленных предприятий. Крупнейшее промышленное предприятие – целлюлозно-бумажный комбинат г. Байкальска – расположен от пункта измерений на расстоянии более 150 км. В последние годы (июль – август 1998÷1999 гг.) Институт проводит в этом районе крупные наземные комплексные экспедиции, в том числе с использованием малогабаритного сканирующего аэрозольного лидара «ЛОЗА-М» ($\lambda = 0,53$ мкм). Следует отметить, что по данным аэрозольных наземных и самолетных комплексов [6, 10] атмосфера в акватории оз. Байкал характеризуется очень низкими значениями коэффициентов рассеяния. При этом станции пробоотбора, расположенные даже вблизи небольших населенных пунктов, могут характеризовать региональный аэрозольный фон толь-

ко в летний период, поскольку зимой атмосфера испытывает сильное воздействие местных источников отопления [2]. На этом фоне высотные накопления аэрозоля должны регистрироваться уже непосредственно в виде характерных всплесков эхосигналов лидара.

Такая картина была обнаружена нами в первой же экспедиции 1998 г. Измерения осуществлялись круглосуточно, циклически, с периодичностью 1 ч. Лидар зондировал атмосферу как в горизонтальном, так и в наклонных и вертикальном направлениях с пространственным разрешением 7,5 м, т.е. за одни сутки регистрировалось 24 высотных профиля аэрозольных коэффициентов рассеяния. Иллюстрацией сказанному является рис. 1, где показаны фрагменты временных разрезов аэрозольных полей за один цикл измерений в виде сигналов обратного рассеяния, скорректированных на квадрат расстояния. В верхней части рисунка помещена шкала, где в градациях яркости почернения в относительных единицах показана амплитуда этих сигналов. Измерения проводились с циклическостью 1 ч. В данном случае показаны результаты наблюдений в 10 и 11 ч утра. Этот временной интервал, как следует из предыдущих наблюдений [9], характеризует собой наиболее динамичную часть процесса формирования вертикальной структуры аэрозольных полей. Как видно из верхней части рис. 1 (время 10 ч), в высотной стратификации наблюдаются два четко выраженных слоя: на высотах ~ 500 и 1250 м, что соответствует границам внутреннего и основного слоев перемешивания.

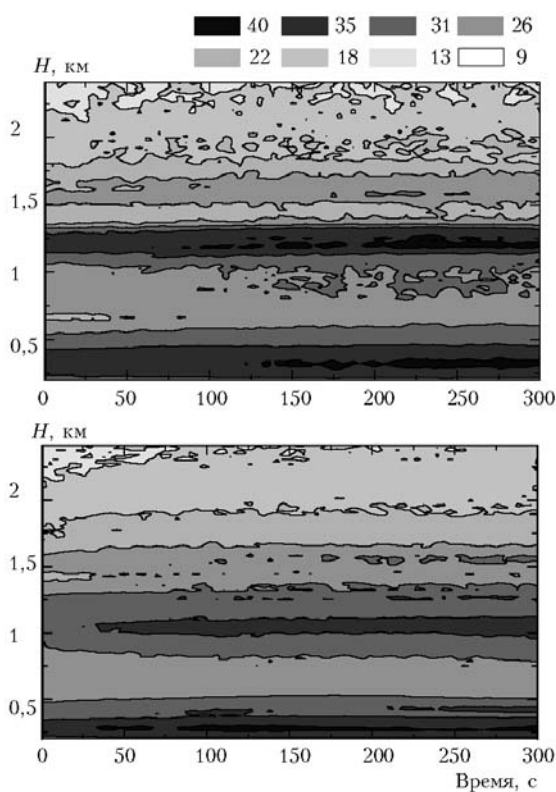


Рис. 1. Пространственно-временная структура аэрозольных полей, полученная на основе лидарных сигналов. Измерения 29 июля 1998 г., верхняя часть в 10, нижняя в 11 ч

Дальнейший цикл измерений показал интенсивное заполнение аэрозолем вертикального высотного диапазона. При этом заполнение идет как от нижней границы вверх, так и от верхней границы вниз. Последнее является подтвер-

ждением обнаруженного ранее при самолетном зондировании инверсионного распределения примесей по вертикали, что обусловлено спецификой воздушных потоков в котловине оз. Байкал [11].

