

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Научно-производственное объединение «Тайфун»
(ФГБУ «НПО «ТАЙФУН»)

На правах рукописи

Зубачёв Дмитрий Сергеевич

РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ПАРАМЕТРОВ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ

25.00.29 – «физика атмосферы и гидросферы»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
Кандидат физ.-мат. наук, доцент
В. А. Коршунов

Обнинск – 2016

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
ГЛАВА 1. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ТРЁХВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК, КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ.....	35
1.1 Оптико-микрофизическая модель стратосферного сернокислотного аэрозоля.....	35
1.1.1 Исходные данные для модели стратосферного аэрозоля	35
1.1.2 Выбор исходных экспериментальных данных	36
1.1.3 Модовая структура спектров	38
1.1.4 Расчеты аэрозольных характеристик	42
1.1.5 Оценка погрешностей определения аэрозольных параметров ...	46
1.1.6 Вывод по разработанной модели	52
1.2 Модель Aura-2014	53
1.3 Определение параметров сернокислотного аэрозоля.....	55
1.4 Определение высотного профиля концентрации озона	71
1.5 Совместное определение температуры и аэрозольного содержания средней атмосферы	77
1.6 Комплексный подход к совместной обработке измерений температуры, аэрозоля, и концентрации озона	86
1.7 Численный эксперимент учёта аэрозоля при вычислении температуры.....	92
1.8 Выводы по главе 1	98
ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА АЛГОРИТМОВ И ПРОГРАММ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ТРЁХВОЛНОВОГО ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....	100

2.1	Краткое описание сетевого лидара АК-3.....	100
2.2	Методика проведения измерений	105
2.3	Общая схема разработки программного обеспечения.....	107
2.4	Разработка алгоритмов и программ для определения аэрозольных характеристик, концентрации озона и температуры	116
2.5	Разработка программного комплекса для анализа волновых возмущений температуры	124
2.6	Программное обеспечение для работы с результатами лидарного зондирования	146
2.7	Выводы по главе 2.....	151
ГЛАВА 3. РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ		152
3.1	Анализ вертикальных профилей температуры	152
3.2	Анализ характеристик аэрозоля и степени деполяризации аэрозольного рассеяния	158
3.3	Анализ профилей концентрации озона	166
3.4	Выводы по главе 3	173
ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ		174
4.1	Результат применения оптико-микрофизической модели	174
4.2	Профили отношения обратного рассеяния, совмещенные по результатам зондирования аэрозоля и температуры	177
4.3	Полярные стратосферные облака	179
4.4	Аэрозольные слои инверсионного слоя тропопаузы	181
4.5	Челябинский метеорит.....	185
4.6	Результаты лидарного зондирования концентрации озона	187

4.7	Результаты определения высотных профилей температуры и параметров температурных возмущений	190
4.8	Определение характеристик стратосферного аэрозоля.....	194
4.9	Выводы по главе 4.....	201
	Заключение.....	202
	Список литературы.....	205
	Приложение А.....	221

Введение

Актуальность работы. В последние десятилетия хозяйственная деятельность человека приобретает планетарные масштабы и начинает оказывать все более заметное влияние на экосистему Земли [1-3]. Широко обсуждается, например, проблема глобального потепления и состояние озонового слоя Земли. В результате развития технических средств, становится возможным осуществление геоинженерных проектов с целью изменения теплового баланса атмосферы Земли [4-10]. В связи с этим актуализируется задача проведения контроля за состоянием средней атмосферы над территорией России, а именно контроль за состоянием озонового слоя, стратосферного аэрозоля, температуры средней атмосферы и ее волновых возмущений.

Возникает необходимость углубленного исследования стратосферы, связи аэрозольного наполнения и озонового слоя. Одним из вариантов такого исследования является изучение воздействия различных природных аномалий на стратосферу (вулканы, лесные пожары с образованием пирокумулюсов, падение крупных метеоритов, тропосферно-стратосферный обмен, образование полярных стратосферных облаков). Например, исследование распространения аэрозольных следов Челябинского метеорита, отслеживание распространения вулканического аэрозоля, и оценка его влияния на озон. В связи с этим необходим анализ аномальных состояний стратосферы. Для того чтобы определять такие состояния и выявлять их причины, нужно проводить сопоставление результатов измерений с моделями.

Также важно изучение взаимодействия стратосферы и тропосферы. Особая задача – выявление взаимосвязи стратосферных и тропосферных процессов, связь стратосферных процессов с погодными аномалиями. Для этого необходимо проведение систематических длительных измерений и их анализ, а также разработка методов автоматической обработки результатов измерений, определения статистических характеристик измеряемых параметров стратосферы с целью повышения эффективности проведения мониторинга.

Системный подход к проблеме мониторинга различных характеристик средней атмосферы должен включать как средства глобального контроля с помощью приборов космического базирования, так и средства наземных измерений. Среди последних немаловажное место отводится лидарным измерениям. Достоинством лидаров является возможность проведения длительных непрерывных измерений с хорошим пространственным разрешением по высоте.

Обзор литературы

Температура средней атмосферы. Для измерения температуры средней атмосферы используются различные методы измерений. Наиболее распространенные из них — это сетевые аэрологические измерения (радиозондирование), выполняемые с помощью шаров-зондов, лидарные, спутниковые и ракетные измерения. По всем этим методам имеются большие массивы данных измерений, которые могут использоваться для решения задач климатологии. Детальное обсуждение и сравнение результатов различных измерений, проведенных в разные годы, и построенных на их основе моделей выполнено в работе [11]. Основные параметры использовавшихся измерительных средств и полученных с их помощью результатов представлены в таблице 1.1.

Из дистанционных методов определения температуры средней атмосферы основными являются лидарный и спутниковый методы. Лидарные измерения привязаны к определенной измерительной точке (лидарной станции), обладают хорошим пространственным разрешением. Методы обработки данных достаточно просты и не требуют большого объема априорной информации. Для многих станций имеются длительные ряды наблюдений. Спутниковые измерения имеют глобальный характер, однако методы обработки завязаны на решение обратных задач, со всеми присущими этим задачам проблемами и сложностями. Поэтому важное значение имеет тщательный анализ результатов спутниковых измерений и сопоставление результатов измерений, полученных разными методами.

Таблица 1.1 – Измерительные средства, используемые для измерения температуры средней атмосферы [11]

Тип измерений	Диапазон высот	Массив измерений	Особенности
Радиозондирование	От 0 до 20-30 км	Около 1200 измерений/день в 00 и 12 UTS; Из них 800 достигают 30 hPa и 350 – 1- hPa	
Метеоспутники NOAA , прибор TOVS	До 50 км	Профиль дважды в день с 1978 г.	В стратосфере разрешение по высоте не лучше 10 км
NOAA-15, ATOVS (AMSU-A)		С 1998 г.	
Прибор HALOE	45-80 км	30 измерений / день 60°N–S покрывается за месяц	Разрешение 3-4 км
Прибор MLS	20-90 км	80°S–32°N или 32°S–80°N покрываются попеременно	Большие погрешности на краях высотного диапазона
Ракетные измерения	25-85 км	США с конца 1950-х г. СССР, Япония и др в 1970-1980 - 1000-1500 запусков в год	

Тип измерений	Диапазон высот	Массив измерений	Особенности
Лидарные измерения	30-75 км	Ряды по отдельным станциям NDCC, ИОА (Томск) и другие	

Для определения температуры используются следующие методы и типы лидаров:

1) определение температуры с помощью метода рэлеевского рассеяния. Применяется в области атмосферы, свободной от аэрозольного рассеяния. Граничное условие обычно задается на высотах от 80 км и выше [12, 13-19];

2) использование метода резонансного рассеяния на парах металлов Na и K в области мезопаузы. Данный метод имеет преимущество по величине сигнала, поскольку рэлеевский сигнал от основных атмосферных газов на этих высотах сильно падает. Измерения спектральные и не требуют привязки. Удобно использовать в комплексе с методом рэлеевского рассеяния для задания граничного условия по этому методу [18, 20-24];

3) метод колебательного комбинационного рассеяния (КР) на атмосферном азоте. Используется в области, где аэрозольное рассеяние уже надо учитывать в обратном рассеянии, но еще не надо учитывать в ослаблении [18, 25-28];

4) метод вращательного КР. Используется в области, где аэрозольное рассеяние надо учитывать как в обратном рассеянии, так и в ослаблении [20, 22, 29];

5) измерения температуры по полуширине линии рэлеевского рассеяния на атмосферных газах [30].

Лидары типа 2-5 существенно сложнее в техническом отношении, чем лидары типа 1. Потенциал лидара (произведение площади приемного зеркала на среднюю мощность излучения) должен быть на 1-2 порядка выше, чем для рэлеевского лидара. Стоимость лидара значительно выше, поскольку требуются более мощные лазеры со стабилизацией частоты. Используется большое главное

зеркало, диаметром не менее 1 м, либо набор зеркал меньшего диаметра. В приемном тракте применяются элементы высокой спектральной селекции, эталоны Фабри-Перо, или уникальные по своим характеристикам интерференционные фильтры. Как правило, требуется температурная стабилизация этих элементов, что усложняет работу с ними и настройку. Для поддержки работоспособности лидаров такой сложности требуется группа квалифицированных специалистов с большим опытом работы.

Применение лидаров типа 2 нужно для продвижения на высоты выше 80 км. Лидары типа 3-5 используются на высотах ниже 30 км. Для зондирования в диапазоне высот от 30 до 70 км обычно применяются лидары типа 1.

Определение температуры по сигналу рэлеевского рассеяния на длине волны 355 нм проводится в средней атмосфере на высотах от 30 до 80 км. Обоснование метода измерений по рэлеевскому сигналу было дано в [19]. Считается, что аэрозольным рассеянием можно пренебречь по сравнению с молекулярным. В этом случае сигнал обратного рассеяния пропорционален плотности атмосферного воздуха. При выводе основных соотношений метода, кроме лидарного уравнения, используется уравнение состояния идеального газа и уравнение гидростатического равновесия. Зная температуру в некоторой опорной точке трассы (т.е. задавая граничное условие), по лидарному сигналу можно определить профиль температуры по всей трассе зондирования. Если опорная точка трассы выбирается в верхней точке трассы, решение слабо зависит от граничного условия, и влияние неопределенности в его задании распространяется всего лишь на участок трассы длиной до 10 км, примыкающий к опорной точке. Данное свойство решений является следствием экспоненциального убывания плотности воздуха с высотой, и, фактически, служит предпосылкой применения рэлеевского метода определения температуры, позволяя задавать температуру в опорной точке по модели атмосферы. В настоящее время по методу рэлеевского рассеяния работает большое число лидаров. Измерения, как правило, проводятся только в ночное время. Некоторые лидары могут работать и в дневное время. Для этого требуется стабилизация частоты излучения лазера и уменьшение оптической полосы пропускания приемной системы для исключения влияния дневного фона. Данные

технические мероприятия значительно усложняют конструкцию лидара и увеличивают его стоимость.

Обоснованность предположения о том, что рассеяние в средней атмосфере является чисто рэлеевским и сигнал лидара пропорционален плотности воздуха зависит от степени аэрозольного наполнения средней атмосферы. По этому вопросу существуют различные мнения и оценки. Например, в [31] утверждается, что аэрозоль средней атмосферы не вносит существенного вклада в коэффициенты обратного рассеяния по сравнению с рэлеевскими. С другой стороны, из проведенных в [32] оценок следует, что метеорный аэрозоль необходимо учитывать при обработке данных лидарных измерений. В подтверждение последней точки зрения можно привести ряд экспериментальных фактов, указывающих на возможность заметных оптических проявлений аэрозоля средней атмосферы. К ним относятся результаты ранних исследований по аэрозолю средней атмосферы, выполненных с помощью сумеречных, ракетных и других измерений [33]. В работах, проведенных с помощью специализированного лидара [34] регистрировались кратковременные всплески обратного рассеяния от отдельных метеорных следов, при этом увеличение сигнала по сравнению с рэлеевским происходило в десятки раз. В известной работе [35] наблюдались аэрозольные следы от кометы Беннета. Свидетельства оптических проявлений укрупненных метеорных частиц или сажевого аэрозоля в средней и верхней стратосфере представлены в [36, 37]. В то же время согласно современным теориям и моделям метеорной дымки [38-40] аэрозоли метеорного происхождения существуют в виде наночастиц и в таких количествах, что не могут быть зафиксированы в экспериментах по рассеянию.

Из вышеизложенного следует, что в исследованиях аэрозоля средней атмосферы остается ряд неясностей и нерешенных вопросов (см. также [41]). В последнее время появились новые результаты или интерпретации спутниковых измерения коэффициента ослабления в средней атмосфере [42, 43], а также данные лидарных измерений [44-46], демонстрирующие присутствие аэрозоля в средней атмосфере. Указанные лидарные измерения проведены на одной длине волны и при этом не всегда можно выполнить однозначное разделение вклада

температурных флуктуаций и аэрозольного рассеяния. Применение двухволнового зондирования позволяет в определенной степени снять этот недостаток.

Волновые возмущения температуры. Волновые возмущения (ВВ) средней атмосферы типа инерционно-гравитационных и гравитационных волн играют важную роль в динамике средней атмосферы, поскольку инициируют передачу энергии и импульса из тропосферы в стратосферу. Знание характеристик ВВ средней атмосферы необходимо для их адекватной параметризации в динамических и климатических моделях [47-49].

Физическим механизмом, ответственным за температурные возмущения средней атмосферы являются, в основном, волновые процессы, протекающие в атмосфере. Возмущения температуры, как правило, генерируются в нижней атмосфере и распространяются затем в среднюю и верхнюю атмосферу. По типам колебательных процессов различаются планетарные, приливные и инерционно-гравитационные волны (ИГВ). При распространении волны в верхние слои атмосферы колебания усиливаются, пока не достигают неких критических уровней, где развиваются нелинейные процессы, приводящие к разрушению волн и передаче энергии и импульса в окружающую атмосферу. В зимнее время в результате перестройки волновых полей может происходить перенаправление волн в сторону высоких широт, что вызывает деформацию, или даже разрушение полярного стратосферного вихря. Это явление известно также как внезапное стратосферное потепление. При этом происходит изменение температурной стратификации средней атмосферы.

ИГВ проявляются регулярно в зимней стратосфере. Летом ИГВ модифицируют циркуляцию мезосферы и ведут к охлаждению мезопаузы до 150 °К и ниже. Зимой ИГВ ответственны за образование полярных стратосферных облаков (ПСО) в Арктике. ИГВ образуются, в основном, орографически и распространяются от земли через тропосферу и стратосферу и выше, если существуют подходящие условия. Для орографического возбуждения ИГВ необходим приземный ветер не менее 5-10 м/с. Сдвиги ветра в тропосфере и средней атмосфере создают критические уровни, который приводят к диссипации

вертикально поднимающихся ИГВ.

Наличие ИГВ часто обнаруживается в температурных профилях, полученных из лидарных измерений. С этой целью используется аппроксимация температурных профилей какой-либо гладкой функцией, например, кубическим сплайном, при этом остатки аппроксимации представляют собой возмущения температуры, вызванные ИГВ [50]. С использованием данных о температурных возмущениях вычисляется плотность потенциальной энергии ИГВ [51]. Другой вариант обнаружения температурных флуктуаций заключается в следующем. Сначала строится средний за определенный промежуток времени (например, за ночь) температурный профиль. Затем, возмущения температуры определяются как отклонения индивидуального профиля от среднего [51]. Используются также спектральные методы, например, вэйвлет-анализ [52].

Для определения параметров ВВ ранее использовались, в основном, методы Фурье-анализа [53-55]. Значительно реже применялся вэйвлет-анализ [56], при этом возможности и преимущества методов вэйвлет-анализа использовались далеко не полностью. При исследовании ВВ обычно исследовались усредненные параметры ВВ. При этом игнорировалась структура ВВ, существующих в виде отдельных волновых пакетов на хаотическом фоне флуктуаций [57]. Необходимо создать комплексное программное обеспечение для определения различных параметров ВВ, а также анализа ВВ в течение ночи, существующих в виде отдельных пакетов.

Стратосферный озон. Измерение концентрации стратосферного озона проводится как наземными, так и спутниковыми методами. Спутниковые измерения дают глобальную картину распределения озона. Наземные методы дополняют спутниковые измерения и служат для их валидации. Основные приборы, измеряющие вертикальное распределение озона, и время их работы приводятся в Таблице 1.2 [58]. В верхней части показаны наземные, в нижней части – спутниковые приборы.

Таблица 1.2 – Приборы, измеряющие вертикальное распределение озона

	1960s		1970s		1980s		1990s		2000s	
Umkehr										
Ozonesondes										
Lidar: z < 25 km										
Lidar: z > 25 km										
Microwave										
FTIR										
SBUV(/2)										
SAGE										
HALOE										
MLS										AURA
GOME (/2)										
SCISAT										
ODIN										
ENVISAT										
AURA										

В РФ в разное время зондирование концентрации озона в стратосфере проводилось в Томске [59, 60], Троицке [61] и Обнинске [62]. В настоящее время в НПО «Тайфун» разработан сетевой лидар АК-3, с помощью которого планируются проводятся измерения концентрации озона на сети станций лидарного зондирования Росгидромета.

