

УДК 551.521.3 (575.2) (04)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СЛОЯ АКТИВНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В ГОРАХ

Б.Б. Чен – докт. физ.-мат. наук

Л.Г. Свердлик – зам. директора ЛСТ КPCУ

On base round-the-clock lidar measurements at the main month's season year behavior of the backscattering coefficient vertical distribution by statistical method explored. The revealed differences in behavior high-altitude normalized correlation matrixes and their eigenvectors are brought; and criterions' forming different conditions of the optical state active turbulent mixing layer in mountain are. The high-altitude model of the aerosol backscattering coefficient for typical mountain conditions offered.

Как известно, текущий глобальный радиационный баланс приписывается отрицательному аэрозольному воздействию, которое сравнимо и противоположно воздействию тепличных газов (см., напр., [1]). Это является результатом прямого эффекта, обусловленного рассеянием и поглощением солнечного излучения аэрозолем, и косвенного эффекта за счет способности аэрозоля влиять на образование облаков и их излучающих свойств (см., напр., [2]). Эти эффекты происходят главным образом в пределах и выше планетарного пограничного слоя (PBL), соответственно [3].

В то же время хорошо известно, что формирование вертикальной структуры аэрозольных полей в нижней тропосфере происходит под влиянием физических процессов различного временного и пространственного масштаба. В [4] опубликован наиболее полно статистический материал непосредственных оптических наблюдений с помощью нефелометра, установленного на самолете. На основе этих измерений приведены данные для создания динамической модели оптических характеристик аэрозоля, в основе которой лежат закономерности суточного, сезонного и годового хода

коэффициента рассеяния по вертикали и в зависимости от типа воздушных масс. Подобные исследования, как отмечено в [5], страдают определенными недостатками. Основной недостаток связан с самими самолетными наблюдениями и, прежде всего, с большой дискретностью измерений по времени в вертикальном направлении в различное время суток, особенно на малых высотах в ночное время.

Лидарные измерения свободны от этих недостатков. Фактически лидарные наблюдения представляют удобную технику для сбора многолетних данных об аэрозоле [6–10]. С помощью лидара чаще всего в целом изучают свойства аэрозоля над планетарным пограничным слоем (PBL) (см., напр., [9, 11]) или над нижней тропосферой (напр., [7, 8, 10, 12]). И наоборот, лидарные профили по большей части представлены в литературе для случаев, когда проводились исследования специфических свойств аэрозоля (напр., [6, 13–15]).

В [5] на основе данных лазерного зондирования на длине волны 532 нм рассмотрено поведение вертикальных профилей коэффициентов рассеяния в разное время суток с периодичностью 2 ч и с пространственным разреше-

нием 15 м при различных погодных условиях. С учетом выявленных особенностей в поведении средних профилей коэффициента рассеяния и их статистических характеристик предложена четырехслойная высотная модель пограничного слоя.

В статье на основе концепции [5] рассмотрено поведение вертикальных профилей коэффициента рассеяния в разное время суток в различные сезоны года и в зависимости от типа воздушных масс по результатам круглосуточных лазерных зондирований тропосферного аэрозоля. Используются данные зондирования на длине волны 532 нм в ноябре 2003 г. (осень) и в августе и феврале 2004 г. (лето, зима) с помощью многоволнового лидарного комплекса на лидарной станции Теплоключенка (ЛСТ) в Центральном Тянь-Шане. Зондирования проводились как в наклонных, так и в вертикальном направлениях до высоты 4,0 км над уровнем лидара с пространственным разрешением 30 м. Методология лазерного зондирования оптических характеристик атмосферного аэрозоля подробно рассмотрена в [16, 17].

Условия эксперимента

На рис. 1 приведена временная диаграмма изменения основных типов синоптических объектов (воздушных масс), а в табл. 1 – их повторяемость в период проведения эксперимента. На рисунке следующие обозначения: 1 – циклон, 2 – фронт, 3 – малоградиентное поле, 4 – антициклон и 5 – контрастная зона.

По данным многолетних наблюдений на территории Центральной Азии (табл. 1) основную долю в формирование погодных условий вносит летом в августе и осенью в ноябре преимущественно тропическая масса воздуха – 63,3 и 62,7% соответственно, а зимой в феврале – континентальный умеренный и арктический тип воздушной массы (90,6%). Примерно такой статистике соответствуют и рассматриваемые отрезки сезонных периодов. Так, в августе основную долю составил тропический тип воздушной массы (61,3%), а в феврале преобладающим являлся континентальный умеренный и арктический тип (91,3%).

В то же время статистика повторяемости основных синоптических объектов, представленная в табл. 1, несколько отличается от многолетних. Это можно объяснить тем, что в по-

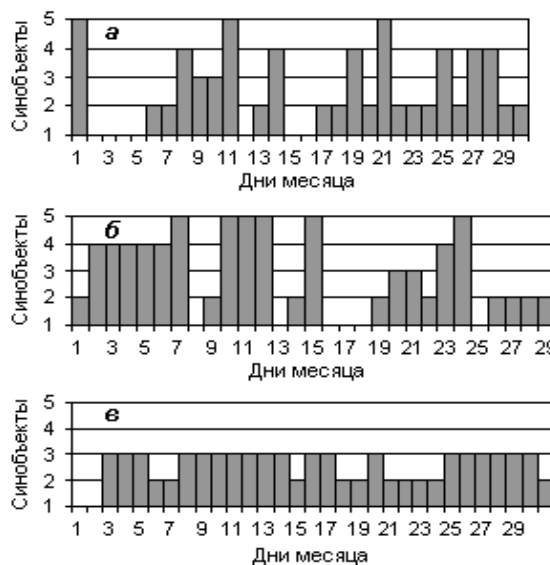


Рис. 1. Временная диаграмма смены воздушных масс в период эксперимента: а – ноябрь, 2003; б – февраль, 2004; в – август, 2004.

следнее время наблюдается увеличение одних и уменьшение других синоптических объектов. Так, например, в августе 2004 г. наблюдалось резкое увеличение повторяемости малоградиентных полей и полное отсутствие антициклонических положений и контрастных зон, а в феврале 2004 г. уменьшение фронтальных и антициклонических условий и увеличение контрастных зон и циклонических положений по сравнению с многолетними данными.