Рассмотрим более подробно поведение высотного суточного хода коэффициента аэрозольного рассеяния $\sigma(z)$, когда для двухкомпонентной атмосферы (молекулярное и аэрозольное рассеяние) профиль коэффициента молекулярного рассеяния считается известным из модельных оценок [12].

Из всего массива данных, полученных во второй половине июня 1998 г., в качестве примера были выбраны ясные солнечные дни, т.е. без наличия осадков, нарушающих закономерности суточного хода.

На рис. 2 показан суточный ход высотного распределения коэффициентов аэрозольного рассеяния за 29–30 июля. Хотя зондирование осуществлялось через каждый час до высот 2,2–2,4 км, без потери наглядности выборка представлена до высоты 1,6 км с периодичностью 2 ч. Цифры в верхней части рисунка указывают местное время измерений, в нижней – среднее значение коэффициента рассеяния σ_0 , измеренное лидаром по горизонтальной трассе протяженностью 1,5 км. Нижняя граница профилей соответствует высоте 285 м, чтобы исключить влияние теневой зоны и геометрической функции лидара, вносящей значимые погрешности в определение $\sigma(H)$ при его малых значениях.

За отправную точку принято время 6.00, практически сразу после восхода солнца. Уже первый сеанс зондирования показал сложный характер распределения $\sigma(H)$, где в соответствии с его градиентом можно выделить следующие высотные диапазоны: 200–400, 400–800, 800–1200 и 1200–1600 м. При этом в диапазоне 800–1200 м высотный градиент $\sigma(H)$ даже меняет знак, т.е. коэффициент рассеяния увеличивается с высотой. Последующие измерения (8.00 и 10.00) показали еще более выраженную картину расслоения, обусловленного усилением процессов турбулентного обмена после восхода солнца. Здесь можно выделить два резко обозначенных слоя: на высотах примерно 300 и 1200 м, а в области 600–100 м высотное распределение $\sigma(H)$ носит нейтральный характер.

К околополуденному времени картина несколько затухает из-за увеличения аэрозольного заполнения во всем высотном диапазоне с одновременным уменьшением градиента $\sigma(H)$. Начиная с 15 ч интенсивность турбулентного обмена медленно уменьшается, верхние слои опустошаются, что приводит к накоплению аэрозоля на нижележащих уровнях и сглаживанию наблюдаемой стратификации. Некоторой точкой «равновесия» здесь, по-видимому, следует считать временной отсчет в 16.00 ч, когда на высотном профиле $\sigma(H)$ не обнаруживается каких-либо характерных отклонений, а приземное значение σ_0 после достижения максимума в околополуденные часы уменьшается. В соответствии с суточным характером термического режима пограничного слоя атмосферы в умеренных широтах для летнего периода увеличение градиента спада температуры наблюдается с 17 ч до захода солнца [13]. Это приводит вначале (18.00) к увеличению скорости спада $\sigma(H)$ на верхнем участке (1000–1600 м), а затем и на всем диапазоне. В суточном ходе приземных значений σ_0 в 20.00 наблюдается вторичный максимум, обнаруженный ранее для данного отрезка времени при исследованиях счетной концентрации частиц в конце июля 1991 г. на оз. Байкал [10]. По данным измерений в 22 и 24 ч следует выделить три участка: 800–1600; 500–800 и 200–500 м, характеризующие своими градиентами изменения.