Из зарубежных лидаров можно отметить 7 первичных лидарных станций сети NDACC, работающих с 1991 г., известные лидарные системы: в США NASA GSFC [63], мобильный лидар GSFC [64], озонный лидар NIES в Tsukuba (Япония) [65], лидар Observatoire de Haute-Provence (Франция) [66] и другие.

Для определения концентрации озона с помощью лидара используется метод дифференциального поглощения [12]. Выбор пары длин волн зависит от высоты измерений. В стратосфере, в большинстве случаев, используются длины волн 308 нм (большое поглощение) и 355 (либо 353) нм (малое поглощение). Потенциал лидара определяется прежде всего средней мощностью лазера и площадью

приемной апертуры, а также зависит от пропускания оптики и других параметров. Если для оценки потенциала взять произведение площади апертуры на среднюю мощность [$\text{м}^2 \text{ Вт}$], то потенциалы большинства из используемых в мире лидаров меняются в пределах от 1 до 50 на 308 нм, и от 0.5 до 10 на 355 нм. Оптимальное соотношение потенциалов на 308 и 355 нм с учетом всех факторов должно составлять величину ~ 5 . Чем выше потенциал лидара, тем выше потолок зондирования и меньше время накопления при заданной погрешности измерений. Лидар с потенциалом, близким к минимальному из указанного выше диапазона, обеспечивает зондирование основного озонового слоя от 15 до 32 км при времени накопления около 1 часа.

Сущность метода дифференциального поглощения заключается в сравнении ослабления на двух близко лежащих длинах волн, отличающихся по коэффициенту поглощения озона. При этом считается, что характеристики аэрозольного рассеяния и ослабления на двух длинах волн отличаются незначительно. В работе [12] и [67] показана необходимость учета этой разницы и повышения точности измерений путем ввода называемой аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона, особенно в периоды вулканических извержений. Поэтому необходимо разработать метод, позволяющий рассчитывать коэффициенты аэрозольной коррекции по измерению аэрозоля, которое должно проводиться до измерения озона.

Стратосферный аэрозоль. Аэрозоль средней атмосферы оказывает многообразное воздействие на атмосферные процессы. Можно отметить его влияние на радиационные процессы, протекание химических реакций и концентрацию озона, воздействие на температурные поля и на динамику атмосферы. Специфическими образованиями средней атмосферы являются полярные стратосферные и мезосферные облака. В верхних слоях атмосферы доминирует аэрозоль метеорного происхождения. Для исследования аэрозоля средней атмосферы применяются различные методы, имеющие свою область применения, свои достоинства и недостатки и лишь применение их в совокупности позволяет получить надежные сведения о характеристиках аэрозоля.

Методы определения аэрозольных характеристик стратосферы и средней атмосферы можно подразделить на контактные и дистанционные. В стратосфере контактные измерения выполняются с помощью летательных аппаратов, к которым относятся высотные самолеты и аэростаты. В средней атмосфере используются ракетные методы измерений.

Методы аэрозольных измерений делятся также на активные и пассивные. Активные методы предполагают наличие источника излучения, луч которого направляется в атмосферу, а рассеянное излучение регистрируется с помощью приемника излучения. Для обеспечения пространственного разрешения используются системы импульсного зондирования, в основном, в световом диапазоне длин волн. Радиолокационные измерения в миллиметровом диапазоне дают информацию только о наиболее крупных частицах более 10 мкм. В последнее время развиваются также лидары субмиллиметрового диапазона, излучение которых способно проникать через облачную среду, в результате чего они могут давать информацию о параметрах облачности, в том числе многослойной. Однако пока имеются сообщения только о тропосферных измерениях. Поскольку основной стратосферный аэрозоль – это сернокислотный аэрозоль субмикронного диапазона размеров, то зондирование в световом диапазоне длин волн является наиболее, если не единственно, информативным способом.

Дистанционные методы стационарного типа – это стационарные лидарные станции. Глобальные измерения осуществляются с помощью пассивных и активных (лидар) систем, устанавливаемых на спутниках. Спутниковые методы пассивного типа основаны на решении обратных задач, которые в математическом плане относятся к типу некорректных. Поэтому результаты обработки спутниковых измерений сильно зависят от выбранного метода решения и априорной информации. Для проверки расчетных схем используется сопоставление с локальными, но более надежными и прямыми измерениями.

Известно, что основная часть стратосферного аэрозоля при не слишком низких температурах образована каплями водного раствора серной кислоты с концентрацией, зависящей от температуры атмосферы и содержания водяного пара и меняющейся в пределах 35-80% [68, 69]. По данным недавних измерений 97-99%

частиц являются чисто сульфатными, остальные частицы идентифицируются как минеральные с сернокислотной оболочкой [70-72]. В тоже время в отдельных случаях наблюдаются частицы, происхождение которых связано с метеорными следами, ракетными пусками [73] или пирокумулясами [74]. Непосредственно после вулканических извержений могут присутствовать минеральные частицы [75], которые являются, как правило, несферическими и в лидарных измерениях могут быть идентифицированы по степени деполяризации.

Лидарный метод исследования аэрозоля средней атмосферы основан на приеме сигналов обратного рассеяния из атмосферы при ее облучении узконаправленным излучением мощных импульсных лазеров. Вычисляемой величиной, которая напрямую зависит от сигналов обратного рассеяния при лидарном зондировании аэрозоля, является коэффициент обратного аэрозольного рассеяния или отношение обратного рассеяния. Использование многоволнового зондирования позволяет получить дополнительную информацию о микрофизических характеристиках аэрозоля: оптическую толщину слоя, эффективный размер частиц и удельную площадь поверхности, которые важны при исследовании радиационного форсинга и гетерогенных химических реакций. В [36] для сравнения сделаны оценки погрешности при определении микрофизических параметров по данным одноволнового зондирования с использованием средних модельных данных по спектру аэрозоля. Например, при оценке удельной площади поверхности частиц разброс из-за вариаций спектра будет $\sim$ в 2 раза.

При небольшом числе длин волн зондирования ($\sim$ 2-4) ограничиваются определением интегральных характеристик аэрозольного спектра, для чего обычно используется метод параметризации (модельных оценок), при котором спектр частиц аппроксимируется логарифмически нормальным распределением. Однако, как показывают многочисленные измерения *in situ* (на месте) [36, 76, 72] с помощью аэростатных аэрозольных счетчиков и других приборов, спектр стратосферного аэрозоля чаще всего обнаруживает как минимум бимодальную структуру. Учет многомодальной структуры спектра в методе параметризации затруднителен, поскольку уже для двухмодального спектра число независимых параметров может превышать число измерений (длин волн). Одним из возможных

подходов к решению данной задачи, позволяющим снять указанные ограничения, является метод, основанный на параметризации оптических и микрофизических характеристик аэрозоля [77, 78], когда в качестве параметра используется непосредственно измеряемая характеристика аэрозоля. Исходным материалом для проведения аппроксимаций является представительный набор реализаций спектров частиц, вместе с данными о форме и показателе преломления вещества аэрозоля для данного типа аэрозоля. Для реализации этого решения возникает необходимость в разработке оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля. Оптические модели стратосферного сернокислотного аэрозоля в применении к лазерному зондированию разрабатывались и ранее [79]. Однако с тех пор появилось много новых экспериментальных данных, которые дают возможность более полно учесть свойства стратосферного аэрозоля. Например, в [80] сформулирована статистическая модель фонового стратосферного аэрозоля, основанная на одномодальном представлении спектров и предназначенная для интерпретации данных спутниковых измерений на высотах 15-30 км. Оптико-микрофизические свойства аэрозоля также моделировались в различных исследованиях. Обзор ранних моделей представлен в [79, 81].

Эмпирические модели стратосферного аэрозоля. Задачей моделирования стратосферного аэрозоля является воспроизведение различных свойств и параметров аэрозоля и их сравнения с экспериментальными данными. При моделировании могут преследоваться различные цели. Эмпирические модели аэрозоля строятся на основе анализа той или иной совокупности экспериментальных данных в целях их систематизации и представления экспериментальных результатов в виде, удобном для дальнейшего использования. Физические модели строятся для воспроизведения различных характеристик аэрозоля с целью изучения процессов образования и трансформации аэрозоля в атмосфере. С точки зрения представления экспериментальных лидарных данных стратосферного аэрозоля будет дан обзор эмпирических моделей.

Лидарные исследования стратосферного аэрозоля в Институте оптики атмосферы (г. Томск) были обобщены в работе [12]. Общее аэрозольное

наполнение стратосферы по данным лидарного зондирования принято характеризовать величиной интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния. По этому параметру имеются данные многолетних измерений, представленные в [12]. Вертикальное распределение аэрозоля в стратосфере в фоновый период описывается простой экспоненциальной моделью $\beta_a(532, h) = 1.124 \cdot 10^{-3} \cdot \exp(-0,224 \cdot h)$, где h – высота. Далее для краткости на эту модель будем ссылаться в нашей работе как на модель Томск-1989. Если в фоновый период отношение обратного рассеяния $R_\beta(532)$ (отношение $\beta_a(532, h)$ к $\beta_m(532, h)$) в нижней части стратосферы меняется в пределах от 1.05 до 1.2, то в вулканический период появляются слои с $R_\beta(532)$, достигающим нескольких единиц. Эмпирические данные по вертикальному распределению аэрозолей различных типов в стратосфере даны в обзоре [82].

В Обнинске первые длительные измерения начались в НПО «Тайфун» в 1985г. и продолжались по 1996г. Обобщенной характеристикой аэрозольного наполнения стратосферы является интеграл от коэффициента обратного рассеяния по высоте, называемый интегральным коэффициентом обратного рассеяния. В большинстве случаев берется длина волны 532 нм и диапазон высот от 15 до 30 км. В качестве примера на рисунке 1.1 представлен результат измерений отношения обратного рассеяния на Обнинской лидарной станции.

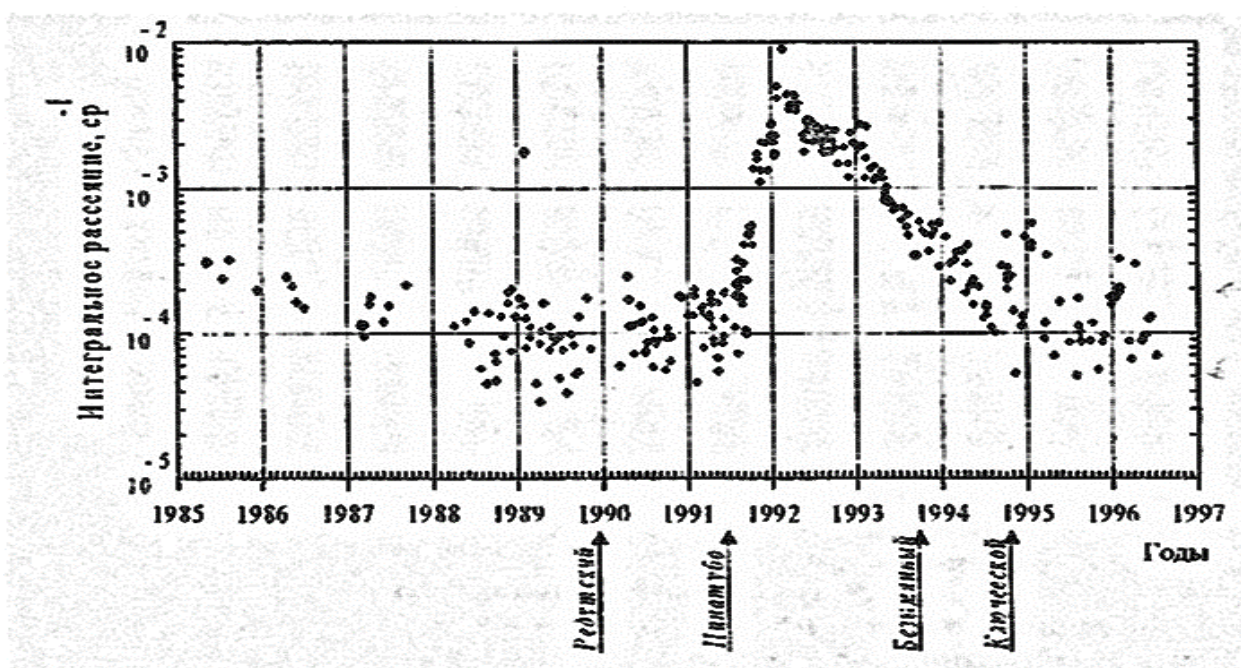


Рисунок 1.1 – Интегральное (от 15 до 30 км) содержание аэрозоля над г.

Обнинском в 1985 по 1997 г.г.

Аналогичные, но более длительные измерения проводились на Сибирской лидарной станции (г. Томск) [59], которые начались в 1986 г. и продолжаются по настоящее время. Результаты представлены на рисунке 1.2.

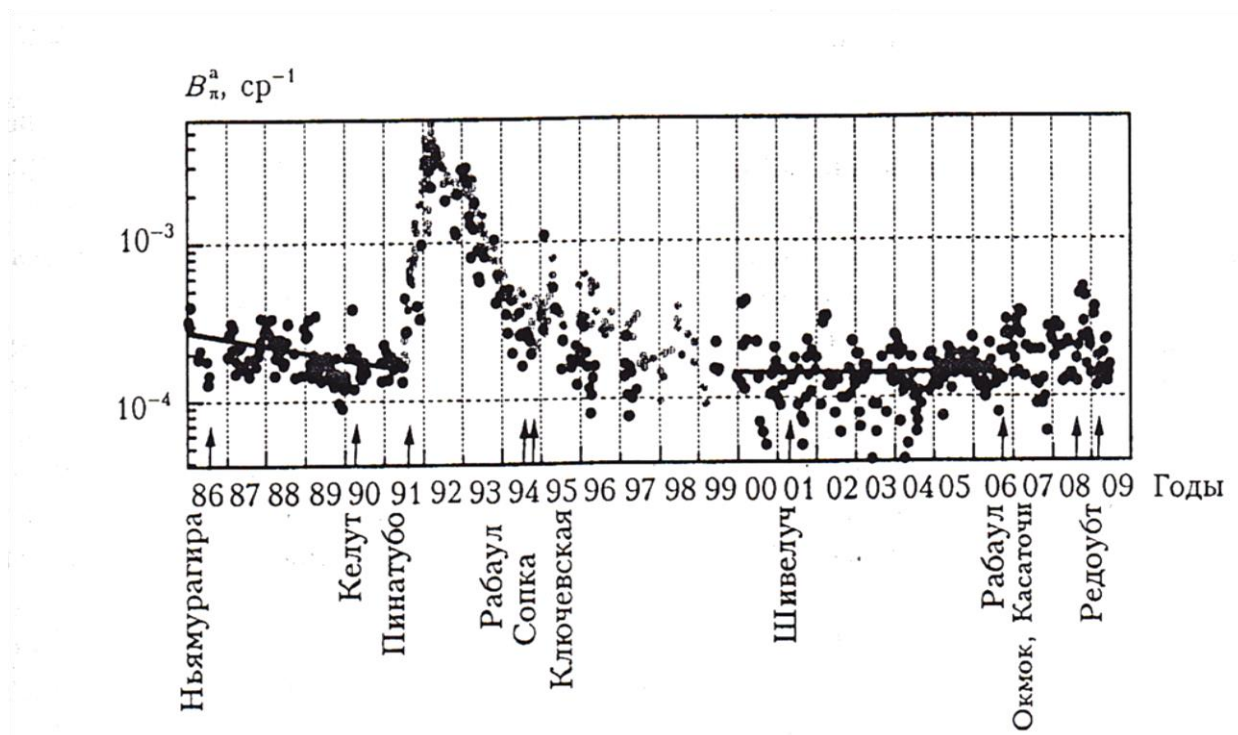


Рисунок 1.2 – Результаты измерений отношения обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм (интеграл от 15 до 30 км) на Сибирской лидарной станции (г. Томск) с 1986 по 2009 г.г.

Подобные ряды измерений интегрального коэффициента обратного рассеяния должны являться составной частью любой модели стратосферного аэрозоля. Следует, однако, отметить, что длительные ряды не являются однородными в разных географических районах земли. В работе [83] приводятся результаты измерений на Манау Лоа, Гавайи (с 1975 г.) и в Боулдере, Колорадо (с 2000 г.). С 2000 г. наблюдается увеличение содержания аэрозоля в диапазоне высот от 20 до 30 км в пределах от 4% до 7% в год на обоих указанных сайтах. На этот тренд накладываются сезонные колебания с максимумом в зимнее время и квазидвухлетние колебания. Наиболее вероятное объяснение этому явлению – увеличение поступления двуокиси серы за счет увеличения сжигания угля в Китае

и других странах.