Поэтому и статистика повторяемости основных синоптических объектов, представленная в табл. 1, несколько отличается от многолетних.

Таким образом, как в многолетнем, так и в рассматриваемом периоде чаще всего наблюдались низкие барические образования. Так, в августе – это малоградиентные поля, а в ноябре и феврале – антициклоны.

Перенос аэрозоля на Центральный Тянь-Шань в рассматриваемые периоды времени года осуществлялся, в основном, в результате регионального перемещения воздушных масс из районов бассейна Аральского моря и Казахстана, а траектории дальнейшего движения воздушных масс были направлены преимущественно на Китай. На рис. 2 приведены, в каче-

Таблица 1

Повторяемость (%) основных синоптических объектов за многолетний и в экспериментальный периоды

Месяц	Циклон	Антициклон	Фронт	Контрастная зона	Малогradientное поле	Всего, %
Август	3,5	17,1	33,2	8,4	37,8	100,0
Август-04	6,5	0,0	32,3	0,0	61,2	100,0
Ноябрь	4,7	38,0	32,6	10,7	14,0	100,0
Ноябрь-03	28,3	18,3	36,7	10,0	6,7	100,0
Февраль	4,6	39,6	34,3	12,1	9,3	100,0
Февраль-04	20,7	22,4	29,4	20,7	6,9	100,0

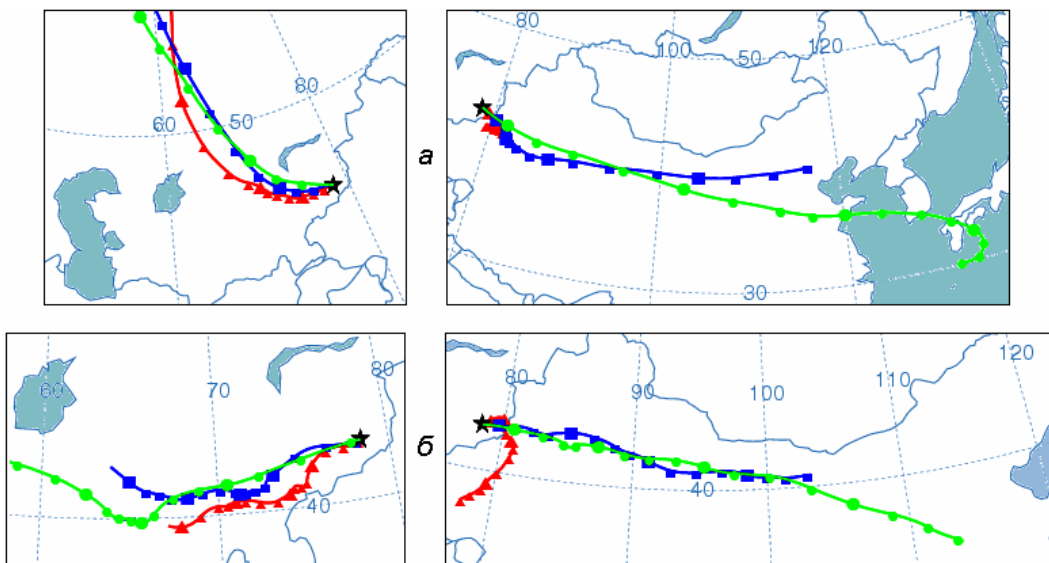


Рис. 2. Обратные и прямые траектории перемещения воздушных масс: а) 30 ноября 2003 г., б) 14 августа 2004 г.

стве примера, обратные (96 ч) и прямые (96 ч) траектории перемещения воздушных масс из Казахстана и далее на Китай при северо-западном фронтальном вторжении (рис. 2а) и из Аральского бассейна при малогradientном барическом поле (рис. 2б). Прямые и обратные траектории построены по модели NCEP/NCAR HYSPLIT4 и архивным метеорологическим данным FNL NOAA [19, 20]. Траектории были рассчитаны для высот 500, 1500 и 3500 м над земной поверхностью (над уровнем лидара).

Статистический анализ результатов

Имеющиеся статистические данные лидарного зондирования коэффициента аэрозольного рассеяния весьма ограничены и носят

в основном демонстрационный характер. Поэтому представленное разнообразие синоптических объектов дает возможность проверить обобщенный вид распределения коэффициента обратного аэрозольного рассеяния по вертикали [5]. На рис. 3 приведены среднемесячные суточные ходы вертикального распределения коэффициента рассеяния.

Видно, что картины поведения профилей в сезонном разрезе в целом разные. Как и следовало ожидать, наибольший высотный градиент наблюдается в нижнем приземном слое, где наиболее ярко проявляется влияние суточного хода подстилающей поверхности. Динамика суточной изменчивости коэффициента рассея-

ния зимой и осенью характеризуется резкими максимумами в нижних слоях. Вероятно, это вызвано частой сменой воздушных масс в это время года (см. рис. 1) и недостаточной прогремостью пограничного слоя атмосферы.

Заметим также, что максимум коэффициента рассеяния наступает не в одно и то же время. Так, в ноябре максимум приходится на 16 ч, в феврале на 15 ч, а в августе на 12 ч.

Селекция профилей всего массива относительно минимальных наблюдаемых значений коэффициента обратного рассеяния позволяет более четко проследить динамику высотного поведения суточного хода коэффициента рассеяния. Этим минимальным значениям соответствуют измерения, проведенные в 01 ч ночи осенью и зимой и 04 ч утра летом. Причем временные зависимости $\Delta\sigma_a(h,t) = \sigma_a(h,t) - \sigma_a(h,01)$, где $\sigma_a(h,01)$ – базовый профиль, относящийся к 01 ч ночи (осень и зима) или к 04 ч утра (лето), будет характеризовать механизм трансформации профилей в течение суток.