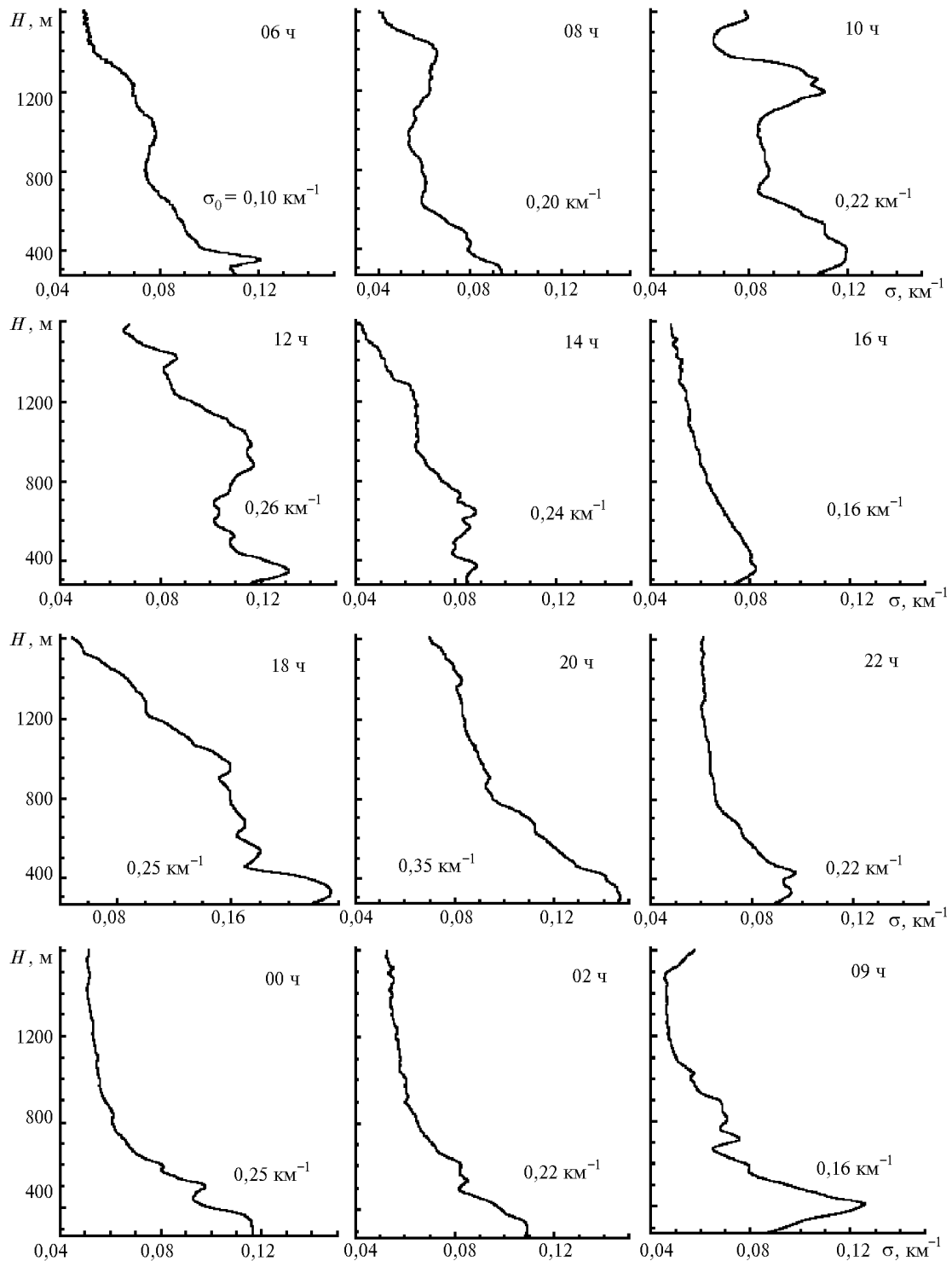


Рис. 2. Суточный ход высотного распределения коэффициента рассеяния 29–30 июля 1998 г.

Дальнейшие ночные измерения и последующие дневные 30 июля в статье не приводятся, поскольку с небольшими вариациями они аналогичны описанному выше суточному ходу высотного распределения $\sigma(H)$. Для наглядности приведем только один профиль (последний на рисунке), полученный в 9 утра 30 июля и повторяющий в общих чертах результаты 8- и 10-часового циклов 29 июля.

Таким образом, проведенная серия измерений показывает наличие сложной структуры вертикального профиля $\sigma(H)$, обусловленной инверсным поведением содержания аэрозоля в области высот 1200–1400, 200–400 м и в большинстве случаев нейтральным ходом в диапазоне 500–800 м.