Большое внимание уделено моделированию процессов образования стратосферного аэрозоля в обзоре [84]. Рассмотрено пять транспортных аэрозольно-химических моделей, подготовленных различными группами исследователей. Обзор микрофизических аэрозольных модулей, описывающих свойства аэрозоля в климатических моделях дан в [85]. Одна из последних микрофизических моделей представлена в [86]. Данная модель отличается высоким разрешением по размерам частиц и учетом ранее не рассматривавшихся эффектов при моделировании микрофизических процессов. В работе [87] проведено моделирование процесса распространения аэрозоля после вулканического извержения типа извержения вулкана Пинатубо. При моделировании использовались модель общей циркуляции атмосферы GEOS-5 совместно с моделью распространения аэрозоля GOCART. В результате удалось получить пространственно-временные характеристики аэрозольного вулканического слоя весьма близкие к реальным наблюдениям.

Моделирование оптико-микрофизических характеристик полярных стратосферных облаков. Полярные стратосферные облака образуются в зимней стратосфере при понижении температуры ниже 195 К. При моделировании полярных стратосферных облаков необходимо учитывать, что:

- 1) в процессе их образования может участвовать несколько исходных компонент в газообразном и жидком состоянии, представляющих различные соединения серной и азотной кислоты;
- 2) эти соединения могут существовать в различных фазовых состояниях;
- 3) скорость протекания процессов может быть меньше скорости изменения внешних условий, поэтому их нельзя рассматривать как стационарные;
- 4) текущее состояние зависит от предыстории процесса.

В силу указанных особенностей ПСО их моделирование на основе контактных измерений в общем случае затруднительно. Поэтому для интерпретации лидарных измерений на данном этапе с учетом имеющихся сведений по ПСО целесообразно использовать модели, основанные на

экспериментальных данных. Например, по результатам лидарного зондирования могут быть определены коэффициенты обратного рассеяния на длинах волн 532 и 355 нм, а также степень деполяризации обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм. В ряде работ приводятся эмпирически найденные связи между этими параметрами и микрофизическими параметрами, или типом облаков. Достаточно детальная классификация типов ПСО приводится в [12]. Данная классификация используется для идентификации ПСО по результатам лидарного зондирования и более подробно будет описана в главе 3.

Эмпирические модели температуры средней атмосферы. Модели обобщают результаты экспериментальных исследований средней атмосферы и представлены в виде баз данных по температуре и другим метеорологическим параметрам атмосферы. Обзор различных баз данных по температуре средней атмосферы дан в работах [88, 89].

При разработке баз данных использованы три основных подхода:

1) экспертный анализ данных «вручную» (hand-drawn analyses). В результате анализа появилась база данных FUB;

2) привязка данных к узлам определенной пространственно-временной сетки с использованием метода объективного анализа (objective analysis gridding techniques). Данный метод применялся для данных CPC и UKTOVS;

3) метод, основанный на использовании численных прогностических моделей, определяющих поля данных первого приближения, с последующим подключением наблюдательных данных для оптимальной ассимиляции данных.

База данных UKTOVS получена по методу 2 и предоставляет данные по климатологии со среднегодовыми вариациями. База данных CPC содержит расширенные климатологические данные по стратосфере, полученные по результатам измерений Hamilton (1982), Geller et al. (1983) and Randel (1992).

Отмечено, что при сравнении моделей, использующих старые и новые данные, надо учитывать охлаждение верхней стратосферы со скоростью 2 К за декаду, при этом охлаждение мезосферы возможно с еще большей скоростью.

Ряд метеорологических баз данных подвергнут повторному анализу.

Известны реанализы, проведенные для баз данных ERA-40 [90], ERA-Interim [91], NCEP [92, 93], ECMWF [90, 94]. Целью реанализов является приведение совокупности данных по метеопараметрам в целом в соответствие как данным измерений, так и законам физики.

Модель CIRA-86. Среди эмпирических моделей температуры следует выделить наиболее известную и широко используемую модель CIRA-86. Модель атмосферных параметров COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA) является эмпирической моделью атмосферной температуры и плотности, рекомендованной Комитетом по космическим исследованиям (COSPAR). Описание модели CIRA-86 содержится в [95, 96]. Модель охватывает область высот от 0 до 120 км, представлена в виде таблиц, содержащих среднемесячные данные по температуре и среднезональному ветру в широтном интервале от 80° с.ш. до 80° ю.ш. с интервалом пять градусов по широте. Имеется два вида таблиц, в одном из них данные представлены в функции высоты, в другом – в функции давления. Модель обобщает данные наземных и спутниковых измерений (Nimbus 5,6,7).

Учет температурных вариаций по долготе внутри определенной зоны может быть проведен с помощью соотношений [97]:

$$T(\lambda) = T_0 + T_1 \cos(\lambda - \theta_1) + T_2 \cos(2\lambda - \theta_2),$$

где T_0 – среднезональная температура на данном уровне давления;

λ – долгота;

T_1 и T_2 - амплитуды колебаний с волновым индексом 1 и 2;

θ_1 и θ_2 – соответствующие фазы колебаний.

Параметры задаются для данной широтной зоны, месяца и уровня давления.

Сравнение различных данных по температуре стратосферы. Критический анализ данных по температуре стратосферы, содержащихся в различных моделях, проведен в работе [98]. Сравнение среднезональной температуры за январь по различным моделям показало, что разница между

моделями меняется в пределах от 1 до 5 К. Наибольшая разница имеет место для тропиков и полярных областей.

На уровнях 100 и 50 гПа большинство моделей согласуются в пределах ± 1 К для широты 55° с.ш. (Обнинск). На уровне 10 гПа разброс данных между моделями выше:

± 2 К для большинства моделей. Модель CIRA-86 дает завышенные данные от 5 до 6 К по сравнению с большинством моделей. На 1 гПа разница в моделях достигает уже 5 К (разброс ± 2 К). На 0,1 и 0,01 гПа CIRA86 неплохо согласуется с другими моделями для 55° с.ш. Сравнение с ракетными данными показывает завышение для CIRA-86 в диапазоне от 10 до 0,3 гПа для 30° с.ш. на величину от 4 до 6 К. По выводам, приведенным в обзоре [98] модель CIRA-86 в среднем завышает температуру от 5 до 10 К в стратосфере на высотах от 20 до 50 км. Для 55° с.ш. модель CIRA-86 выглядит неплохо по сравнению с большинством моделей, за исключением уровня 10 гПа, где она, по-видимому, завышает данные. Частично это может быть связано с охлаждением верхней стратосферы.

Из приведенных в обзоре [98] данных следует, что выбрать наилучшую модель среди всех моделей затруднительно, поскольку все модели имеют какие-то смещения. К тому же надо учитывать межгодовую изменчивость и долготные вариации. Поэтому возникает необходимость в разработке новой модели температуры средней атмосферы, которая бы удовлетворяла описанным выше требованиям.

Эмпирические модели концентрации стратосферного озона

Модель ИОА–1985. Данная модель базируется на многолетних наблюдениях сети озонметрических станций Северного полушария за период с 1961 по 1979 г.г. [99]. Выше 30 км используются также данные ракетного зондирования, проведенного в США. Сезонный ход учитывается наличием двух профилей для летнего и зимнего периодов. Широтные изменения представлены отдельными профилями для полярной зоны, областей умеренных широт и тропиков. Вместе со средними значениями даны и среднеквадратические вариации.

Модель Fortuin и Kelder. Модель Fortuin и Kelder [100] представлена в виде таблиц среднемесячных профилей концентрации озона для 17 широтных полос (Обнинск 55,05° с.ш. попадает в 15 полосу) на 19 уровнях по высоте от 1000 до 0,3 гПа. Также даны среднеквадратичные величины, описывающие межгодовые вариации. Данная модель предназначена в первую очередь для использования в моделях общей циркуляции атмосферы. Модель Fortuin и Kelder базируется на озонзондовых и спутниковых (TOMS, SBUV-SBUV/2) измерениях, проведенных в 1980-1991 г.г. В тропосфере и нижней стратосфере (от 1000 до 10 гПа) модель основана на данных измерений 30 озонзондовых станций, распределенных по всей территории земли. Зонально-усредненные вертикальные профили озонзондов стыкуются с данными спутниковых (SBUV-SBUV/2) измерений в стратосфере (от 30 до 0,3 гПа). Интегральные величины содержания озона корректируются измерениями TOMS путем введения корректирующего фактора в озонзондовую часть высотного профиля.

Модель HALOE. По данным спутниковых измерений, выполненных по программе HALOE на борту спутника UARS с 1991 по 2002 г.г., разработана модель HALOE [101]. Исходные данные для модели получены с помощью солнечно-затменных измерений в инфракрасном диапазоне спектра с вертикальным разрешением для озона примерно 2 км. Модель представлена в виде таблиц, содержащих среднемесячные концентрации и их среднеквадратические отклонения в зависимости от высоты и эквивалентной широты. Использование концепции эквивалентной широты позволяет корректно воспроизвести градиенты концентрации поперек транспортных барьеров, таких как струйное полярное течение. Комбинированная систематическая и случайная погрешности единичного озонного профиля в нижней стратосфере (до 10 гПа) находится в пределах от 9% до 25%, а в верхней стратосфере - от 9% до 20%. Согласие с параллельными измерениями лучше 10% выше уровня 200 гПа во внетропической зоне и выше уровня 100 гПа - в тропиках и субтропиках. Согласованность данных HALOE с данными SAGE приблизительно 5%, а с данными POAM III примерно 10%.

База данных BDBP. База данных BDBP (Binary DataBase of Profiles) создана на основе измерений вертикальных профилей концентрации озона с высоким разрешением по высоте [102, 103], выполненных с помощью спутниковых приборов SAGE I, SAGE II, HALOE, POAM II и POAM III, а также озонозондовых измерений на 135 станциях с глобальным покрытием поверхности Земли. Данные BDBP охватывают широтный пояс от 87,5° ю.ш. до 87,5° с.ш. с разрешением по широте 5° и высотный диапазон от 878 гПа до 0,0460 гПа по 70 уровням с разрешением примерно 1 км. Весь временной период (с 1979 по 2010 г.г.) разбит на две части. Интервал с 1979 г. по 2006 г. базируется на измерительных данных, а с 2007 г. по 2010 г. - на расчетах по химико-климатической модели. Модельные расчеты обеспечивают плавную стыковку с измерительными данными.

COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA). Модель CIRA для концентрации озона разработана для средней атмосферы от 20 мбар (25 км) до 0,003 мбар, более новая версия - от 70 мбар (18 км) [104]. Модель включает также и вариации озона. Данные модели для общедоступного использования представлены в виде рисунков и таблиц, что затрудняет ее применение в численных расчетах.

В данной работе было решено сравнивать результаты лидарного зондирования концентрации озона с моделью HALOE в виду её хорошего соответствия с имеющимися данными, доступности и полноты информации.

Изложенные в данном обзоре материалы послужили основой для сформулированных далее целей и задач работы.

Состояние вопроса и постановка задачи. В настоящее время в мире для зондирования атмосферы применяются сотни различных лидарных устройств, сильно различающихся как по информативности измерений, так и по сложности изготовления и обслуживания. При разработке сетевого лидара ФГБУ «НПО Тайфун» были выбраны технические решения, которые обеспечивают

информативные измерения, и в то же время имеют сравнительно невысокую стоимость и просты в обслуживании.

В сетевом лидаре АК-3 используется трехволновое зондирование на длинах волн 308, 355 и 532 нм с приемом двух поляризационных компонент сигнала на длине волны 532 нм. Для измерения концентрации озона используется метод дифференциального поглощения на длинах волн 308 и 355 нм. Измерение температуры средней атмосферы проводится с помощью известного метода рэлеевского рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм.

Двухволновые измерения на длинах волн 355 и 532 нм представляют собой простейший вариант многоволновых измерений, позволяющих получить информацию о микрофизических параметрах аэрозоля. Однако в этом случае требуется адекватный учет априорной информации. Чаще всего для этой цели используется метод параметризации (модельных оценок) [105, 106], однако он является недостаточно гибким с точки зрения учета многомодальной структуры спектра стратосферного аэрозоля и возможных вариаций микрофизических параметрах отдельных мод. Одним из методов введения априорной информации, снимающих эти ограничения, является использование эмпирических статистических моделей оптических и микрофизических характеристик для определенного типа аэрозоля. Для этого необходимо разработать оптико-микрофизическую модель стратосферного аэрозоля.

Отдельной проблемой является введение аэрозольной коррекции при измерении концентрации стратосферного озона. Необходимые для этого микрофизические параметры задаются обычно на основе усредненных модельных данных по стратосферному аэрозолю [12, 67]. Однако параметры стратосферного аэрозоля могут варьироваться во времени и пространстве и в момент зондирования отличаться от задаваемых средних значений, что ведет к ошибкам при введении аэрозольной коррекции. Перспективным подходом является здесь совмещение измерений аэрозоля и озона, когда аэрозольная коррекция профилей концентрации озона может проводиться с учетом информации по микрофизике аэрозоля на момент зондирования. Это открывает возможность проведения зондирования при достаточно большом аэрозольном наполнении стратосферы (например, при

вулканических извержениях) и исследования возможности влияния аэрозоля на содержание озона.

Для измерения температуры средней атмосферы в диапазоне высот от 26 км и выше используется метод рэлеевского рассеяния [19]. Он достаточно информативен в предположении чисто рэлеевского характера рассеяния. Однако в отдельных случаях наблюдается повышенное содержание аэрозоля и на высотах более 30 км [35-37]. Применение двухволнового зондирования в рэлеевском методе позволяет идентифицировать такие ситуации по величине отношения сигналов обратного рассеяния. Таким образом, потенциал метода двухволнового зондирования используется не полностью и здесь возникает задача разработки новых алгоритмов, их отработки в численных экспериментах и включения в программное обеспечение для разрабатываемого сетевого лидара.

Второй важный блок вопросов связан с оценкой изменений в состоянии средней атмосферы на основании данных лидарных измерений. Для этого требуется разработка эмпирических моделей, описывающих состояние и вариации измеряемых параметров средней атмосферы. Имеющаяся в литературе информация по этому вопросу обширна, но имеет разнородный характер и различную статистическую обеспеченность [12, 101, 107, 108]. Часть информации представлена в цифровом виде на различных сайтах в сети интернет для всеобщего пользования. Следует обобщить имеющуюся информацию и представить ее в виде, пригодном для создания различных эмпирических моделей. Необходимо также определить круг дополнительной доступной информации, которую следует использовать для интерпретации лидарных данных. Имеется в виду использование синоптических данных, методов обратного траекторного анализа и т.д.

В связи с оценкой состояния средней атмосферы, помимо прочего, необходимо вычислять и анализировать основные характеристики волновых возмущений температуры: длину ВВ, его вертикальную фазовую скорость, период, потенциальную энергию гравитационных волн, а также определять спектральные характеристики флуктуаций температуры. Для этого необходимо разработать методы оценки ВВ и на их основе создать комплексное программное обеспечение.

Цели работы:

1. Совершенствование существующих и создание новых методов определения параметров средней атмосферы по данным лидарного зондирования на длинах волн 308, 355 и 532 нм.

2. Разработка эмпирических моделей и программного обеспечения для расчета и оценки характеристик средней атмосферы.

Поставленная цель достигалась путем решения следующих задач работы:

1. Разработать оптико-микрофизическую модель стратосферного сернокислотного аэрозоля для определения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по данным лидарного зондирования на длинах волн 355 и 532 нм и введения аэрозольной коррекции при измерении концентрации озона на длинах волн 308 и 355 нм.

2. Разработать метод совместного определения отношения обратного рассеяния и температуры средней атмосферы с помощью двухволнового лидарного зондирования на длинах волн 355 и 532 нм.

3. Разработать методы и программные средства для анализа волновых возмущений температуры средней атмосферы и оценки их спектральных характеристик.

4. Разработать эмпирические модели, описывающие средние значения и вариации измеряемых параметров средней атмосферы: коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, концентрации озона, температуры атмосферы, плотности потенциальной энергии и спектральных характеристик гравитационных волн.

5. На основе разработанных и существующих моделей, результатов численных экспериментов, подготовить программное обеспечение и базу данных для автоматической обработки данных лидарного зондирования и оценки состояния средней атмосферы.

Научная новизна определяется тем, что впервые:

- был применен комплексный подход к обработке измерений: сначала обрабатываются измерения температуры, затем - аэрозоля, и в последнюю очередь

- концентрации озона. Это позволяет учесть данные, полученные в одном измерении с целью введения коррекции результатов в другом измерении;

- показано, что двухволновое зондирование температуры на длинах волн 355 и 532 нм позволяет совместно с температурой определять относительное содержание аэрозоля на высотах от 30 до 70 км, а также учесть его влияние при вычислении температуры средней атмосферы;

- была создана оптико-микрофизическая модель для расчета интегральных по спектру размеров характеристик аэрозоля для двух длин волн 355 и 532 нм с использованием коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, вычисляемых по сигналам лидарного зондирования. Модель позволила рассчитывать профили объёмной концентрации аэрозоля, площади поверхности частиц, эффективный радиус и параметры, необходимые для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона. В ходе расчетов были получены профили распределения коэффициентов обратного рассеяния по высотам, которые определяют 3 состояния аэрозольного наполнения стратосферы – фоновое, промежуточное и вулканическое;

- разработана методика и программное обеспечение для определения спектральных характеристик температурных флуктуаций, которая позволяет оценить спектральную плотность потенциальной энергии гравитационных волн, наблюдать за распространением отдельных ВВ в течение ночи и рассчитывать их потенциальную энергию с учетом шумовой составляющей, определять длину волны, ее фазовую скорость и период;

- создана программа автоматической обработки измерений для сети лидарных станций с возможностью оценки погрешностей индивидуального измерения, а также сравнением результатов лидарных измерений с данными различных моделей.