Термическое различие между долинами и горами в рассматриваемом районе порождает ярковыраженную горно-долинную циркуляцию и склоновые ветры. В дни с благоприятными условиями для развития местной циркуляции долинный ветер формируется через 1,5–2,0 часа после восхода Солнца и сменяется горным ночным за 1,5–2,0 часа до заката Солнца [22]. Вертикальная мощность долинной циркуляции в среднем составляет 500–700 м, а

ночной – 200–300 м. Противоток долинной циркуляции существует не всегда и его вертикальная мощность в среднем не превышает 300–400 м. Долинная циркуляция испытывает со временем вращение по часовой стрелке. Толщина слоя атмосферы, испытывающая влияние местных циркуляций, составляет примерно 1000–1200 м, выше 1500 м обычно господствуют западные ветры. Указанные местные циркуляционные особенности должны сказываться на пространственно-временных распределениях аэрозоля в пограничном слое.

На рис. 4 представлены профили коэффициента рассеяния для летнего времени (август), когда особенно ярко проявляется влияние местной циркуляции на распределение аэрозоля в пограничном слое. При этом функция $\sigma_a(h,04)$ должна принимать нулевые значения во всем высотном диапазоне. На рисунках по оси ординат отложена высота H в км, по оси абсцисс – $\sigma_a \cdot 10^2, \text{ км}^{-1}$.

После 04 ч в последующих двух измерениях высота 200 м является границей приземного слоя. С восходом Солнца начинают развиваться процессы турбулентного обмена, следовательно, и процессы генерации новых и выноса аэрозолей с подстилающей поверхности в верхние слои. Начало этого процесса представлено на рис. 4 профилем за 06 ч. По данным [22], именно в слое 0–200 м в это время наблюдается ветер южной четверти, т.е. с гор. Выше этого слоя южный ветер сменяется

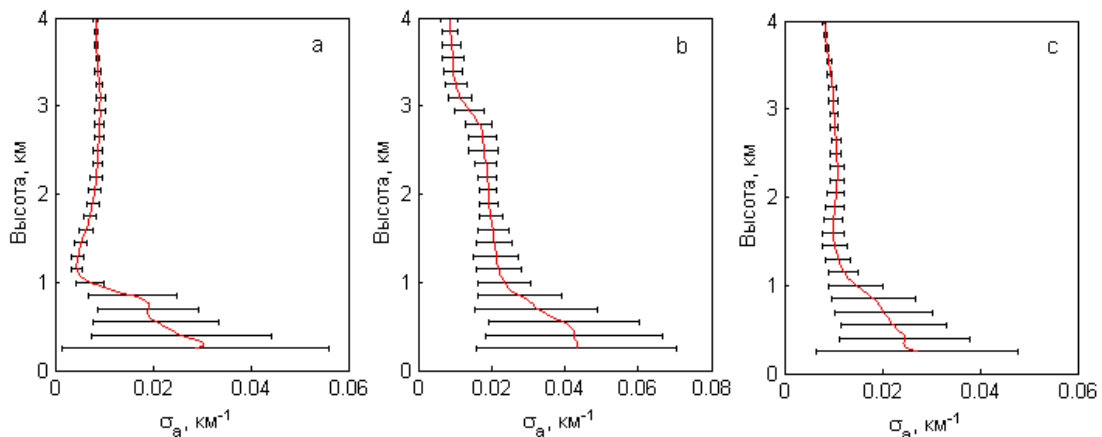


Рис. 3. Средний суточный ход высотного распределения $\sigma_a(h)$:
 а – февраль, б – август, с – ноябрь.

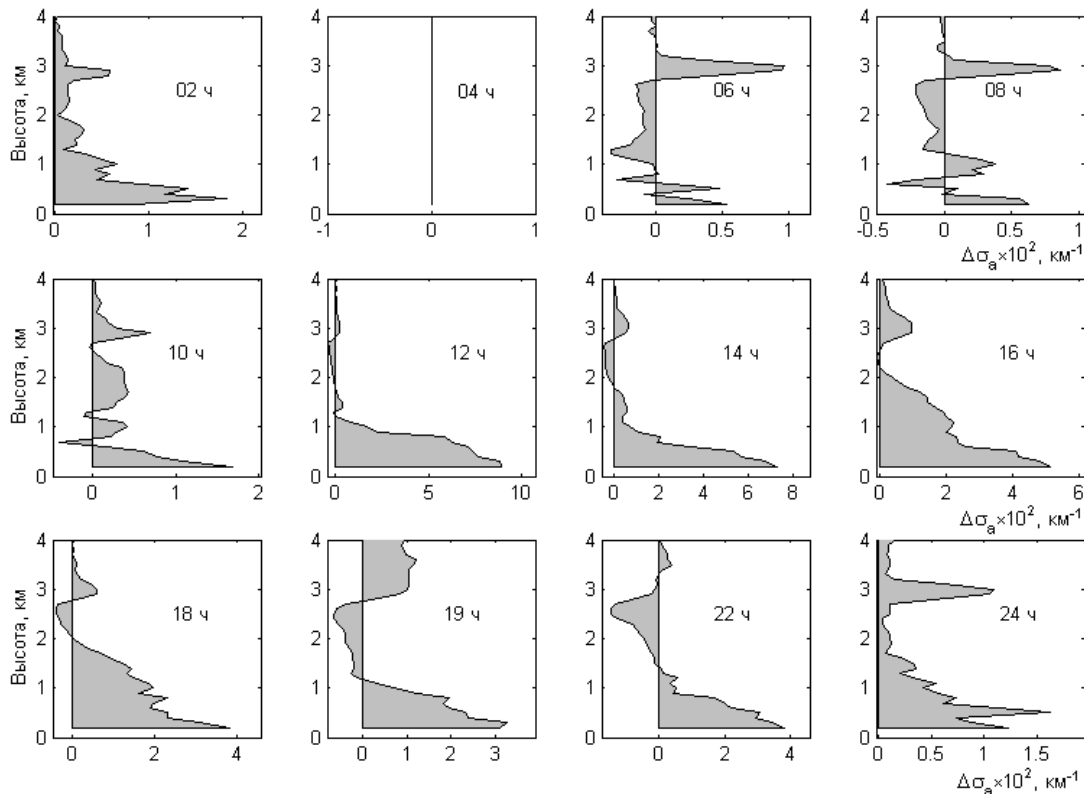


Рис. 4. Суточный ход высотного распределения относительных значений коэффициента рассеяния в августе.