В этой связи интересно оценить в том же временном масштабе, какой вклад в процентном отношении в общую

оптическую толщину дают различные участки пограничного слоя. Для этого весь высотный интервал, с 200 до 1400 м, разбили на участки протяженностью 300 м. Суточный ход процентного вклада Δt различных высотных интервалов в интегральное значение толщи показан на рис. 3.

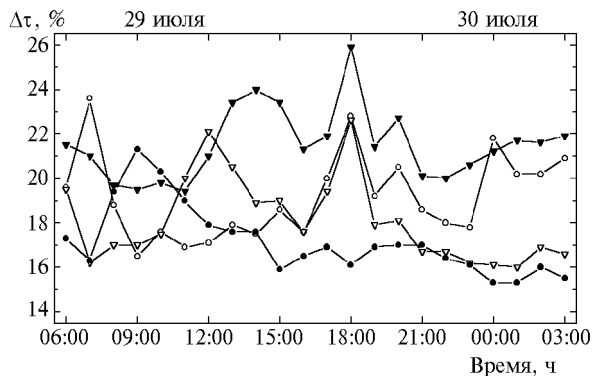


Рис. 3. Суточный ход процентного вклада различных высотных интервалов в общую оптическую толщину: \circ – 200–500 м; \blacktriangledown – 500–800 м; ∇ – 800–1100 м; \bullet – 1100–1400 м

Наиболее сложная картина возникает в утренние часы. Здесь наибольший вклад вначале дают нижние слои, но уже к 9 ч наблюдается противоположная ситуация: минимальные значения Δt – на нижнем интервале 200–500 м и максимальные – на верхнем. Начиная с этого момента про-

исходит неуклонный рост оптической толщи центральной части пограничного слоя с одновременным уменьшением вклада верхних слоев. В процентном отношении в околополуденные часы и вечернее время разница между ними составляет около 10%. В целом эта тенденция сохраняется до конца измерений, а физический смысл изменения суточного хода Δt рассмотрен при описании рис. 2.

Для количественной оценки взаимосвязей оптических параметров атмосферы на различных высотах рассмотрим статистические характеристики профилей $\sigma(H)$ в виде высотных нормированных автокорреляционных матриц $R(H)$. Корреляционные матрицы рассчитывались для диапазона $0,28 \div 2,0$ км с пространственным разрешением 30 м на основе примерно 400 профилей коэффициентов рассеяния.

Рассмотрим суточные изменения поведения $R(H)$, представленные на рис. 4. В соответствии с временной динамикой изменения $\sigma(H)$, показанной на рис. 2, были выбраны четыре временных интервала, характеризующие процессы трансформации профилей в различные часы. Это утренние (05–10 ч), дневные (11–17 ч), вечерние (18–22 ч) и ночные (23–04 ч).

Как видно из рис. 4, $R(H)$ имеют совершенно отличный друг от друга характер в различное время суток. Отличия проявляются прежде всего при сопоставлении данных, полученных в ночные и утренние часы по отношению к остальным периодам (рис. 4, б, в), в которых автокорреляционные функции монотонно убывают по высоте.