Теоретическая и практическая значимость. Предложенные в данной работе методы могут быть использованы для:

- расчёта вертикальных профилей температуры с учетом аэрозольной составляющей по данным двухволнового зондирования;

- расчета характеристик аэрозоля с заданием граничных условий полученных из лидарных измерений температуры, а не заданных априори;
- вычисления профилей оптических и микрофизических интегральных характеристик аэрозоля с использованием оптико-микрофизической модели;
- для введения аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона с использованием данных, полученных в результате обработки сигналов лидарного зондирования аэрозоля и оптико-микрофизической модели.

Спектр практического применения результатов обработки лидарного зондирования широкий. Данные лидарных измерений могут быть использованы для:

- обнаружения и анализа метеорного аэрозоля верхней стратосферы и мезосферы;
- построения эмпирических моделей параметров средней атмосферы, а также в качестве вспомогательной информации для климатических моделей;
- обнаружения полярных стратосферных облаков, вулканического аэрозоля, стратосферных потеплений, а также различных аномалий озона;
- анализа волновых процессов в атмосфере;
- сравнения/сопоставления с данными различных спутников Aura, Calipso и т.д.;
- калибровки дистанционных приборов, предназначенных для измерений температуры, озона и аэрозоля (радиозонды, спутниковые приборы и т.д.).

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Оптико-микрофизическая модель стратосферного аэрозоля и алгоритмы её использования для определения характеристик сернокислотного аэрозоля.
2. Метод совместного определения аэрозольного содержания и температуры средней атмосферы по данным двухволнового лидарного зондирования.
3. Методы и программные средства для автоматической обработки данных трехволнового зондирования.

4. Методы и программные средства для оценки состояния средней атмосферы по результатам лидарного зондирования.
5. Результаты использования разработанных методов и программ для определения параметров аэрозоля, концентрации озона и температуры средней атмосферы.

Личный вклад автора. Такие этапы работы, как моделирование, проведение численных экспериментов, обработка, анализ и интерпретация результатов, создание автоматизированного программного комплекса и базы данных выполнялись лично автором или при его непосредственном участии.

Обоснованность и достоверность. Приведенные в работе результаты достоверны и надежно подтверждены данными используемых современных физико-математических методов исследования, а также согласованностью результатов работы с результатами, полученными другими исследователями.

Апробация работы. Результаты работы докладывались и обсуждались на:

1. XVIII Международном симпозиуме "Оптика атмосферы и океана, Физика атмосферы." (г. Иркутск, 2012).
2. Конференции молодых специалистов в ИПГ имени Е. К. Федорова (г. Москва, 2012).
3. Международной конференции «Турбулентность, динамика атмосферы и климата». (ИФА, г. Москва, 2013);
4. XIX Международном симпозиуме "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», (г. Барнаул, 2013);
5. Конференции молодых специалистов по проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды в ФГБУ «НПО «Тайфун» (г. Обнинск, 2013).
6. XX Международном симпозиуме "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы." (г. Новосибирск, 2014).
7. Международном симпозиуме по атмосферной радиации и динамике «МСАРД-2015» (г. Санкт-Петербург, 2015).

Публикации. Результаты исследований и методов опубликованы в пяти научных работах, и еще одна готовится к печати. Статьи опубликованы в журналах, включенных в перечень ведущих рецензируемых научных журналов ВАК РФ. Список публикаций:

1. «Об определении параметров стратосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования». В.А. Коршунов, Д.С. Зубачев. Известия РАН. ФАО. 2013. т.49. № 2. с. 196-207
2. «Наблюдение полярных стратосферных облаков над г. Обнинском в декабре 2012 г.». Коршунов В.А., Зубачёв Д.С. Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 49-54.
3. «Лидарные наблюдения стратосферных аэрозольных следов от челябинского метеорита». В.Н. Иванов, Д.С. Зубачев, В.А. Коршунов, В.Б. Лапшин, М.С. Иванов, К.А. Галкин, П.А. Губко, Д.Л. Антонов, Г.Ф. Тулинов, А.А. Черемисин, П.В. Новиков, С.В. Николашкин, В.Н. Маричев. Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.27. №2. С.117–122.
4. «Результаты определения аэрозольных характеристик средней атмосферы методом двухволнового лидарного зондирования и их сопоставление с измерениями метеорного радиоэхо», В.А. Коршунов, Д.С. Зубачев, Е.Г. Мерзляков, Ch. Jacobi. Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.27. №10. С.862–868.
5. «Определение параметров волновых возмущений средней атмосферы по данным лидарных измерений», В.А. Коршунов, Д.С. Зубачев. Оптика атмосферы и океана. 2015. Т.28. №11. С.993-1002.

Реализация результатов работы. Результаты проведенных исследований внедрены в систему геофизического мониторинга в виде автоматизированного программного комплекса, работающего в режиме 24/7 (двадцать четыре часа, семь дней в неделю), и базы данных (БД), содержащей результаты обработки данных лидарного зондирования сети лидарных станций, расположенных на территории Российской Федерации. Также БД содержит информацию об исходных сигналах измерений температуры, озона, аэрозоля и их метаданных. Как только сигналы со

станций поступают в БД лидарных измерений, программный комплекс начинает их автоматическую обработку, результатом которой являются высотные профили характеристик температуры, озона, аэрозоля и его интегральных характеристик, а также информационные сообщения в которых описывается состояние средней атмосферы на текущий момент исходя из анализа данных результатов обработки сети лидарных станций.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы, содержащего 168 наименований цитируемой литературы. Общий объем диссертации включает в себя 94 иллюстрации, 7 таблиц и составляет 215 машинописных страниц. В приложении «А» приводится свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ «Программа для автоматической обработки данных лидарного зондирования и оценки параметров средней атмосферы».

Краткое содержание по разделам (главам):

Во введении обоснована актуальность диссертационной работы, приведен обзор литературы и сформулированы цель и основные задачи.

В первой главе рассмотрена оптико-микрофизическая модель стратосферного сернокислотного аэрозоля, а также описаны методы определения аэрозольных характеристик, концентрации озона и температуры средней атмосферы. Показано преимущество комплексного подхода к совместной обработке измерений, и описаны результаты численного эксперимента по учету аэрозоля при вычислении температуры.

Во второй главе приведено описание методики проведения измерений, а также описание программного комплекса для определения температуры, аэрозольных характеристик и концентрации озона. Рассмотрен программный субкомплекс для анализа ВВ температуры и приведены алгоритмы и методы определения спектральных характеристик флуктуаций температуры.

В третьей главе дано описание методов и алгоритмов для оценки состояния средней атмосферы по данным лидарного зондирования температуры, аэрозоля и

озона. Приведены примеры анализа и оценки различных параметров стратосферы в виде информационного сообщения с помощью программы автоматической обработки.

В четвертой главе представлены результаты зондирования на Обнинской лидарной станции за период с 2011 по 2015 г. Проведено сравнение измерений интегральной концентрации озона с помощью лидара и спектрометра Брюера, сравнение температуры – с помощью лидарного и ракетного зондирования, а также сопоставление данных лидарного и спутникового зондирования.

Благодарности. Считаю своим долгом выразить глубокую благодарность научному руководителю за внимательное и терпеливое руководство научной работой, поддержку и помощь в решении организационных вопросов. Также благодарю своего коллегу по работе Ф.Н. Лебедева за проведение ночных измерений на Обнинской лидарной станции.

ГЛАВА 1. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ТРЁХВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК, КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ

В первой части главы будет дано описание оптико-микрофизической модели, и показана связь между измеряемым лидаром коэффициентом обратного аэрозольного рассеяния и микрофизическими характеристиками аэрозоля, а также приведено описание эмпирической модели температуры Aura-2014. Во второй части главы описаны основные методы определения концентрации аэрозоля и озона, а также модифицированный метод рэлеевского определения температуры, который, совместно с температурой, позволяет определять характеристики аэрозоля. В заключении главы будет дано описание численного эксперимента по учету аэрозоля при вычислении вертикального профиля температуры, и показаны преимущества комплексного подхода к совместной обработке измерений температуры, аэрозоля, и концентрации озона.

1.1 Оптико-микрофизическая модель стратосферного сернокислотного аэрозоля

1.1.1 Исходные данные для модели стратосферного аэрозоля

При отборе данных для аэрозольной модели необходимо ограничить интервал рассматриваемых температур снизу, так как в интервале температур 190-193 К происходит изменение состава стратосферного аэрозоля от сернокислотного к азотнокислотному [109]. При этом могут образовываться твердые частицы различных типов, включая ледяные частицы, гидраты серной или азотной кислоты и смешанные формы, которые входят в состав полярных стратосферных облаков (ПСО). При повышении температуры таяние образовавшихся твердых частиц происходит при температурах фазового равновесия, которые выше температур их образования. По данным лабораторных исследований для типичных

стратосферных условий указанные температуры для частиц тригидрата азотной кислоты (NAT) составляют 195-197 °K [110], а для частиц тетрагидрата серной кислоты (SAT) - 210-215 °K [111]. В то же время в многочисленных экспериментальных работах, посвященных исследованиям характеристик ПСО [165] в реальной стратосфере, можно обнаружить лишь единичные примеры присутствия твердой фазы аэрозоля при температурах выше 195 °K. В частности, к ним относятся измерения при температуре на 2 °K выше пороговой для образования NAT [112] и измерения в интервале 199-202°K, которые проинтерпретированы как случаи присутствия SAT частиц [113].

В работе [114] на основе результатов оптических измерений сделан вывод о присутствии твердых частиц SAT в температурном диапазоне 200-220 °K, однако интерпретация результатов измерений в этой работе, является не однозначной. Возможное объяснение трудностей с наблюдением SAT содержится в данных численного моделирования процессов образования ПСО, приведенных в работе [115], согласно которым фракция SAT сосредоточена в субмикронной области, малозаметна на фоне более мощной фракции жидкокапельного аэрозоля и вносит незначительный вклад в интегральные характеристики аэрозоля в ПСО.

С учетом проведенного выше рассмотрения полагалось, что вероятность появления фракции SAT при температурах 200-215 °K незначительна, и в качестве граничной температуры при отборе данных для модели жидкокапельного сернокислотного аэрозоля была принята температура 205 °K.

1.1.2 Выбор исходных экспериментальных данных

Набор исходных экспериментальных данных, выбранных для построения модели, включал результаты измерений аэростатным счетчиком аэрозольных частиц в Laramie Wyoming (41°N) [76] и Kiruna, Sweden (68°N) [116], а также данные самолетных измерений аэрозольных спектров, проведенных с помощью проволочного импактора [117].

Используемые данные аэростатных измерений были взяты с общедоступного сайта ftp://cat.uwyo.edu/pub/permanent/balloon/Aerosol_InSitu_Meas/.

Они охватывают эпизодические измерения в период с 1991-2004 г.г. для Kiruna и с 1990-1997 г.г. для Laramie. Измерения проводились с помощью аэрозольного счетчика частиц в диапазоне радиусов от 0.15 до 2 (или 10) мкм. Верхняя граница устанавливалась на 10 мкм после извержения вулкана Пинатубо и на 2 мкм с мая 1992 г., когда крупные частицы исчезли [76]. Параллельно использовался счетчик ядер конденсации, который фиксировал счетную концентрацию всех частиц с радиусом > 0.01 мкм. Распределение частиц по каналам и данные счетчика ядер конденсации аппроксимировались в общем случае суммой двух логарифмически нормальных распределений, параметры которых выставлены на указанном сайте. Всего на сайте представлены 1091 спектр для Laramie и 422 спектра для Kiruna.

Для расширения географии представленных в модели данных использовались также данные самолетных измерений. Они также представлены в виде параметров логнормального распределения, причем число отдельных мод в аппроксимациях измеренных спектров варьировалось от 1 до 3. Временной период измерений охватывает 1991-1992 г.г. и относится к вулканическому аэрозолю. Самолетные измерения проводились в широтной полосе от 26 до 89°N, но основная масса измерений относится к области 40-70 °N. Диапазон измерений по высоте составлял примерно от 10 до 21 км. Поскольку собранные проволочным импактором частицы анализировались с помощью электронной микроскопии, то контролировалась также форма частиц, и для анализа брались только случаи сернокислотного аэрозоля, но не ПСО. Измерения спектра частиц импакторным методом проводилось в диапазоне радиусов 0.01-1.0 мкм. Всего представлено 45 аэрозольных спектров.

Из общего количества 1558 спектров часть спектров была отбракована по указанному выше температурному критерию, а часть – по критерию отношения коэффициента обратного аэрозольного рассеяния к коэффициенту рэлеевского обратного рассеяния на 355 нм (не менее 0.01). Для проведения расчетов были взяты оставшиеся 1286 спектров, из них 344 по классификации авторов измерений относились к одномодальным, 934 - к бимодальным и 8 спектров – к трехмодальным (из данных самолетных измерений).

1.1.3 Модовая структура спектров

Для сравнения структуры спектров из трех различных источников была проведена классификация представленных логнормальных распределений по величине эффективного радиуса r_{32} . На рис.1.3а и б показано распределение частот появления эффективного радиуса r_{32} для логнормальных распределений, зарегистрированных на сайтах Laramie и Kiruna и для распределений, полученных в самолетных измерениях вместе с данными Laramie. Из рисунков видно, что величина r_{32} распределяется по трем диапазонам $r_{32} < 0.3$ мкм, $0.3 < r_{32} < 0.7$ мкм и $r_{32} > 0.7$ мкм. При этом такое разделение мод по диапазонам (далее моды I-III) характерно для всех трех источников данных, хотя детали распределения внутри каждого диапазона для разных источников несколько различаются, что, скорее всего, связано с недостаточной статистикой для данных Kiruna и самолетных измерений.

Полученная модовая структура спектров в целом соответствует результатам известных измерений [69, 118], что подтверждает представительность используемого набора данных. Мода I имеет фоновое происхождение [119], моды II и III связаны с вулканическими извержениями [75, 120]. Частицы мод I и II являются чисто сульфатными. Частицы моды III представляют собой ядро из вулканической пыли и пепла, обтянутое сернокислотной оболочкой [20, 122]. Они наблюдаются только в первые месяцы после извержения и быстро седиментируют [121]. Выделение вулканических частиц в отдельную моду II связано, очевидно, с тем, что в средних широтах эти частицы наблюдаются через несколько месяцев после извержения, и за это время они успевают вырасти до стационарного состояния.