западным. Видно также, что существенное увеличение коэффициента рассеяния в приземном слое и образование своеобразной границы раздела происходит на высоте порядка 800–850 м. Выше, до высоты 2650 м, наблюдается зона штиля до начала смены циркуляции (08 ч), где в профилях $\sigma_a(h)$ значения σ_a ниже, чем в $\sigma_a(h, 04)$. Выше этой высоты наблюдается своеобразный максимум на высоте 3000 м. Согласно [22], с высоты 1000 м до 3000 м и выше в это время наблюдается слабый рост скорости ветра северного направления, т.е., хотя в нижних слоях происходит перестройка циркуляции, в вышележащих слоях уже имеется в наличии поток с долины, с которым происходит вынос аэрозоля. Такой механизм сохраняется и в последующий сеанс измерений 10 ч, когда у земли еще продолжается формирование долиной циркуляции, а в слое 1300–2600 м уже существует мощный противоток. При этом граница раздела порядка 850 м по-прежнему суще-

ствует, что может указывать на наличие инверсии температуры или слоя с устойчивой стратификацией. Наличие связи высотного хода $\sigma_a(h)$ с ходом температуры проявляется также в том, что, например, в 12 ч наблюдаются максимальные значения коэффициентов рассеяния в приземном слое. С 12 ч интенсивность турбулентного обмена начинает уменьшаться. Появляется граница раздела на высоте 1100 м. В нижних слоях происходит накопление аэрозоля, которое достигает максимума к 14 ч. Происходит интенсивное заполнение аэрозолем нижнего подынверсионного слоя и его перенос в вышележащие слои при уже полностью сформированной долиной циркуляции. В 14 ч слой местной циркуляции достигает 500 м, где наблюдается устойчивый северный ветер (с долины). Выше ветер плавно поворачивает на северо-восток с ослаблением его скорости с высотой. В слое 1000–2000 м наблюдается уже полностью восточный ветер, выше которого

осуществляется западный перенос. К 16 ч на долинную циркуляцию накладывается ветер восточного направления. Над слоем 0–300 м до высоты 1600 м восточный ветер полностью гасит долинную циркуляцию. На этой высоте ветер полностью сменяется западным. Этот процесс продолжается до 19 ч, когда происходит смена циркуляции. Слой ночной циркуляции составляет в это время 0–100 м. В слое 100–800 м наблюдается зона противотока и до высоты 1600 м все еще прослеживаются слабые ветры с долины. Выше наблюдается устойчивый западный перенос. При смене циркуляции наблюдается уменьшение коэффициентов рассеяния в приземном слое и образование своеобразной границы раздела происходит на высоте порядка 800–850 м. Выше, до высоты 2650 м, наблюдается зона штиля, где в профилях значения σ_a ниже, чем $\sigma_a(h, 04)$. Выше этой высоты наблюдается своеобразный максимум уже на высоте 3500 м. С наступлением вечера образование новых частиц и вынос аэрозоля из приземного слоя прекращается. Одновременно происходит оседание аэрозоля на подстилающую поверхность, следствием чего является очищение атмосферы в слое 1200–3000 м. К 02 ч мощность горного ветра увеличивается до 300 м и к 06 ч снижается до 200 м.

Описанный механизм динамики коэффициента рассеяния хорошо виден на рис. 4а, где приведен вертикальный разрез аэрозольного поля в течение суток.

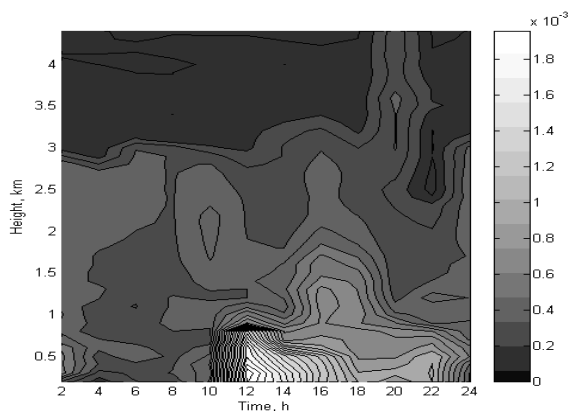


Рис. 4а. Пространственно-временное распределение коэффициента рассеяния в течение суток.

Рассмотренный выше механизм трансформации распределения коэффициента рассеяния вполне укладывается в рамки концепции о наличии основного (ОСП) и внутреннего (ВСП) слоев перемешивания. Согласно этой концепции, аэрозоль вначале накапливается внутри ВСП, а затем переносится в основной слой [21].

Применение метода разложения случайных векторов по собственным векторам корреляционных матриц [18] дает возможность путем выявления устойчивых связей в формировании профилей оптических характеристик изучить вертикальную структуру аэрозольных слоев и их изменчивость по определенным временным периодам. Это позволяет в дальнейшем использовать метод оптимальной экстраполяции высотного хода оптических характеристик аэрозоля, например, коэффициента рассеяния [17].

Для оптимального представления вертикального профиля $\sigma_a(h)$ основное внимание должно быть уделено характеру его статистической устойчивости, т.е. видам распределений при различных метеорологических условиях [5]. Поэтому анализ статистических характеристик проводился в целом по всему массиву и с разбиением по признакам, учитывающим самые большие изменения $\sigma_a(h)$, к которым, прежде всего, относятся сезонная изменчивость, суточная зависимость (дневной и ночной периоды) и анализ по типам воздушных масс.

Нормированные корреляционные матрицы и системы собственных векторов рассчитывались до высоты 3000 м с пространственным разрешением 30 м.

На рис. 5 и 6 представлено поведение нормированных корреляционных матриц в зависимости от сезона и воздушных масс. Приведенные на рис. 5 корреляционные матрицы соответствуют тропическому, на рис. 6 – континентальному умеренному типам воздушных масс. Именно эти типы воздушных масс определяли в основном погоду в указанные месяцы (см. рис. 1).