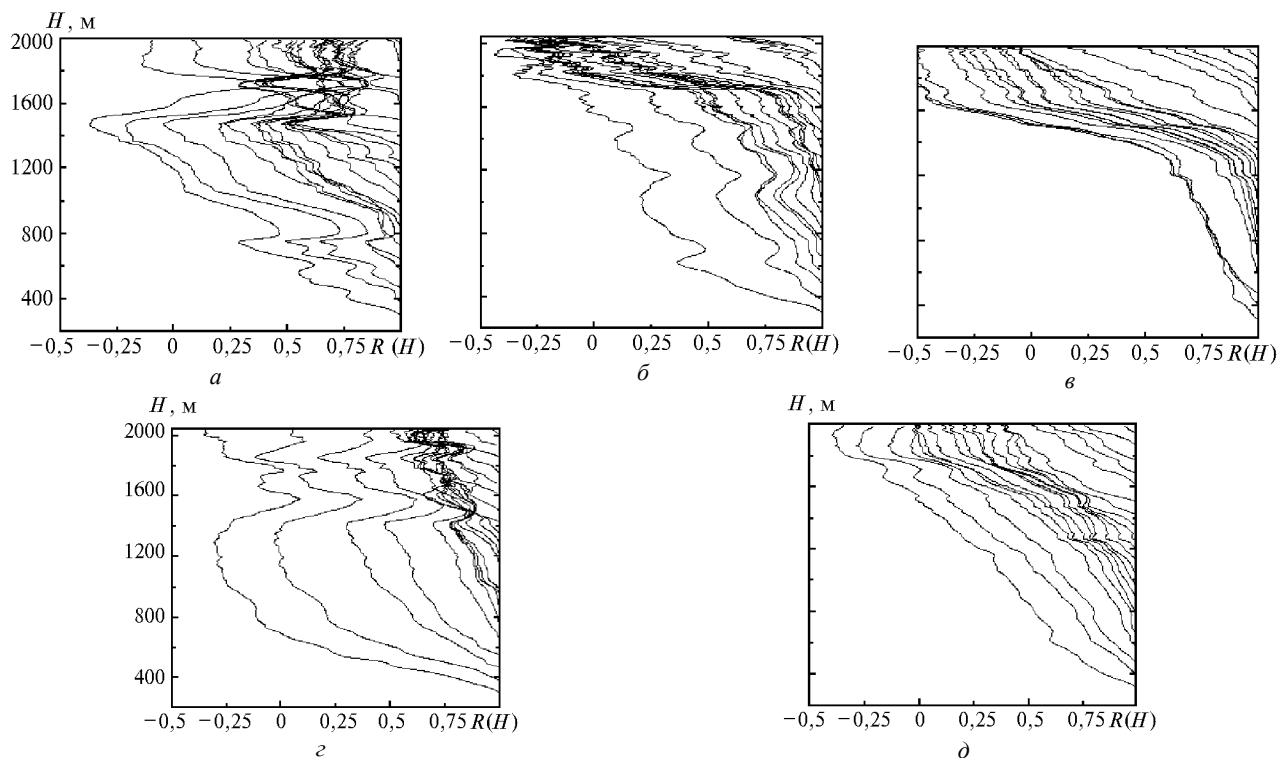


Рис. 4. Характер поведения высотного хода автокорреляционных матриц в различные интервалы времени суток: а – 05–10 ч; б – 11–17 ч; в – 18–22 ч; з – 23–04 ч; д – 00–24 ч

Графики для ночного и утреннего интервалов (рис. 4, а, з) показывают наличие четкой зависимости между изменениями коэффициентов рассеяния на верхней (1400–1500 м) и нижней (300 м) границах интервала, в то время как

взаимосвязь $\sigma(H)$ между нижней границей и последующими высотами незначительна. Это свидетельствует о едином механизме формирования высотной структуры $\sigma(H)$, обусловленном наличием бризовой циркуляции воздуха в акватории

озера [14] и каналным эффектом [15], приводящим к возникновению спиралевидного прибрежного вихря, выявленного при самолетных наблюдениях в различных синоптических условиях и сезонах в период 1991–1996 гг. [5, 16], а в последующие годы с использованием шарпилотного зондирования [16]. В дневные и вечерние часы процессы турбулентного обмена приводят к более равномерным устойчивым связям между отклонениями $\sigma(H)$ на всех высотах. Представленные для этих временных интервалов матрицы (см. рис. 4, б, в) имеют сходный характер с полученными ранее для континентальных условий [9] и в целом определяют поведение обобщенной автокорреляционной матрицы для всего периода суток (рис. 4, г). Интересны диапазоны высот, где наблюдается сгущение всех кривых высотных зависимостей $R(H)$, а ниже значения коэффициента рассеяния хорошо коррелированы между собой ($R \geq 0,5$). По этому признаку в [8] предложено определять высоту основного слоя перемешивания. В нашем случае для дневных условий эта высота 1800 м, для вечерних – 1500 м.