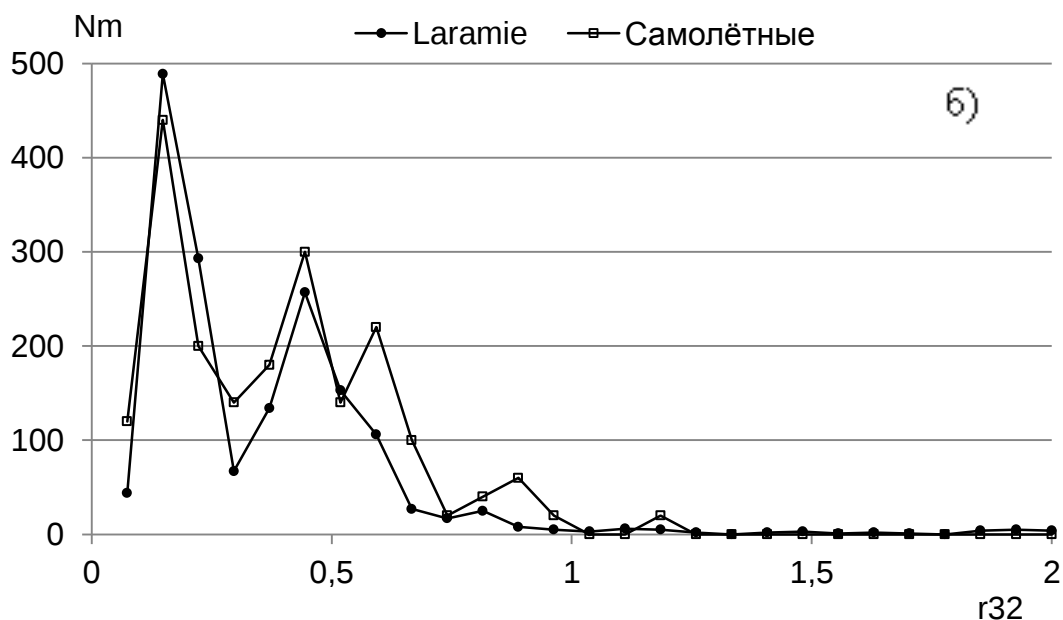
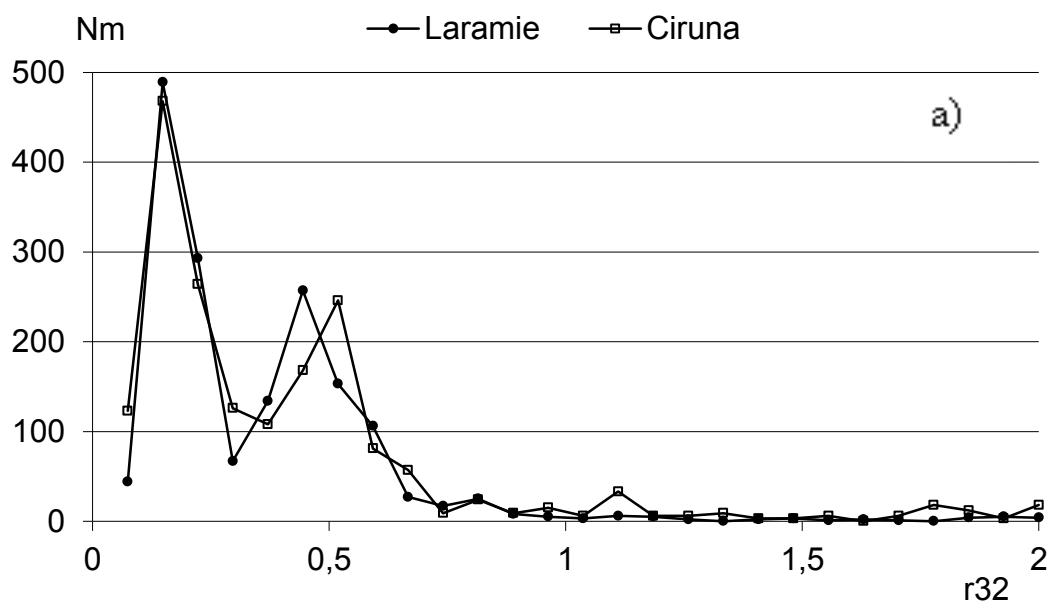


Рисунок 1.3 – Число мод N_m (логарифмически нормальных распределений) в зависимости от эффективного размера r_{32} в спектрах, измеренных в Laramie и в Kiruna ($N_{sp} \times 3$) (а), Laramie сравнении с самолетными спектрами ($N_{sp} \times 20$) (б).

Трансформация интегральных характеристик аэрозоля при переходе от фоновых к вулканическим условиям демонстрируется на рис. 1.4 на примере коэффициента обратного рассеяния на длине волны 355 нм. На рис. 1.4 показана рассчитанная нами зависимость коэффициентов обратного рассеяния отдельных

мод β_I и β_{II} от суммарного коэффициента β_Σ в спектре. Если в спектре присутствует одна мода, соответствующая ей точка лежит на диагонали графика, в противном случае точки лежат ниже диагонали. С увеличением β_Σ происходит переход от фоновых к вулканическим условиям. Из рис. 1.4 видно, что с увеличением β_Σ растут оба коэффициента β_I и β_{II} , но их относительный вклад меняется. Если в левой части графика (фоновые спектры) преобладает вклад моды I, то в правой части – моды II. В переходной зоне большинство точек лежит ниже диагонали на величину 0.3-0.5, т.е. отдельные моды вносят соизмеримый вклад в суммарный коэффициент обратного рассеяния. Подобная картина наблюдается и для других интегральных характеристик, например, для объема и площади поверхности частиц [166].

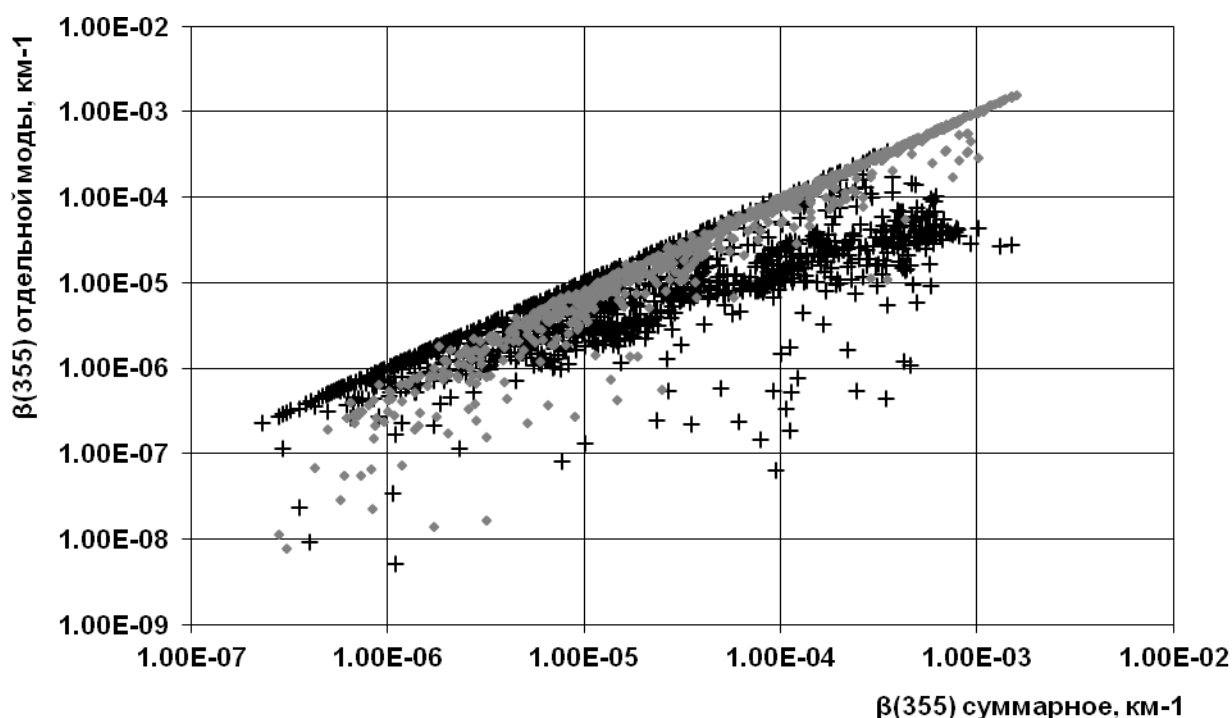


Рисунок 1.4 - Коэффициенты обратного рассеяния отдельных мод $\beta_{I, II}(355)$ (крестики соответствуют моде I, ромбы – моде II) в зависимости от суммарного коэффициента обратного рассеяния $\beta_\Sigma(355)$ всего спектра

Рассмотренные выше данные по аэрозольным спектрам относятся к стадии сформировавшегося глобального аэрозоля, с медленным (месяцы и годы) изменением его параметров. Фаза первоначальной нуклеации и начала

конденсационного роста протекает относительно быстро и локализована в области верхней тропосферы тропических и средних широт [119, 123]. В соответствии с терминологией, принятой в работе [124], будем относить к нуклеационной моде частицы с радиусами 2-10 нм, а частицы с радиусами 10-40 нм - к ядрам Айткена. Разработанные в последнее время экспериментальные методы позволили провести детальные экспериментальные исследование спектров в этой области размеров частиц. По данным самолетных измерений [123, 125, 126] наибольшие зафиксированные концентрации составляли $(3-6) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ в области радиусов частиц от 2 до 17 нм. Как показали проведенные расчеты, для представленных в этих работах спектров характерны высокие значения (от 3 до 4) отношения коэффициентов обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм. По абсолютной величине аэрозольные коэффициенты обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм составляют десятые доли процента от рэлеевских на высотах наблюдения этих частиц.

В верхней стратосфере могут иметь место реконденсационные процессы с образованием новых частиц [117, 121, 127]. Рекордные концентрации частиц ($\sim 1.5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$, что на два порядка больше, чем в другие годы) с эффективным радиусом 0.02-0.03 мкм были зафиксированы в Laramie в 1983 г. после извержения вулкана Эль-Чичон [127]. По нашим оценкам для этого случая характерные значения отношения обратного рассеяния составляют 1.01-1.02 для длин волн от 308 до 532. Такого порядка отклонения отношения обратного рассеяния от 1 находятся в пределах погрешности измерений этого параметра.

Таким образом, проведенные оценки показали, что частицы нуклеационной моды и ядер Айткена практически не могут быть обнаружены на фоне рэлеевского рассеяния в верхней тропосфере и находятся на пределе возможности обнаружения в верхней стратосфере даже при рекордно высоких концентрациях частиц. Соответственно, рассмотренная выше аэрозольная модель, учитывающая только более крупные конденсационные фракции, является вполне адекватной целям моделирования характеристик обратного рассеяния и их связи с микрофизическими параметрами аэрозоля.

1.1.4 Расчеты аэрозольных характеристик

Расчеты аэрозольных оптических характеристик проводились по формулам теории Ми для длин волн 355 и 532 нм с характерными значениями показателей преломления частиц стратосферного аэрозоля 1.479 и 1.454, соответствующими 75%-му раствору серной кислоты при температуре 219.5 °К. Рассчитывались коэффициенты обратного рассеяния $\beta(\lambda)$ и ослабления $\sigma(\lambda)$ для $\lambda = 355$ и 532 нм, а также удельный объем V , площадь S частиц и эффективный радиус r_{32} , представляющий отношение 3-го момента спектра ко 2-му.

Для проведения параметризации микрофизических характеристик необходимо было выбрать измеряемую величину x , которую можно использовать в качестве параметра для модели стратосферного аэрозоля. Установлено, что для параметризации V и S наиболее подходящей является такая измеряемая величина, которая связана монотонной зависимостью с r_{32} . В качестве x были рассмотрены коэффициенты $\beta(\lambda)$, их отношение $R_\beta = \beta(355) / \beta(532)$. Интегральные параметры аэрозоля определяются по измеренным $\beta(\lambda)$ с помощью соотношений: $\sigma(\lambda) = \theta(x, \lambda) \beta(\lambda)$, $V = K_v(x, \lambda) \beta(\lambda)$, $S = K_s(x, \lambda) \beta(\lambda)$, $r_{32} = r_{32}(x)$.

На рис. 1.5 показана зависимость r_{32} от абсолютной величины коэффициента обратного рассеяния $\beta(532)$. Ясно прослеживается корреляционная связь r_{32} с $\beta(532)$ во всем диапазоне изменения r_{32} . Её наличие является эмпирическим фактом, связанным с особенностями формирования спектров размеров стратосферного аэрозоля в области средних широт.

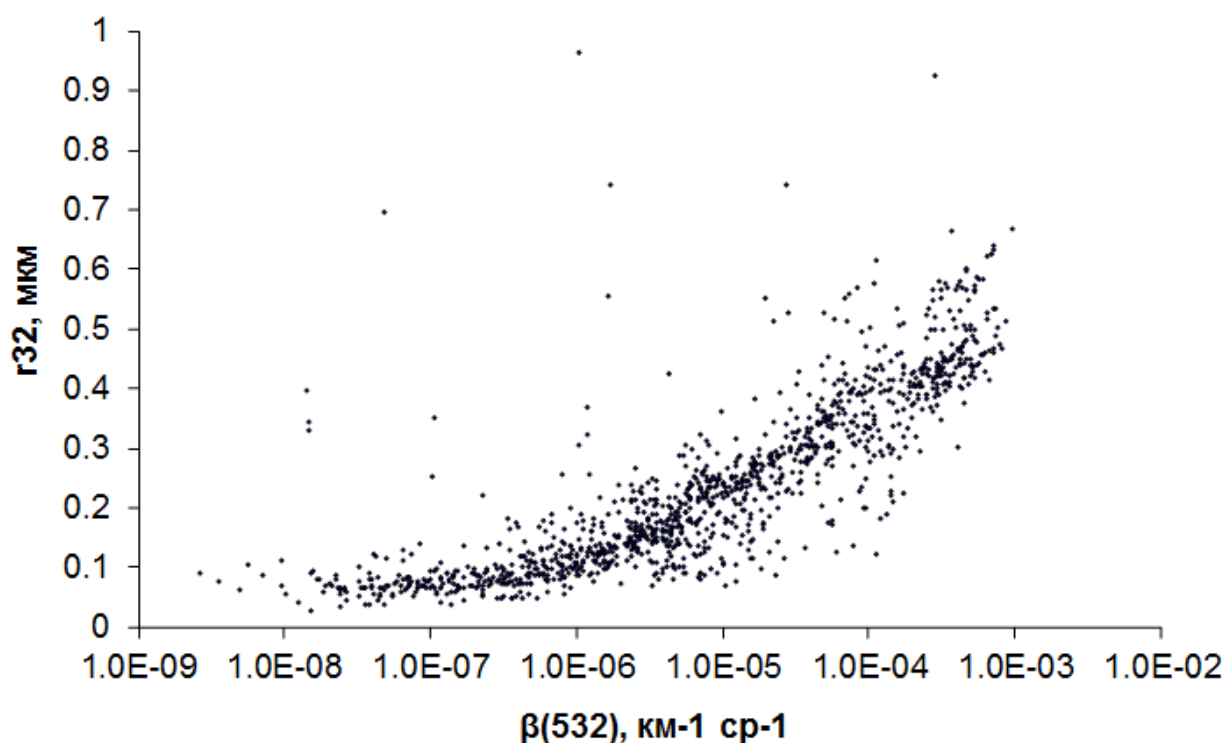


Рисунок 1.5 – Зависимость r_{32} от абсолютной величины коэффициента обратного рассеяния $\beta(532)$

Таким образом, по результатам проведенного выше предварительного анализа определены измеряемые величины x , которые можно взять в качестве параметров для аппроксимации тех или иных интегральных параметров y (таблица 1.3). Все аппроксимации проведены на логарифмической шкале и их результаты $Q(t)$ (где $Q = \ln y$, $t = \ln x$) приведены в Таблице 1.3. Там же даны среднеквадратические отклонения ε_y экспериментальных точек относительно аппроксимационных зависимостей. С учетом того, что экспериментальные погрешности определения $\beta(532)$, как правило, ниже, чем $\beta(355)$, при определении параметров $K_v(532)$, $K_s(532)$ и r_{32} целесообразно использовать длину волны 532 нм. Использование двухволновых измерений необходимо только для определения $\theta(532)$ и, соответственно, $\sigma(532)$. Для примера на рис. 1.6, 1.7, 1.8 представлены аппроксимации для $\theta(532)$, $K_v(532)$ и $K_s(532)$ вместе с точками, представляющими эмпирические данные. Параметры “ μ ” и “ ν ” необходимы для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона.

Таблица 1.3 - Аппроксимационные связи между измеряемыми и рассчитываемыми параметрами аэрозоля

Величины		Аппроксимационные связи $Q(t)$ $Q = \ln(y), t = \ln(x)$	ε_y ср. квад. откл.
y	x		
$\theta(532)$	$\beta(355)/\beta(532)$	$1.0249522 t^2 + 0.48790097t + 2.856279$	0.18
$K_v(532)$	$\beta(532)$	$7.2474152 \times 10^{-3} t^2 + 7.5614609 \times 10^{-2} t + 2.0742802$	0.14
$K_s(532)$	$\beta(532)$	$4.6440016 \times 10^{-3} t^2 - 0.18774237 t - 4.8796358$	0.37
r_{32}	$\beta(532)$	$2.6034136 \times 10^{-3} t^2 + 0.26335698 t + 1.1447730$	0.31
$\theta(355)$	$\beta(355)$	$-1.120243 \times 10^{-3} t^2 - 0.18630192 t + 1.4686116$	0.30
$K_v(355)$	$\beta(355)$	$2.2418662 \times 10^{-2} t^2 + 0.40070434 t + 3.1254924$	0.25
$K_s(355)$	$\beta(355)$	$1.6452089 \times 10^{-2} t^2 + 0.06982677 t - 4.013616$	0.38
r_{32}	$\beta(355)$	$5.9665722 \times 10^{-3} t^2 + 0.33087757 t + 1.3299654$	0.32
μ	$\beta(355)/\beta(532)$	$9.9409698 \times 10^{-2} t^2 + 0.40400787 t - 0.059275658$	0.06
ν	$\beta(355)$	$-2.44920 \times 10^{-2} t^3 - 0.407401 t^2 - 2.30792 t - 4.55044$	3.57

Была также рассмотрена возможность совместного использования коэффициентов обратного рассеяния на двух длинах волн для определения интегральных параметров аэрозоля. Для этого были проведены аппроксимации указанных в Таблице 1.3 параметров y относительно переменных $\ln[\beta(532)]$ и $\ln[\beta(355)]$ с использованием двумерных сглаживающих сплайнов. В результате оказалось, что качество аппроксимации, определяемое величинами ε_y , улучшается, но незначительно, как правило, на несколько процентов.