Диапазоны высот, где наблюдаются сгущения всех кривых высотных зависимостей коэффициента корреляции, а ниже значения коэффициента σ_a хорошо коррелированы

между собой ($r_\sigma(H) \geq 0,5$), представляют особый интерес. По этому признаку принято определять высоту основного слоя перемешивания [21]. В нашем случае для дневных условий эта высота составляет 1050 м летом и 1150 м зимой, а для ночных условий в летнее время может достигать 1300 м.

Хорошо прослеживается, что при переходе от лета (рис. 5) к зиме (рис. 6) высотные зависимости меняются. Тем не менее везде четко прослеживаются верхние границы основного слоя перемешивания и границы внутреннего слоя перемешивания (1050 и 850 м соответственно). При этом эти границы в сезонном ходе практически совпадают. Ниже верхней границы возникает область, где значения σ_a на всех высотах хорошо коррелированы между собой ($r \geq 0,5$), а ниже границы внутреннего перемешивания – область с высокой коррелированностью.

На рис. 4, 5 и 6 можно обнаружить ряд узловых точек, которые разделяют весь высотный диапазон по динамике оптических свойств. Так, явно можно выделить следующие высоты: приземный слой атмосферы ~200 м, внутренний слой перемешивания ~800–850 м, основной слой перемешивания ~1050–1100 м.

В качестве критерия оценки высоты слоя перемешивания принято брать ту высоту, на которой коэффициент корреляции $r_\sigma(H)$ падает до уровня 0,5 [21], т.е. по признаку нарушения высотных корреляционных связей. Следует здесь заметить, что существует неоднозначность в подходе определения высоты слоя перемешивания. Так, в [5] отмечается, что в силу инерционности аэрозольных процессов рассчитанная высота слоя перемешивания будет отличаться от высоты, которая определена через активность турбулентного обмена.

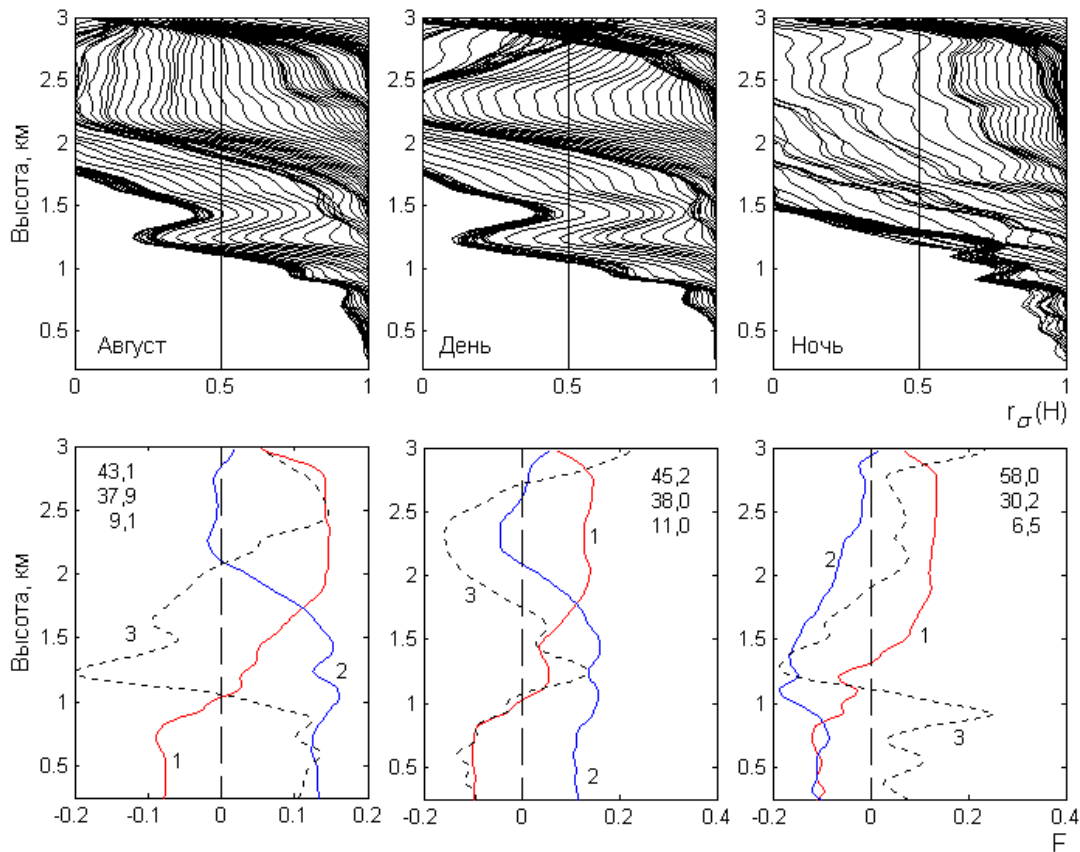


Рис. 5. Корреляционные матрицы (сверху) и системы собственных векторов (нижняя часть) для августа 2004 г.