Итак, лидаром обнаружена картина взаимосвязи изменения оптических аэрозольных характеристик на границах области высот 0,28–1,4 км, которая скорее всего обусловлена при основном западном потоке воздуха тороидальным бризовым термическим вихрем [5]. Если предположить, что его нижняя граница находится на указанной высоте, то должна наблюдаться слабая корреляция между высотным изменением $\sigma(H)$ и данными наземных измерений. Для выяснения этого момента были рассчитаны автокорреляционные функции $R(0, H)$, где значения σ_0 брались из данных зондирования по горизонтальным трассам в каждом цикле измерений. Результаты расчетов представлены на рис. 5 для тех же временных интервалов, что использовались для описания рис. 4. Здесь также можно выделить две группы данных: дневные и вечерние часы, утренние и ночные. Для первой группы (см. рис. 5, кривые 2, 3) корреляция практически отсутствует во всем высотном диапазоне. Для ночных условий (кривая 4) значимая корреляция наблюдается только до $H = 500$ м, а для других высот она даже отрицательна (переходит в область малых положительных значений только на верхней границе). Интересно отметить рост $R(0, H)$ до максимальных значений $\sim 0,75$ в диапазоне высот 0–400 м. В совокупности с данными рис. 4, г это говорит о непосредственном переносе примесей от верхней границы (источник) до нижней, где и происходит

их накопление с последующим осаждением в приземной слой. Противоположная картина иллюстрируется кривой 1 рис. 5 для утреннего периода суток.

После восхода солнца начинаются процессы турбулентного обмена, появляются восходящие потоки и осуществляется вынос аэрозоля с подстилающей поверхности в вышележащие слои, что приводит к постоянному росту корреляции с высотой. Примечательно, что кривые 1 и 4 для утренних и ночных условий имеют общую точку пересечения на высоте $H \approx 500$ м, где коэффициент корреляции $R(0, H)$ достигает 0,5. Только для ночного периода $R(0, H)$ падает с высотой, а для утреннего – возрастает. В то же время в поведении обеих зависимостей отмечается незначительное повышение корреляции на верхней границе 1500–1600 м. Таким образом, рис. 5 дает ясное представление, что наземные измерения в большинстве случаев слабо коррелируют с вертикальным распределением $\sigma(H)$.

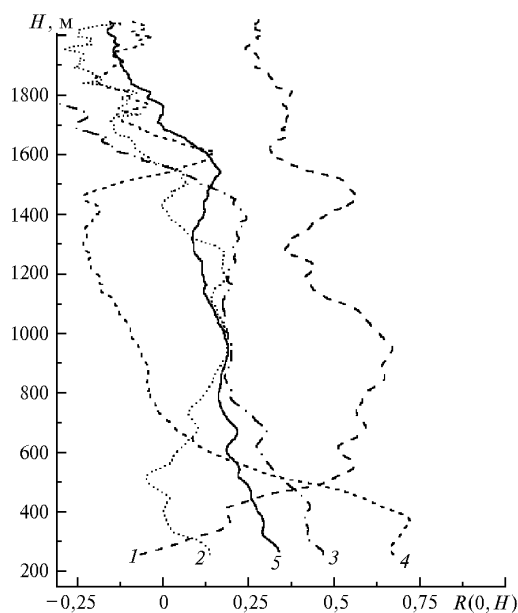


Рис. 5. Высотный ход автокорреляционной функции $R(\sigma_0, \sigma_H)$ для различных интервалов времени суток: 1 – 05–10 ч; 2 – 11–17 ч; 3 – 18–22 ч; 4 – 23–04 ч; 5 – 00–24 ч