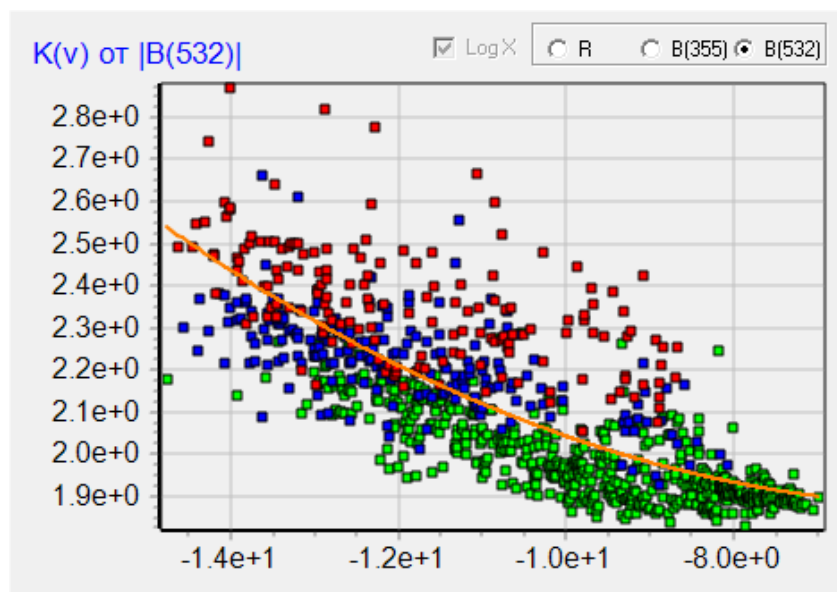


Рисунок 1.6 – Аппроксимация для $K(v)$

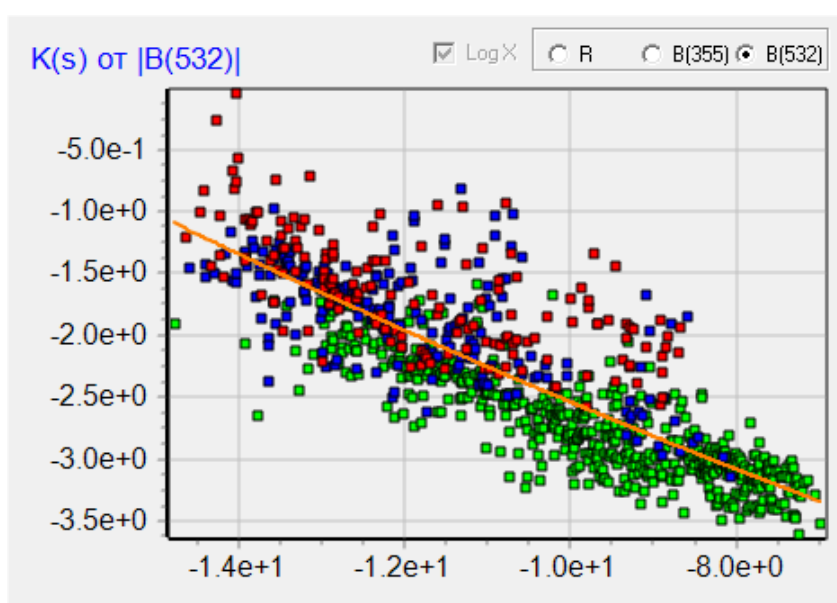


Рисунок 1.7 – Аппроксимация для $K(s)$

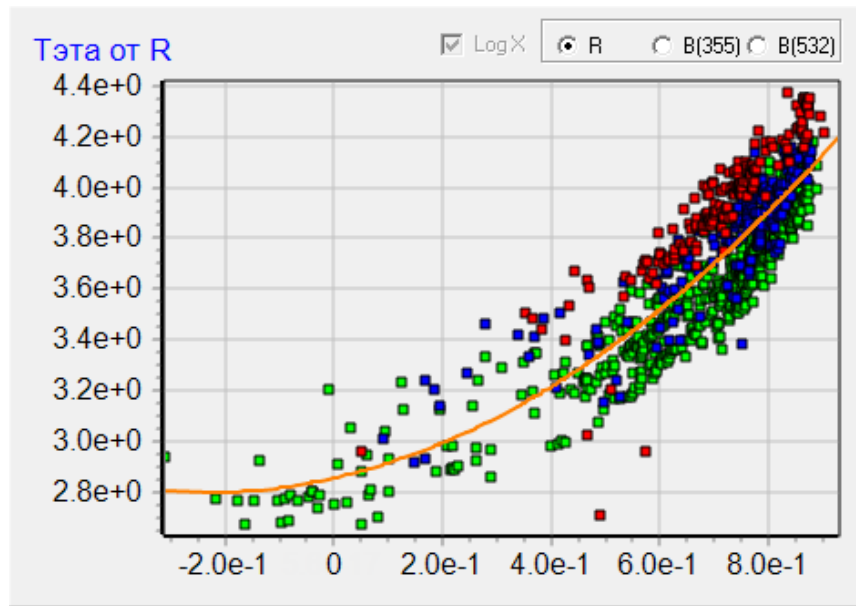


Рисунок 1.8 – Аппроксимация для $\theta(532)$

1.1.5 Оценка погрешностей определения аэрозольных параметров

Была проведена оценка погрешностей определения интегральных параметров аэрозоля с помощью полученных выше аппроксимационных соотношений для типичных условий зондирования стратосферного аэрозоля.

Коэффициент обратного рассеяния в соответствии с лидарным уравнением удобно представить в виде:

$$\beta(z) = \beta(z_g) \tilde{N}(z) T_{am}^2(z, z_g), \quad (1.1)$$

$$\text{где } \tilde{N}(z) = \frac{N(z)z^2}{N(z_g)z_g^2}, \quad T_{am}^2(z, z_g) = \exp \left[-2 \int_z^{z_g} (\sigma_a(z') + \sigma_m(z')) dz' \right],$$

$N(z)$ – сигнал (число накопленных фотоотсчетов) с высоты зондирования z , $\beta(z) = \beta_a(z) + \beta_m(z)$, $\beta_a(z)$ и $\beta_m(z)$ – коэффициенты аэрозольного и рэлеевского обратного рассеяния, $\sigma_a(z)$ и $\sigma_m(z)$ – коэффициенты ослабления для аэрозольного и рэлеевского рассеяния, z_g – опорная точка на трассе зондирования, в которой коэффициенты $\beta_a(z_g)$ и $\beta_m(z_g)$ считаются известными априори. Для представления результатов лидарного зондирования стратосферного аэрозоля часто используется величина $R(z) = \beta(z) / \beta_m(z)$, называемая отношением обратного рассеяния. С использованием барометрической формулы, а также соотношения $\beta_m(z) \sim P(z)/T(z)$

(где $P(z)$, $T(z)$ – давление и температура атмосферы на высоте z) из (1.1) следует соотношение для определения непосредственно $R(z)$:

$$R(z) = R(z_g) \tilde{N}(z) T_{am}^{-2}(z, z_g) \frac{T(z)}{T(z_g)} \exp\left[-\frac{1}{R_c} \int_z^{z_g} \frac{g dz'}{T(z')}\right], \quad (1.2)$$

где R_c – газовая постоянная для сухого воздуха, g – ускорение силы тяжести.

Следует учесть, что в (1.2) входит только вертикальный профиль температуры $T(z)$ в интервале высот $[z, z_g]$, который определяется по данным аэрологического зондирования. Коэффициент обратного аэрозольного рассеяния находится затем по формуле:

$$\beta_a(z) = [R(z)-1] \beta_m(z) \quad (1.3)$$

Для расчета $\beta_m(z)$ нужно знать температурный профиль $T(z)$ в интервале высот $[0, z]$ и давление вблизи поверхности земли.

Варьирование соотношений (1.2) и (1.3) приводит к следующим формулам для оценки погрешности определения $R(z)$ и $\beta_a(z)$:

$$\delta \ln R(z) = \delta \ln R(z_g) + \delta \ln \tilde{N}(z) + \delta \ln T_{am}^{-2}(z, z_g) + \delta \ln T_r(z) - \delta \ln T_r(z_g) + \frac{\delta \ln T_r(z)}{R(z)} + \quad (1.4)$$

$$\left| \ln \frac{P(z)}{P(z_g)} \right| \frac{\delta T_s}{<T(z)>}$$

$$\delta [\ln \beta_a(z)] = \delta R(z)/(R(z)-1) + \delta [\ln \beta_m(z)](R(z)-1) \quad (1.5)$$

где индексами “r” и “s” обозначены случайная и систематическая погрешности определения температуры, $<T(z)>$ – среднее значение температуры на участке (z, z_g) . Для небольших величин R вторым членом в (1.5) можно пренебречь.

Общая формула для погрешностей интегральных параметров I_y , соответствующих величинам y из Таблицы 2.1 (за исключением параметра $\sigma(532)$) записывается с учетом известной из статистики теоремы о переносе ошибок и имеет следующий вид:

$$\varepsilon(I_y) = \{(dQ/dt + A)^2 \varepsilon^2(\ln x) + \varepsilon_y^2\}^{1/2} \quad (1.6)$$

где $A=1$ для параметров $\sigma(355)$, S и V , и $A=0$ для r_{32} .

Выражение для погрешности $\sigma(532)$ записывается следующим образом:

$$\varepsilon[\sigma(532)] = \{(1-dQ/dt)^2 \varepsilon^2[\ln \beta(532)]^2 + (dQ/dt)^2 \varepsilon^2[\ln \beta(355)]^2 + \varepsilon_{\theta(532)}^2\}^{1/2} \quad (1.7)$$

Из формул (1.6), (1.7) видно, что погрешность интегральных характеристик $\varepsilon(I_y)$ определяется суммой вкладов инструментальных погрешностей $\varepsilon(\ln x)$ и погрешностей аппроксимации ε_y . Как следует из (1.5), при приближении величины R к 1 инструментальные погрешности резко возрастают, и их вклад может стать преобладающим.

Также были проведены численные оценки погрешностей определения интегральных параметров. Для погрешности задания граничного значения $R(z_g)$ при $z_g=30$ км принято $\delta R(z_g)=0.01$. Погрешности аэрологических измерений температуры брались по данным испытаний распространенных радиозондов типа АК-3А и АК-3А*, оснащенных терморезисторами ММТ-1 для ночных условий измерений [128, 129]. Следует отметить, что приведенные в указанных работах данные имеют достаточно большой разброс, что, по-видимому, объясняется вариациями характеристик датчиков, изготавливаемых разными производителями в разное время. Поэтому задаваемые погрешности температуры имеют оценочный характер. Для систематической компоненты погрешности температуры было принято $\delta T_s = 1^\circ$, для случайной $\delta T_r = 1^\circ$ при $z \leq 30$ км и $\delta T_r = 1 + 2 \cdot (z-30)/5$ в интервале z от 30 до 35 км. Относительная погрешность расчета давления в интервале 10-30 км принималась равной $0.003 + 0.007 \cdot (z-10)/20$.

Оценки погрешностей проводились для трех типичных профилей $\beta_a(z, \lambda)$ в интервале 15-30 км: фоновый, переходного и вулканического. Фоновый профиль брался по модели, предложенной в [12] для фоновых условий измерений. Переходной и вулканический профили находились по данным контактных измерений, причем в качестве критерия, разделяющего эти два типа профилей, была взята величина интегрального коэффициента обратного рассеяния B_π^a на длине волны 532 нм (интеграл от $\beta_a(z, 532)$ в пределах от 15 до 30 км). Профили с $B_\pi^a > 10^{-3} \text{ ср}^{-1}$ относились к вулканическим, профили с $2.5 \cdot 10^{-4} < B_\pi^a < 10^{-3}$ к переходным условиям. Внутри каждой группы профили были усреднены. Рэлеевское рассеяние задавалось на основе модели стандартной атмосферы USA-86.

При задании абсолютных величин $N(z)$ учитывались данные измерений, проведенных с помощью сетевого лидара АК-3, разработанного в НПО «Тайфун»

для зондирования средней атмосферы. Максимальная энергия излучения передатчика этого лидара на длинах волн 355 и 532 нм составляет 110 и 280 мДж при частоте повторения 10 Гц. При зондировании стратосферного аэрозоля в диапазоне высот 10-30 км энергия передатчика снижается. В приемной части лидара используется параболическое зеркало диаметром 635 мм. Регистрация сигналов на каждой из длин волн 355 и 532 нм проводится с помощью двухканальной системы регистрации с разным пропусканием, что позволяет получить более равномерное распределение числа фотоотсчетов для заданного диапазона расстояний зондирования. Начальное число фотоотсчетов на высоте 12 км по данным измерений составляло $\sim 4 \cdot 10^4$ при пространственном разрешении 0.15 км и накоплении сигнала в течение получаса.

В результате проведенных расчетов было получено, что погрешности отношения обратного рассеяния R слабо зависят от высоты и меняются в пределах 0.015-0.02. При этом относительные погрешности коэффициентов обратного рассеяния не превышают 0.25 при $R > 1.1$ и 0.1 при $R > 1.2$. Отмечено, что уровень $R(532)=1.1$ примерно разделяет фоновые и переходные значения $R(532)$.

Вклад инструментальных погрешностей в $\varepsilon(I_y)$ уменьшается с увеличением R . Был задан критический уровень R_{cr} , при превышении которого возрастание $\varepsilon(I_y)$ над уровнем ε_q (таблица 1.3) за счет влияния инструментальных погрешностей не превосходит 0.05. Для параметров r_{32} , S , определяемых по измерениям $\beta_a(532)$, и для коэффициента ослабления $\sigma(355)$ он составил 1.02, 1.08 и 1.1. Низкий уровень R_{cr} для указанных параметров означает, что влияние инструментальных погрешностей незначительно. Это объясняется, с одной стороны, тем, что величины ε_y для них относительно велики, а, с другой стороны, тем, что инструментальные погрешности малы по сравнению с диапазоном изменения параметров аппроксимации $\beta_a(532)$, или $\beta_a(355)$.

Оценки σ_{532} и $\varepsilon(\ln V_{532})$ более чувствительны к инструментальным погрешностям. Погрешности $\varepsilon[\sigma(532)]$ становятся меньше 0.3 и 0.2 только при величинах $R(532)$, превышающих 1.4 и 2.2, а погрешности $\varepsilon(\ln V_{532})$ при $R(532)$, превышающих 1.07 и 1.15.

Из проведенного выше анализа следует, что с наименьшими погрешностями оценивается объемная концентрация по данным измерений на длине волны 532 нм, наибольшие погрешности отмечаются для площади поверхности частиц.

Для иллюстрации применения рассмотренной выше модели на рис. 1.9 приведены результаты обработки данных зондирования, проведенного 24.08.11 в г. Обнинске. Отношения обратного рассеяния показывают наличие слоя повышенного рассеяния на 12-15 км, связанного, по-видимому, с небольшими вулканическими извержениями. Относительные погрешности определения интегральных параметров в максимуме слоя составляют 0.16, 0.31, 0.37, 0.40 и 0.35 для V , r_{32} , S , $\sigma(532)$ и $\sigma(355)$. На рис. 1.10а и 1.10б показаны профили коэффициентов ослабления на двух длинах волн, а на рис. 1.11-1.13 - интегральные параметры аэрозоля V , S и r_{32} . Характерный радиус r_{32} в области слоя повышенного рассеяния составляет 0.3 мкм и уменьшается до 0.1 мкм с увеличением высоты. Величины V , S в середине слоя принимают значения, промежуточные между фоновыми и вулканическими, характерными для крупных извержений типа Пинатубо [107].