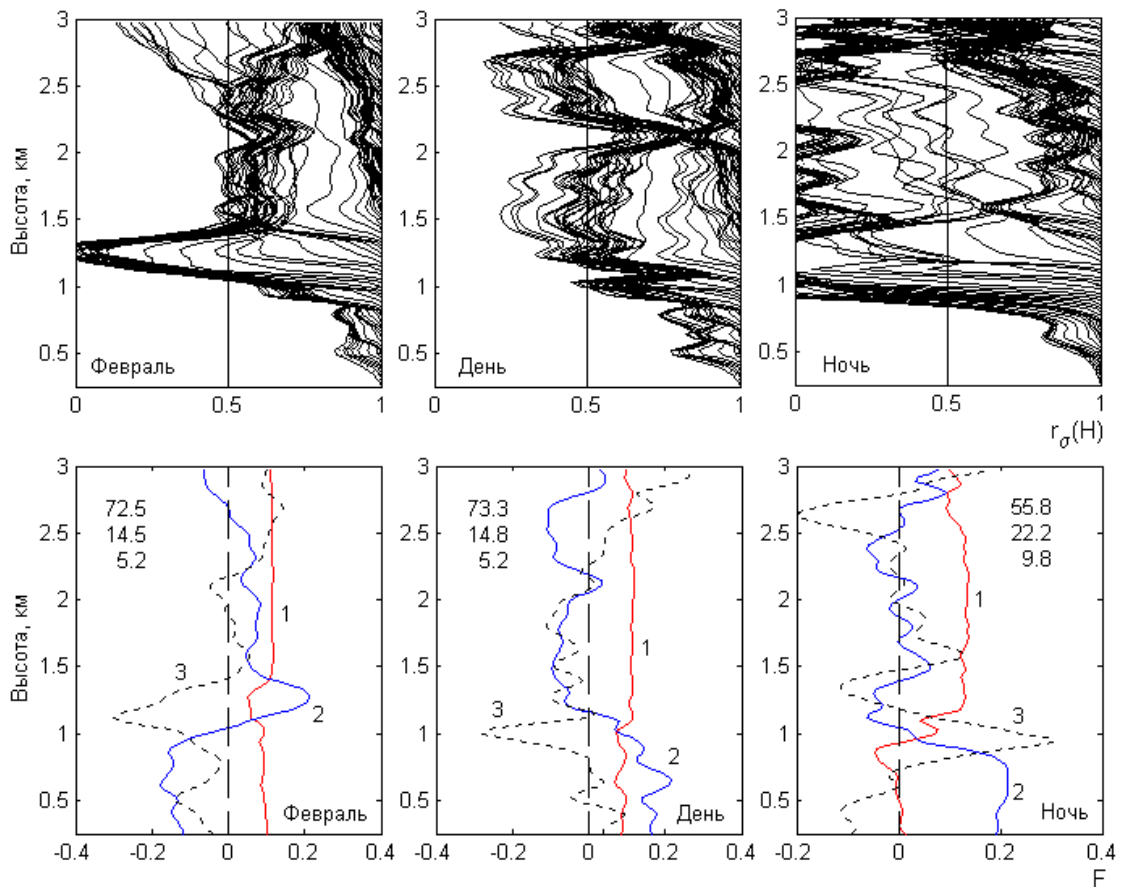


Рис. 6. Корреляционные матрицы (сверху) и системы собственных векторов (нижняя часть) для февраля 2004 г.

Графики для ночного и дневного интервалов имеют совершенно отличный друг от друга характер и показывают наличие четкой зависимости между изменениями коэффициентов на верхней (1050 и 1150 м днем летом и зимой соответственно, 1300 м ночью летом) и нижней (850 м) границах интервала. Зимой границы основного и внутреннего слоев перемешивания практически совпадают. В то же время взаимосвязь σ_a между нижней границей и последующими высотами незначительна. Это свидетельствует о едином механизме формирования высотной структуры σ_a , обусловленном наличием горно-долинной циркуляции воздуха.

Для лета и зимы, как видно на рис. 5 и 6, первое граничное значение соответствует высоте 850 м, то есть высоте внутреннего слоя перемешивания. Выше этой границы измене-

ния поведения корреляционных зависимостей в виде характерных сгущений наблюдаются в августе в районе 1100 м, а в феврале – 1050 м. Для августа характерны еще дополнительно области с границами на высотах 1800–1900 и 2800 м, которые связаны, скорее всего, с хорошо развитым турбулентным обменом между слоями в это время и со спецификой местной циркуляции. Эти области имеют более ярко выраженный вид в зимнее время, чем летом. В [17] показано, что высота 2800 м является верхней границей слоя активного турбулентного перемешивания (АТП). Заметим, что этот слой АТП везде на корреляционных матрицах выделяется очень четко.

На рис. 5 и 6, где приведены также корреляционные матрицы для дневных (07.00–19.00) и ночных (21.00–05.00) условий, а на

рис. 7 – для всего массива данных, видно, что характер изменения матриц существенно различается. Так, днем первая высота, на которой $r_\sigma(H)=0,5$, соответствует ~ 400 м, а сгущение линий, которые определяют положение высоты внутреннего слоя перемешивания, наблюдается на отметке 850 м. Между ними выделяется слой 400–600 м, а выше, в области высот 1050–1150 м, на верхней границе которой $r_\sigma(H)=0,5$, наблюдается хорошая коррелированность $\sigma_a(h)$.

Для ночных условий летом наблюдается высокая корреляция коэффициента рассеяния до высоты 1300 м, а зимой – только до 850 м, т.е. четкого выделения высоты верхней границы перемешивания не наблюдается. Во всем высотном диапазоне наблюдается хорошая коррелированность $\sigma_a(h)$, где первое пересечение зависимостей с уровнем $r_\sigma(H)=0,5$ происходит на высоте ~ 1050 м.

На графиках хорошо видно наличие четкой зависимости между изменениями коэффициентов рассеяния на верхней и нижней границах перемешивания. В то же время такая зависимость между этими слоями и высотами, расположенными выше верхней границы перемешивания, незначительна. Это говорит о том, что действительно существует единый механизм формирования единой структуры $\sigma_a(h)$, обусловленный спецификой горнодолинной циркуляции.

Рассмотрим теперь особенности поведения параметров разложения вертикальных профилей $\sigma_a(h)$, которые представлены на рис. 5–7 в виде трех собственных векторов. На всех рисунках приведены величины накопленной дисперсии собственных векторов корреляционной матрицы, которые отражают флуктуации $\sigma_a(h)$ в процентном отношении.

Прежде всего отмечается несходство как первых, так и двух последующих векторов во всех рассматриваемых случаях. Поэтому анализ параметров разложения корреляционной матрицы проведем отдельно.

Первые собственные векторы, как известно, описывают наиболее характерные изменения коэффициента $\sigma_a(h)$ относительно среднего профиля, т.е. высотного хода среднеквадратических отклонений. Это, в принципе, позволяет применять метод оптимальной параметризации к нашим задачам.

Как видно на рис. 5–7, относительные величины накопленной дисперсии для трех собственных векторов превышают 90% для всех реализованных в экспериментах ситуаций. Это говорит, прежде всего, о том, что наблюдается хорошая сходимость разложения случайных профилей $\sigma_a(h)$ по естественным ортогональным функциям. То же самое относится к ночным и дневным периодам измерений.