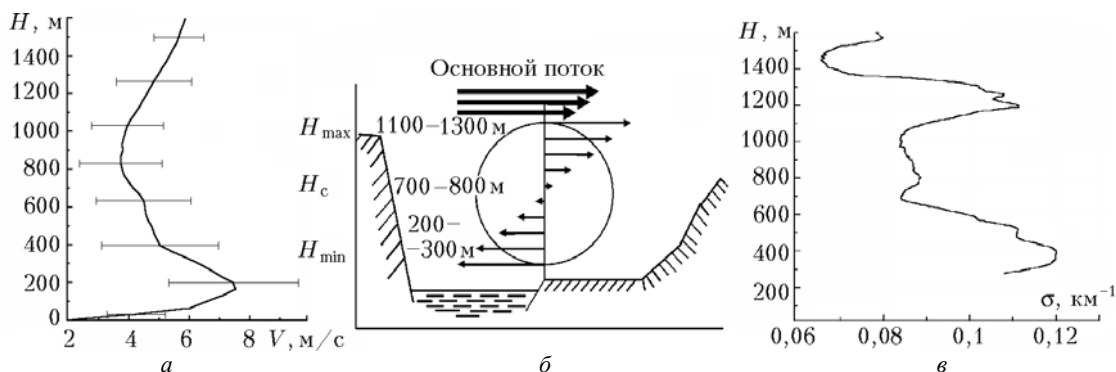


Рис. 6. Схема высотного распределения модуля скорости ветра и коэффициента рассеяния в ячейке циркуляции: а – усредненное значение скорости ветра за период наблюдений; б – модель ветровой ячейки циркуляции [16]; в – распределение $\sigma(H)$ в утренние часы по данным лидара

В целом анализ представленных результатов свидетельствует о сложной структуре формирования профилей $\sigma(H)$ в течение суток, что обусловлено спецификой циркуляции атмосферы в пограничном слое котловины озера. Схема вы-

сотного распределения модуля скорости ветра по данным шарпилотного зондирования и коэффициента аэрозольного рассеяния по результатам лазерного зондирования (утренние часы) представлена на рис. 6.

Эти распределения позволяют сделать оценки вертикальной протяженности ячеек циркуляции. Их нижняя граница находится на высоте $H_{\min} = 300$ м, а верхняя $H_{\max} = 1100\text{--}1300$ м. Центр ячейки, соответствующий минимальным значениям скорости ветра и коэффициента рассеяния, расположен в районе $H_c = 700\text{--}800$ м. Область граничных высот хорошо совпадает с данными аэрологических наблюдений, проведенных в предыдущие годы [16].

В заключение хочется выразить признательность всем участникам экспедиции «Байкал», особенно сотрудникам отдела физических проблем Бурятского института естественных наук, на полевой базе которого проводились измерения.

Дальнейшая комплексная обработка всех полученных в период экспедиции данных и постановка специальных экспериментов будут способствовать более глубокому пониманию природы физических процессов, происходящих в воздушном бассейне оз. Байкал.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 00-05-81164 и 98-05-031777.

1. *Байкал* – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата: Тезисы докладов. Т. 1. Иркутск, 1994. 71 с.
2. Ходжер Т.В., Голобокова Л.П., Оболкин В.А., Потемкин В.Л., Нецветаева О.Г. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 6. С. 650–655.

3. Ходжер Т.В., Потемкин В.Л., Оболкин В.А. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1059–1065.
4. Аргунинцев В.К., Макухин В.Л., Оболкин В.А., Потемкин В.Л., Ходжер Т.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 748–753.
5. Зуев В.Е., Антонович В.В., Белан Б.Д. и др. // Доклады АН. 1992. Т. 325. № 6. С. 1146–1150.
6. Панченко М.В., Белан Б.Д., Шаманаев В.С. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 4–5. С. 463–472.
7. Белан Б.Д., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
8. Белан Б.Д. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1045–1054.
9. Балин Ю.С., Ершов А.Д. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 7. С. 616–623.
10. Куценогий П.К. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1055–1058.
11. Белан Б.Д., Зуев В.Е., Ковалевский В.К. и др. // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С. 39–50.
12. Kovalev V.A. // Appl. Opt. 1993. V. 32. № 30. P. 6053–6065.
13. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
14. Бурман Э.А. Местные ветры. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 324 с.
15. Garrat I.R., Hess G.D., Physick W.L. and Boudeant P. // Bound. Layer Meteorol. 1996. V. 78. P. 9–37.
16. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Ивлев Г.А. и др. // Метеорология и гидрология. 1998. № 8. С. 66–71.

Yu.S. Balin, A.D. Ershov. Lidar studies of vertical structure of atmospheric aerosol fields in the basin of Lake Baikal.

The results of investigation of the scattering coefficient vertical profiles for boundary atmospheric layer are presented, which are based on analysis of data obtained from diurnal lidar experiments conducted in the basin of Lake Baikal in summer, 1998. A complex character of the aerosol fields height structure due to features of air circulation in the lake basin surrounded by mountains is marked. Estimates of vertical length of the circulation cells show that their bottom boundary is at the height ~ 300 m and the top one – at 1000–1300 m.