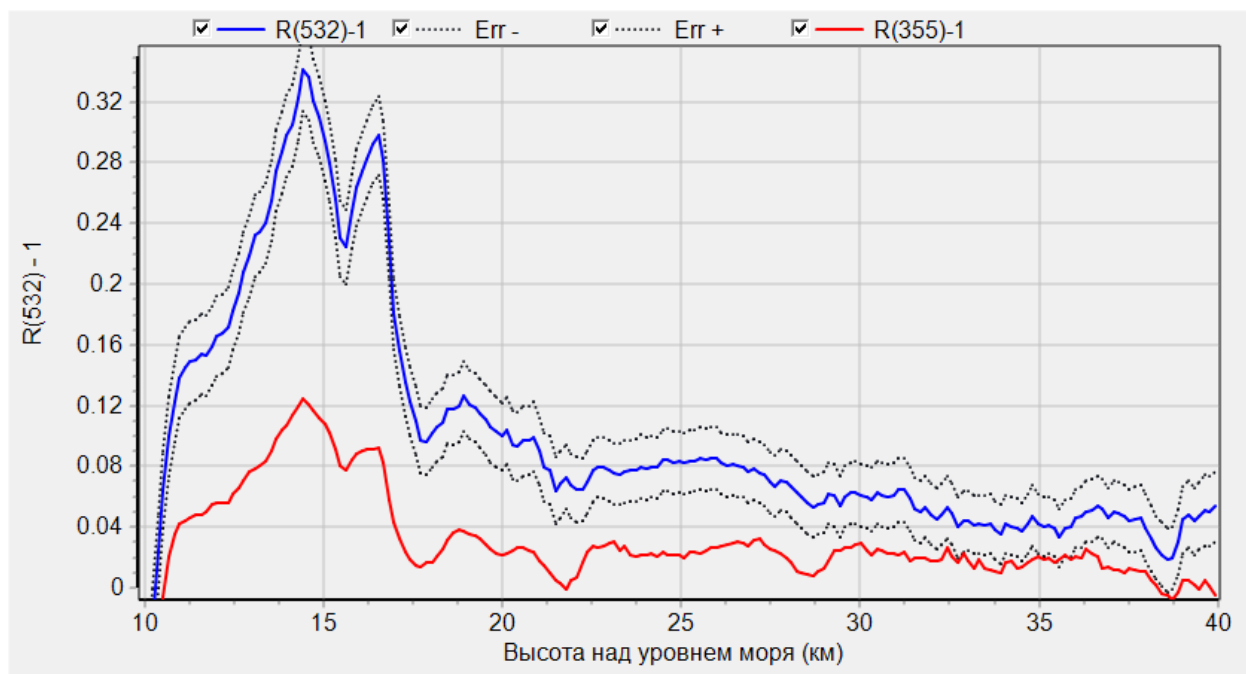


Рисунок 1.9 – Отношения обратного рассеяния на двух длинах волн в зависимости от высоты

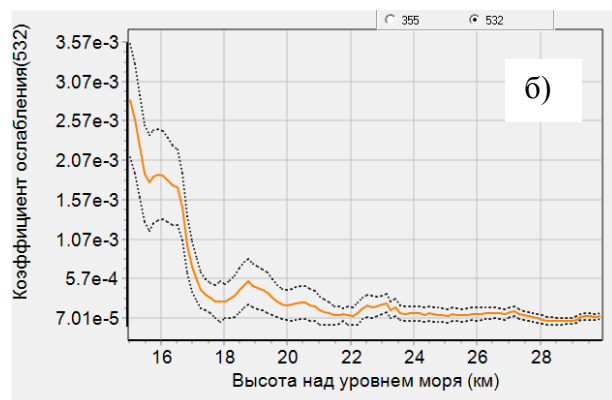
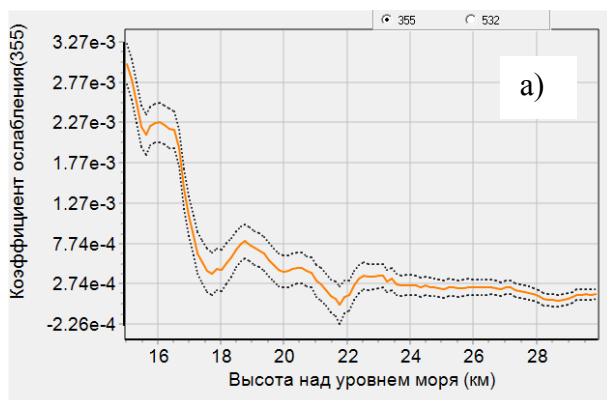


Рисунок 1.10 – Коэффициент ослабления на длинах волн 355 нм (а) и 532 (нм) (б)

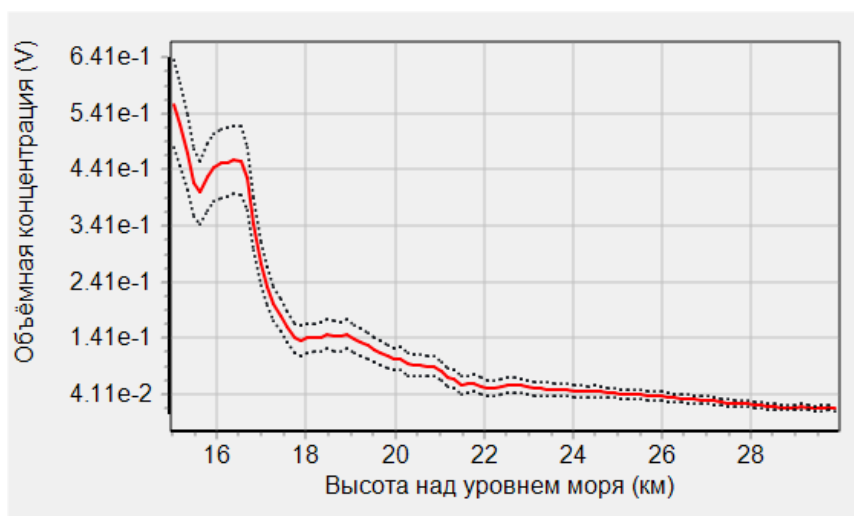


Рисунок 1.11 – Пример вычисления объемной концентрации частиц

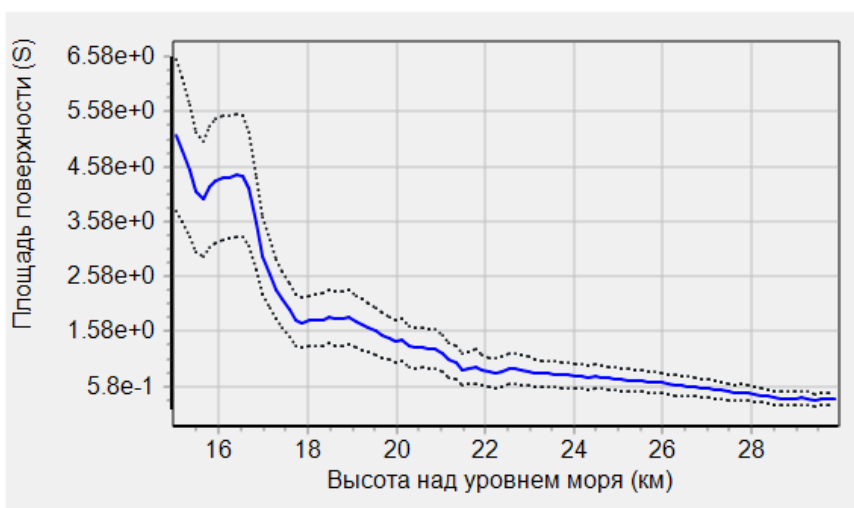


Рисунок 1.12 – Пример вычисления площади поверхности частиц

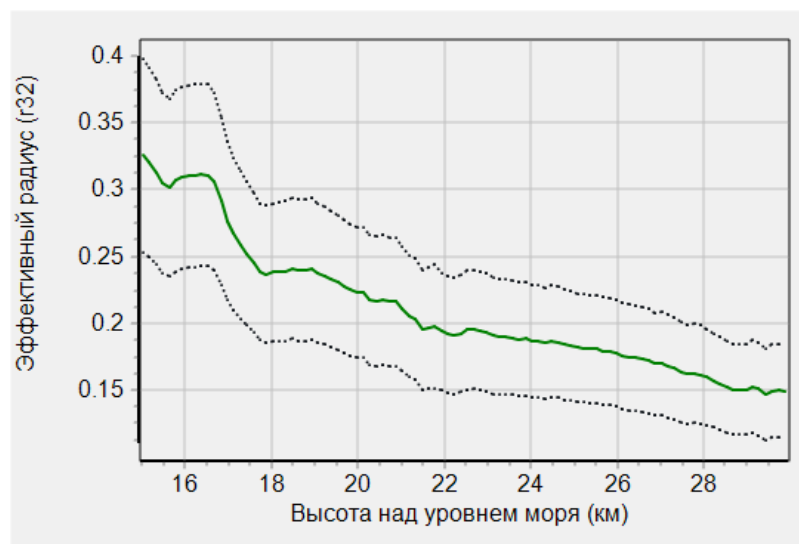


Рисунок 1.13 – Пример вычисления эффективного радиуса

1.1.6 Вывод по разработанной модели

Модель охватывает область средних широт северного полушария (40 – 70 °N), длины волн 355 и 532 нм, которые чаще всего используются при лидарном зондировании стратосферного аэрозоля, диапазон высот 15-30 км и представляет различные временные периоды аэрозольного наполнения стратосферы, включая фоновый, переходной и вулканический. Проанализирована модовая структура спектров и ее связи с интегральными аэрозольными характеристиками. Показано, что для большинства реализаций, и, в особенности для переходных условий, две аэрозольные моды (фоновой и вулканического происхождения) вносят соизмеримый вклад в оптические и микрофизические характеристики аэрозоля. Поэтому для адекватного моделирования характеристик аэрозоля нужно использовать двухмодальное представление спектров аэрозоля. Это создает определенные трудности в использовании метода модельных оценок при небольшом числе измеряемых оптических характеристик. Их можно избежать с помощью построения статистических оптических моделей, основанных на использовании корреляционных зависимостей между измеряемыми оптическими и другими микрофизическими параметрами аэрозоля. Проведена параметризация связей между коэффициентами обратного рассеяния на длинах волн зондирования и интегральными микрофизическими характеристиками аэрозоля, с

использованием которой могут проводиться оценки интегральных параметров аэрозоля, включая коэффициенты ослабления, объемную концентрацию, площадь поверхности и эффективный радиус частиц. Погрешности оценок зависят как от статистического разброса относительно используемых аппроксимационных связей, так и от инструментальных погрешностей. Последние возрастают с уменьшением отношений обратного рассеяния на длинах волн зондирования. Проведена оценка погрешности определения интегральных параметров аэрозоля для типичных высотных профилей коэффициентов обратного рассеяния с учетом экспериментальных результатов, полученных с помощью лидара, разработанного в «НПО «Тайфун». Показано, что для переходных и вулканических условий погрешности оценок коэффициентов ослабления и объемной концентрации составляют 20-30%. Погрешности для эффективного размера r_{32} – 31%, площади поверхности частиц – 37%. Приведен пример интерпретации данных реального зондирования стратосферного аэрозоля с использованием разработанной аэрозольной модели.

1.2 Модель Aura-2014

В течение длительного времени (с 2011 по 2014 г.г.) основной моделью для сравнения с температурой по данным лидарного зондирования над г. Обнинск, использовалась модель CIRA-86. По результатам сравнения средних температур по сезонам был сделан вывод о необходимости коррекции данной модели.

На рисунке 1.13 показаны среднесезонные температурные профили в сравнении с данными спутниковых измерений Aura/MLS [130] (MLS – прибор, Microwave Limb Sounder) и моделью CIRA-86. Из представленных на рисунке 1.13 данных видно, что лидарные данные достаточно хорошо согласуются с данными спутниковых измерений в области от 30 до 45 км. В то же время имеются существенные (до 10°) отклонения от модели CIRA-86 на этих высотах для летних измерений. Общая картина отклонения лидарных и спутниковых профилей от модели аналогична полученной ранее за 2012 и 2013 г.г. Это подтверждает необходимость корректировки модели в диапазоне высот от 30 до 50 км для летних месяцев.

Расхождения лидарных и спутниковых данных наблюдаются также на высотах стратопазы и выше до 60 км. В качественном плане эти отличия связаны, в основном, с систематическими погрешностями измерений Aura/MLS.

Данные спутниковых измерений отходят от модели на высотах от 65 до 70 км, что особенно заметно для осеннего периода. Поскольку привязка лидарных данных в конце трассы зондирования (около 70 км) производится к модели CIRA-86, то это автоматически дает расхождения лидарных и спутниковых данных на этих высотах.

Так как соответствие данных измерений в районе г. Обнинска и модели CIRA-86 нельзя считать удовлетворительным, то была проведена работа по построению модели на основе измерений спутника Aura/MLS. Для этого были взяты данные измерений Aura/MLS за трехлетний период (2012-2014 г.г.) в районе г. Обнинска. По этим данным были построены среднемесячные высотные профили температуры. Далее будем называть построенную таким образом модель «Aura-2014».

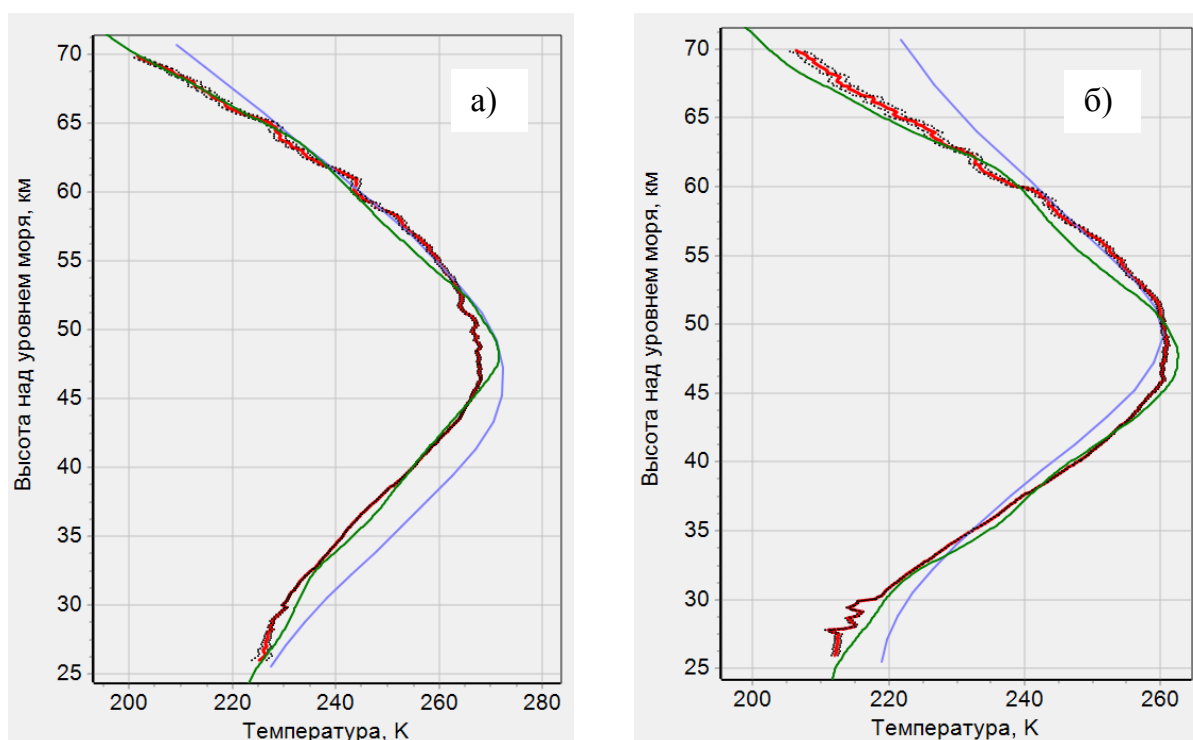


Рисунок 1.13 – Усредненные по сезонам высотные профили температуры средней атмосферы в 2014 г, а) – лето 2014, б) – осень 2014. Красные линии с коридором

погрешностей – лидарные измерения на Обнинской лидарной станции, синие линии – модель CIRA-86, зеленые линии – спутниковые измерения MLS Aura,

1.3 Определение параметров сернокислотного аэрозоля

Ниже приведено основное лидарное уравнение, которое используется в качестве базового для вычисления вертикальных профилей температуры и характеристик аэрозоля.

Лидарное уравнение [12, 131] в общем виде выглядит следующим образом:

$$P\left(t = \frac{2z}{c}\right) = \frac{cES}{2z^2} \beta_{\pi}(z) \exp\left[-2 \int_0^z \sigma(z) dz\right]$$

где z – это расстояние от лидара до рассеивающего объема, м;

c – скорость света, м/с;

E – энергия испускаемого лазером излучения, Дж;

S – площадь зеркала, принимающего фотоны от рассеивающего объема на трассе, м²;

$\beta_{\pi}(z) = \beta_A(z) + \beta_R(z)$ – полное обратное рассеяние (аэрозольное + рэлеевское), м⁻¹стер⁻¹;

$\sigma(z)$ – полное ослабление излучения (сигнала), которое под экспонентой принимает безразмерную величину;

$P(t)$ – мощность сигнала, Дж/с = Вт.

Величина $\frac{cES}{2}$ является так называемой аппаратной константой.

Лидарное зондирование стратосферного аэрозоля проводится на высотах от 10 до 40 км и длинах волн 355 и 532 нм с использованием поляризационных компонент проводится в течение часа непосредственно после измерения озона и перед измерениями температуры.

Основной величиной, вычисляемой с использованием лидарных сигналов при зондировании аэрозоля, является коэффициент обратного аэрозольного рассеяния – $\beta_a(\lambda, h)$. Для характеристики аэрозольного наполнения стратосферы в целом часто используется величина интегрального коэффициента обратного рассеяния $B_{\pi}(\lambda)$, стер⁻¹:

$$B_{\pi}(\lambda) = \int_{h_1}^{h_2} \beta(\lambda, h) dh,$$

где h_1 – нижняя граница интегрирования (для средних широт обычно берется высота от 12 до 15 км), h_2 – верхняя граница интегрирования (обычно 30 км). После крупных извержений, таких как вулкан Пинатубо в 1991 г., $B_{\pi}(532)$ достигает значений не менее $5 \cdot 10^{-3}$ стер $^{-1}$. В фоновый период $B_{\pi}(532)$ падает до уровня не более 10^{-4} стер $^{-1}$.

При расчете характеристик аэрозоля, помимо коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, также вычисляется степень деполяризации аэрозольного рассеяния. С использованием оптико-микрофизической модели определяются коэффициент ослабления и микрофизические характеристики: объемная концентрация, площадь поверхности и эффективный радиус частиц, а также параметры, необходимые для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона.