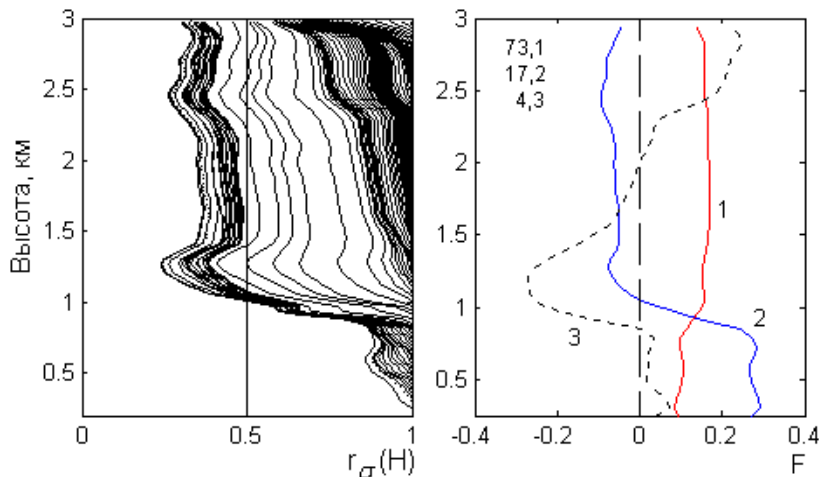


Рис. 7. Обобщенная корреляционная матрица и собственные векторы для всего массива измерений.

Как летом, так и зимой основные колебания компонент первого вектора отмечаются в пограничном слое и на верхней границе слоя перемешивания, выше которой профили основной гармоники мало изменяются по высоте.

Отличительной чертой второго собственного вектора является наличие двух максимумов в августе (рис. 5) выше верхней границы слоя перемешивания и двух переходов их через нуль выше 2,0 км (границы слоя АТП). Подобная картина не наблюдается в ночной период, когда верхняя граница слоя перемешивания поднимается до 1300 м. Несколько иначе изменяется второй вектор зимой в феврале (рис. 6). Здесь отмечаются два размытых максимума его компонент разного знака и, как правило, переход через нуль в районе верхней границы слоя перемешивания.

Третий собственный вектор в августе (рис. 5) характеризуется двумя переходами через нуль, причем нижний расположен на верхней границе слоя перемешивания, и экстремумом на границе внутреннего слоя перемешивания. В поведении третьего вектора в феврале (рис. 6) наблюдается более сложная картина, которая характеризует значительную неустойчивость в структуре вариаций $\sigma_a(h)$, особенно ночью выше пограничного слоя.

Сумма первых трех собственных векторов обобщенной корреляционной матрицы достигает 95% для всех случаев, реализованных в эксперименте (рис. 7). На рисунке хорошо видно, что основные колебания компонент первого вектора отмечаются в пределах пограничного слоя, выше которого первый вектор остается практически постоянным.

Вторые и третьи векторы отражают более мелкую структуру вариации $\sigma_a(h)$ и, как видно на рис. 7, слабо изменяются в зависимости от условий эксперимента в пределах пограничного слоя, характеризуя тем самым некоторую устойчивость. В ходе второго собственного вектора отмечаются максимумы на границах приземного и внутреннего слоя перемешивания, а переход его через нуль происходит на верхней границе слоя перемешивания. Переход третьего вектора через нуль наблюдается на границе внутреннего слоя перемешивания.

Таким образом, собственные векторы корреляционных матриц обеспечивают опти-

мальную параметризацию случайных вариаций коэффициента обратного рассеяния. При этом, как следует из вышеизложенного, два первых собственных вектора содержат практически всю информацию о вариациях коэффициента обратного рассеяния. Так, первый вектор позволяет количественно учитывать наиболее характерное свойство случайных вариаций коэффициента, которое заключается в том, что основная часть большинства отклонений имеет один и тот же знак в пределах всего слоя активного турбулентного перемешивания. Второй же вектор позволяет описать более тонкие детали остаточной вариации $\sigma_a(h)$.

На основе такого анализа, в соответствии с [23], можно указать критерии формирования различных условий оптического состояния пограничного слоя в горной местности: 1) $\sigma_i > 0$ – замутненная атмосфера, 2) $\sigma_i < 0$ – прозрачная атмосфера, 3) σ_i меняет знак лишь один раз – переменная атмосфера, 4) σ_i меняет знак более одного раза – неустойчивая атмосфера, близкая к слабозамутненной, где $\sigma_i = \sum_{k=1}^n c_k^p \psi_k(\lambda)$ –

случайные вариации коэффициента обратного рассеяния.

На рис. 8 приведена картина оптического состояния пограничного слоя в августе 2004 г. В ночное время σ_i меняет знак два раза во всем пограничном слое. Это указывает на то, что наблюдалась атмосфера, близкая к слабозамутненной. При этом в слое активного турбулентного перемешивания в это время суток атмосфера прозрачная ($\sigma_i < 0$), она очищена от загрязнения. Днем во всем пограничном слое атмосфера слабо замутнена, в то время как в слое активного турбулентного перемешивания она более загрязнена.

Из анализа представленных материалов можно предложить некоторую схему слоистой структуры вертикального профиля коэффициента рассеяния в нижней тропосфере в горах. Такая схема представлена на рис. 8 и включает в себя узловые высоты, на которых базируется четырехслойная модель вертикального распределения коэффициента рассеяния, представленная в [5], с корректировками расположения слоев и высот и с отдельным выделением слоя местной циркуляции, которая характерна для горной местности.

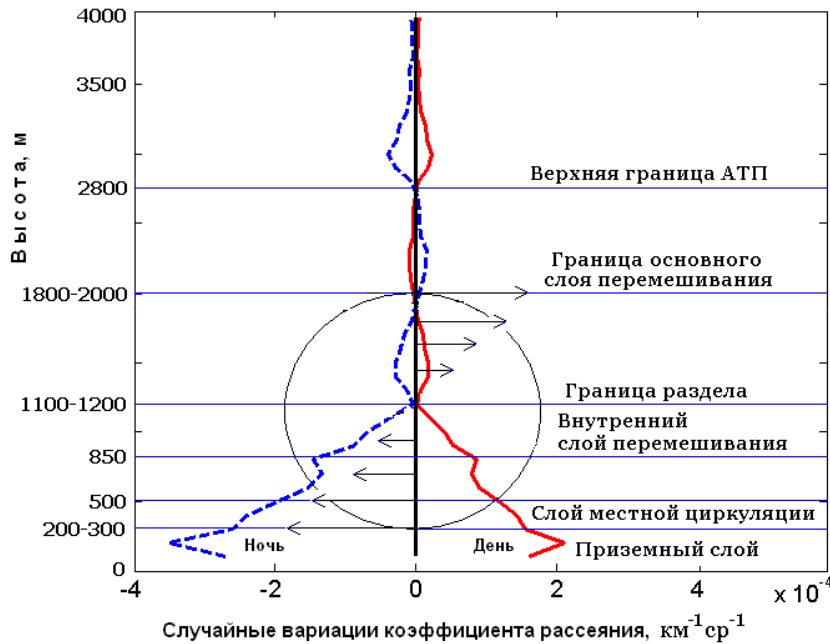


Рис. 8. Схема вертикальной структуры коэффициента рассеяния и его случайных вариаций в горах.

Литература

1. Penner J.E., Andreae M., Anegarn H., Barrie L., Feichter J., Hegg D., Jayaraman A., Leaitch R., Murphy D., Nganga J. and Pitari G. Aerosols, their Direct and Indirect Effects // In Climate Change 2001: The Scientific Basis, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.
2. Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Kiehl, J.T., and Rosenfeld, D. Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle // Science. – 2001. – V. 294. – P. 2119–2124.
3. Gobbi G.P., Barnaba F. and Ammannato L. The vertical distribution of aerosols, Saharan dust and cirrus clouds in Rome (Italy) in the year 2001 // Atmos. Chem. Phys. – 2004. – V. 4. – P. 351–359.
4. Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над западной Сибирью // Оптика атмосферы и океана. – 1994. – Т.7. – №8. – С. 1033–1044.
5. Балин Ю.С., Ершов А.Д. Вертикальная структура аэрозольных полей пограничного слоя атмосферы по данным лазерного зондирования // Оптика атмосферы и океана. – 1999. – Т.12. – №7. – С. 616–623.
6. Hamonou E., Chazette P., Balis D., Dulac F., Schneider X., Galani E., Ancellet G. and Papayannis A. Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104. – P. 22257–22270.
7. Balis D., Papayannis A., Galani E., Marengo F., Santacesaria V., Hamonou E., Chazette P., Ziomias I. and Zerefos C. Tropospheric Lidar aerosol measurements and sun photometric observations at Thessaloniki, Greece // Atmos. Env. – 2000. – V. 34. – P. 925–932.
8. Franke K., Ansmann A., Muller D., Althausen D., Wagner F. and Scheele R. One-year observations of particle lidar ratio over the tropical Indian Ocean with Raman lidar // Geophys. Res. Lett. – 2001. – V. 28. – P. 4559–4562.
9. Matthias V. and Bosenberg J. Aerosol climatology for the planetary boundary layer derived from regular lidar measurements // Atmos. Res. – 2002. – V. 63. – P. 221–245.
10. Schneider J. and Eixmann R. Three years of routine Raman lidar measurements of tropospheric aerosols: Backscattering, extinction and residual layer height // Atmos. Chem. Phys. – 2002. – V. 2. – P. 313–323.

11. *Del Guasta M.* Daily cycles in urban aerosols observed in Florence (Italy) by means of an automatic 532–1064 nm Lidar // *Atmos. Environ.* – 2002. – V. 36. – P. 2853–2865.
12. *Sakai T., Shibata T., Kwon S., Kim Y., Tamura K. and Iwasaka Y.* Free tropospheric aerosol backscatter, depolarization ratio, and relative humidity measured with the Raman lidar at Nagoya in 1994–1997: contributions of aerosols from the Asian continent and the Pacific ocean // *Atmos. Env.* – 2000. – V. 34. – P. 431–442.
13. *Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Kinoshita K., Aoki K., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arao K., Sohn B., Won J., Yoon S., Li T., Zhou J., Hu H., Abo M., Iokibe K., Koga R., Iwasaka Y.* Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // *J. Geophys. Res.* – 2001. – V. 106. – D16. – P. 18345–18360.
14. *Muller D., Mattis I., Wandinger U., Ansmann A., Althausen D.* Saharan dust over a central European EARLINETAERONET site: Combined observations with Raman lidar and sun photometer // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. – D12. – P. 4345. – doi:10.1029/2002JD002918.
15. *De Tomasi F. and Perrone M.R.* Lidar measurements of tropospheric water vapor and aerosol profiles over southeastern Italy // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. – D9. – 10.1029/2002JD002781.
16. *Chen B.B., Khmelevtsov S.S., Korshunov V.A., Vdovenkov A.M.* Multiwavelength Aerosol and Raman lidar. Proc. 21JLRC. Quebec, Canada (8–12 July 2002). – P. 65–68.
17. *Chen B.B., Sverdlik L.G., Kozlov P.V.* Optics and Microphysics of Atmospheric Aerosol. – Bishkek: ed. KRSU, 2004. – 222 p.
18. *Обухов А.М.* О статистически-ортогональных разложениях эмпирических функций // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* – 1960. – Вып. 3. – С. 432–439.
19. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2003.
20. *Rolph G.D.* Real-time Environmental Applications and Display system (READY) Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2003.
21. *Белан Б.Д.* Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // *Оптика атмосферы и океана.* – 1994. – Т.7. – №8. – С. 1045–1054.
22. *Чен Б.Б.* Влияние местной циркуляции и общей синоптической обстановки на распространение УКВ в горных условиях. – М.: ВИНТИ, 1975. – №289-75-Деп. 6.02.75.
23. *Малкевич М.С., Георгиевский Ю.С., Чавро А.И., Шукуров А.Х.* Статистические характеристики спектральной структуры ослабления радиации в приземном слое // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* – 1977. – Т.13. – №12. – С. 1257–1267.