Методика расчёта вертикальных профилей коэффициента обратного аэрозольного рассеяния и отношения обратного рассеяния. Для определения коэффициента аэрозольного обратного рассеяния $\beta_a(z)$ и отношения обратного рассеяния $R(z) = [\beta_a(z) + \beta_m(z)] / \beta_m(z)$ по данным одноволнового зондирования лидарное уравнение удобно представить в виде:

$$F(z) = (\beta_a(z) + \beta_m(z)) \exp \left[-2 \int_{z_g}^z [\sigma_a(z') + \sigma_m(z')] dz' \right], \quad (1.8)$$

где $F(z) = [\beta_a(z_g) + \beta_m(z_g)] P_S(z) z^2 / (P_S(z_g) z_g^2)$, $P_S(z)$ – лидарный сигнал в произвольных единицах, z – расстояние вдоль трассы зондирования, $\beta_a(z)$ и $\beta_m(z)$ – коэффициенты аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния, $\sigma_a(z)$ и $\sigma_m(z)$ – коэффициенты ослабления для аэрозольного и молекулярного рассеяния, z_g – опорная точка на трассе зондирования, в которой коэффициенты $\beta_a(z_g)$ и $\beta_m(z_g)$ считаются известными априори. Сигнал $F(z)$ имеет размерность коэффициента обратного рассеяния – [км $^{-1}$ стер $^{-1}$]. Полный коэффициент обратного рассеяния $\beta(z_g) = \beta_a(z_g) + \beta_m(z_g)$.

Уравнение (1.8) можно переписать в эквивалентном виде

$$F(z) = \beta(z)T^2(z_g, z) \quad (1.9)$$

где $T^2(z, z_g) = T_m^2(z, z_g) T_a^2(z, z_g),$

а $T_{a,m}^2(z, z_g) = \exp \left[-2 \int_z^{z_g} \sigma_{a,m}(z') dz' \right]$

При $z \leq z_g$ величина $T^2(z, z_g) = T_m^2(z, z_g) T_a^2(z, z_g)$ представляет собой квадрат прозрачности трассы зондирования между точками z и z_g , а $T_m^2(z, z_g)$ и $T_a^2(z, z_g)$, входящие в (3.23), - отдельные компоненты прозрачности, связанные с молекулярным и аэрозольным рассеянием. Для того, чтобы решить уравнение (1.9) относительно оптических характеристик атмосферы $\beta(z)$ и $T^2(z_g, z)$, проведем ряд преобразований. Умножим уравнение (1.9) на $G(z) \theta_a(z)$, где

$$G(z) = \exp \left[2 \int_{z_g}^z \sigma_m(z') (1 - \theta_a(z') \theta_m^{-1}) dz' \right].$$

Данное преобразование было предложено Фернальдом [132] и использовалось затем в известной работе Клетта [133].

В результате уравнение (1.9) преобразуется к виду

$$\hat{F}(z) = \sigma_{eff}(z) \exp \left[-2 \int_{z_g}^z \sigma_{eff}(z') dz' \right], \quad (1.10)$$

где

$$\sigma_{eff}(z) = \sigma_a(z) + \sigma_m(z) \theta_a(z) \theta_m^{-1};$$

$$\hat{F}(z) = F(z)G(z)\theta_a(z). \quad (1.11)$$

Далее проинтегрируем обе части уравнения (1.10) от z_g до z , и учитывая, что

$$\sigma_{eff}(z) \exp \left[-2 \int_{z_g}^z \sigma_{eff}(z') dz' \right] dz = -\frac{1}{2} d \exp \left[-2 \int_{z_g}^z \sigma_{eff}(z') dz' \right],$$

получим

$$\int_{z_g}^z \hat{F}(z') dz' = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \exp \left[-2 \int_{z_g}^z \sigma_{eff}(z') dz' \right] \right\},$$

откуда следует

$$\exp \left[-2 \int_{z_g}^z \sigma_{eff}(z') dz' \right] = 1 + 2 \int_z^{z_g} \hat{F}(z') dz' . \quad (1.12)$$

Комбинируя уравнения (1.12) и (1.10), получим

$$\sigma_{eff}(z) = \frac{\hat{F}(z)}{1 + 2 \int_z^{z_g} \hat{F}(z') dz'} . \quad (1.13)$$

Подстановка соотношения (1.11) в уравнение (1.13) дает

$$\beta(z) = \frac{F(z)G(z)}{1 + 2 \int_z^{z_g} \hat{F}(z') dz'} . \quad (1.14)$$

Из уравнений (1.9) и (1.14) следует

$$T^2(z, z_g) = \frac{G(z)}{1 + 2 \int_z^{z_g} \hat{F}(z') dz'} . \quad (1.15)$$

Аэрозольные параметры $\beta_a(z)$ и $T_a^2(z_g, z)$ находятся путем исключения рэлеевской части

$$\beta_a(z) = \beta(z) - \beta_m(z),$$

$$T_a^2(z, z_g) = T^2(z, z_g) / T_m^2(z, z_g). \quad (1.16)$$

Из уравнений (1.15) и (1.16) следует также формула для непосредственного расчета $T_a^2(z, z_g)$

$$T_a^2(z, z_g) = \frac{\exp\left[2 \int_z^{z_g} \sigma_m(z') \theta_a(z') \theta_m^{-1} dz'\right]}{1 + 2 \int_z^{z_g} \hat{F}(z') dz'} . \quad (1.17)$$

В результате получается, что

$$\beta_a(z) = -\sigma_m(z) \theta_m^{-1} + F(z) \Gamma_m^2(z, z_g) T_a^2(z, z_g) \quad (1.18)$$

Величина $\hat{F}(z')$ в уравнениях (1.14), (1.15) и (1.17) берется из выражения (1.11). Соотношения (1.14), (1.15) и (1.17) являются искомыми решениями уравнения (1.9) и выражают оптические характеристики обратного рассеяния (1.18) через измеряемые сигналы и априори задаваемые профили коэффициентов рэлеевского рассеяния $\sigma_m(z)$. Кроме того, в точке привязки задается величина коэффициента обратного рассеяния $\beta_a(z_g)$, путем вычисления из $R(z_g)$, полученную по температурным измерениям. При одноволновом зондировании необходимо также задавать априори профиль аэрозольного лидарного отношения $\theta_a(z)$. При двухволновом зондировании и использовании оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля профиль $\theta_a(z)$ находится в процессе итерационного решения системы из двух лидарных уравнений, которое описано ниже.

Для характеристики аэрозольной атмосферы, кроме рассмотренных выше параметров, используются и другие величины. Относительное содержание аэрозоля определяется величиной, называемой отношением обратного рассеяния

$$R(z) = \beta(z) / \beta_m(z) = 1 + \beta_a(z) / \beta_m(z). \quad (1.19)$$

Итерационный алгоритм определения оптических и микрофизических параметров стратосферного аэрозоля. В основе алгоритма лежат рассмотренные выше решения лидарных уравнений. Некоторые модификации внесены с учетом реальных особенностей сигналов обратного рассеяния.

О преимуществах совместных измерений температуры и аэрозоля будет сказано в разделе 1.6. Пока отметим, что результатам температурных измерений

определяется отношение обратного рассеяния на высотах от 30 до 70 км. Привязка аэрозольных измерений проводится на участке от 27 до 40 км, при этом граничное условие: отношение обратного рассеяния в точке привязки - $R(z_g)$, задается по результатам температурных измерений, в отличие от обычной практики, когда оно задается априори. Таким образом, привязка сигналов зондирования аэрозоля выполняется ближе к концу трассы зондирования, из-за того, что измерения температуры начинаются от 30 км. Но на этих сигналы имеют существенную шумовую компоненту. В связи с этим признано целесообразным проводить привязку не в единственной точке z_g , а по некоторому интервалу расстояний $[z_1, z_2]$. При обработке сигналов программа из температурных измерений автоматически формирует массив величин $R_{532}(z)$. А в измерениях аэрозоля по разнице логарифмов сигналов на 355 и 532 нм автоматически определяется интервал, в котором эта разница имеет максимальное значение, что соответствует минимальной концентрации аэрозоля в данной области трассы.

Запишем разность логарифмов сигналов $\Delta_{\ln}(z)$ на длинах волн зондирования 355 и 532 нм, скорректированную на величину рэлеевского ослабления

$$\begin{aligned}\Delta_{\ln}(z) &= \ln F(355, z) - \ln F(532, z) - 2[\tau(532, 0, z) - \tau(355, 0, z)] + \Phi_2 = \\ &= \ln F(355, z) - \ln F(532, z) + 2[\tau(532, z, z_k) - \tau(355, z, z_k)] + \Phi_3,\end{aligned}\quad (1.20)$$

где $\tau(\lambda, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_m(\lambda, z') dz'$ – рэлеевская оптическая толщина;

$\sigma_m(\lambda, h)$ – коэффициент рэлеевского ослабления;

Φ_2 и Φ_3 – некоторые константы.

Точка z_k выбрана выше конечной точки трассы (интервала обработки сигналов). Аэрозольное ослабление по сравнению с рэлеевским в уравнении (1.20) не учитывается, поскольку в области привязки аэрозольные коэффициенты обратного рассеяния и ослабления предполагаются минимальными.

Из лидарного уравнения (1.9) следует, что

$$\Delta_{\ln}(h) = \ln R(355, h) - \ln R(532, h) + \Phi.$$

Отметим теперь, что в большинстве реально встречающихся аэрозольных

сред $R(355, h) < R(532, h)$. Обратное соотношение будет иметь место лишь в том случае, когда отношение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм превышает таковое для рэлеевского рассеяния, что может реализоваться только для специфического аэрозоля, сильно поглощающего на длине волны 532 нм и не поглощающего на длине волны 355 нм. Поэтому разность $[\ln R(355, h) - \ln R(532, h)] \leq 0$, причем равенство достигается в отсутствие аэрозоля при $R(355, h) = R(532, h) = 1$. Отсюда следует, что область минимального аэрозольного содержания совпадает с областью максимума разности логарифмов сигналов $\Delta_{\ln}(h)$, рассчитанной по уравнению (1.20).

Для расчета $\beta_m(z)$ и $\sigma_m(z)$ нужно знать высотные профили плотности атмосферы, которые рассчитываются по данным радиозондирования о температуре и давлении атмосферы.

Лидарные сигналы $P_s(z)$ преобразуются к калиброванному виду $F(z)$ с помощью соотношения $F(z) = C_{zg} P_s(z) z^2$, где калибровочная константа C_{zg} находится в соответствии с проведенным выше рассмотрением по формуле

$$C_{zg} = \langle [(R(z_g) + 1) \cdot \sigma_m(z) / \theta_m / P_s(z) / z_g^2 \cdot T_m^2(z, z_k)] \rangle,$$

где усреднение проводится по интервалу $[z_1, z_2]$, автоматически определяемым программой по графику разницы логарифмов сигналов (рис. 1.14).

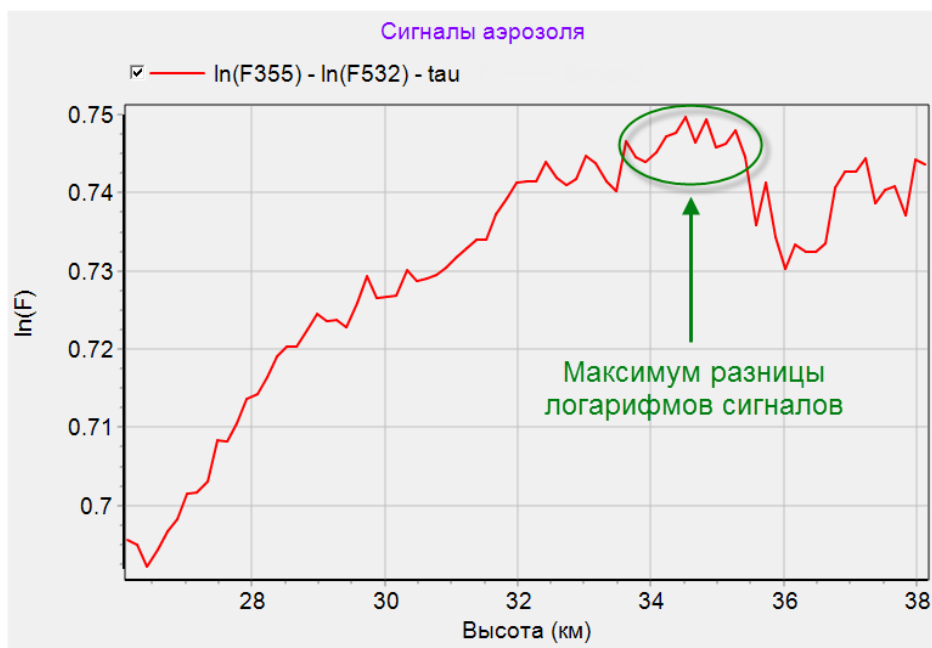


Рисунок 1.14 – Определение интервала максимума разницы логарифмов сигналов

Далее начинает работать итерационная схема вычислений оптических параметров. На первой итерации задается постоянный профиль $\theta_a(\lambda, z) = \theta_{a0}(\lambda)$, где величины $\theta_{a0}(532)$ и $\theta_{a0}(355)$ выбираются как некоторые средние значения в соответствие с оптико-микрофизической моделью стратосферного аэрозоля. Численно они равны 30 для длины волны 355 нм, и 45 – для длины волны 532 нм. С использованием постоянных величин $\theta_{a0}(\lambda)$ рассчитывается аэрозольная прозрачность $T_a^2(z, z_g)$ по формуле (1.17). Затем находится высотный профиль $\beta_a(z)$ по формуле (1.18), а также отношение обратного рассеяния $R(z)$ из уравнения (1.19).

На последующих итерациях $\theta_a(\lambda, z)$ вычисляются с помощью аппроксимационных уравнений, полученных в оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля (таблица 1.3). С их использованием проводится новый цикл вычислений, в результате которого находятся новое отношение обратного рассеяния и коэффициент обратного аэрозольного рассеяния. Так проводится пять итераций вычислений. На шестой итерации значения рассчитываемых величин уже не меняются.

Оценка погрешностей расчета оптических параметров проводится методом Монте-Карло. Для этого проводится заново весь цикл расчётов еще 100 раз. Число

100 определялось эмпирическим методом в результате оптимального выбора между качеством оценки погрешностей и производительностью программы расчета. В каждом цикле последовательно добавляется дробовой шум в сигналы лидара $F(z) = F(z) + X * \sqrt{F(z)}$, который генерируются по закону нормального распределения $X = \sqrt{-2 * \ln(rand) * \cos(2\pi * rand)}$, где $rand$ – случайное число, равномерное распределенное на интервале $[0;1]$). Также вводятся погрешности в коэффициенты молекулярного ослабления и в отношение обратного рассеяния в точке привязки. Рассчитываются новые значения профилей вышеперечисленных характеристик аэрозоля по итерационной схеме с учётом погрешностей и определяются среднеквадратичные отклонения атмосферных параметров.

Пример вычисления концентрации аэрозоля приведен на рис. 1.15. Слева сверху – величина $[R(355,z)-1]$, справа сверху – величина $[R(532,z)-1]$, слева внизу – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм, справа внизу – отношение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн 355 к 532 нм. На левом нижнем графике также отображаются значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, в слоях от 10 до 30 км и от 15 до 30 км.

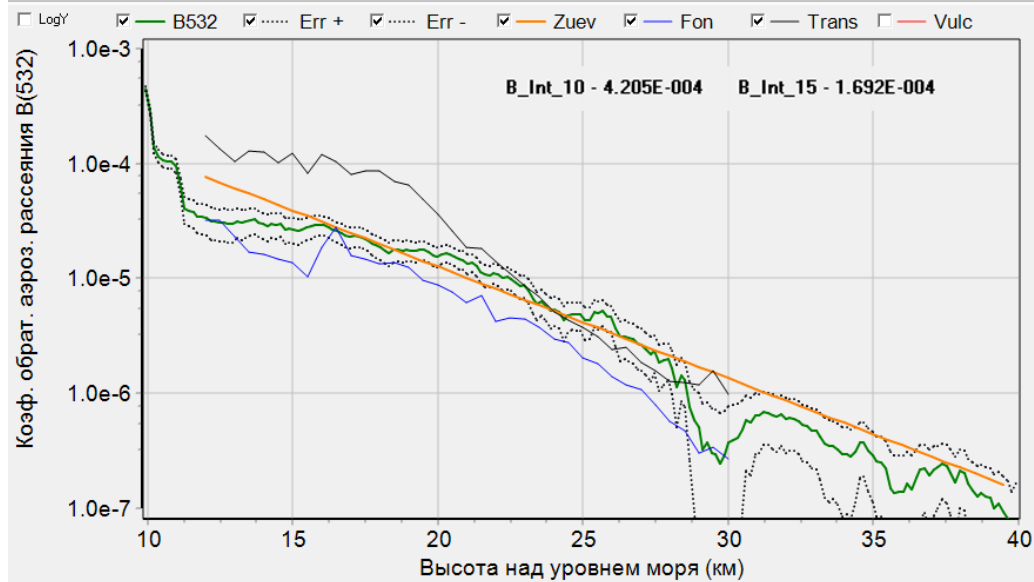
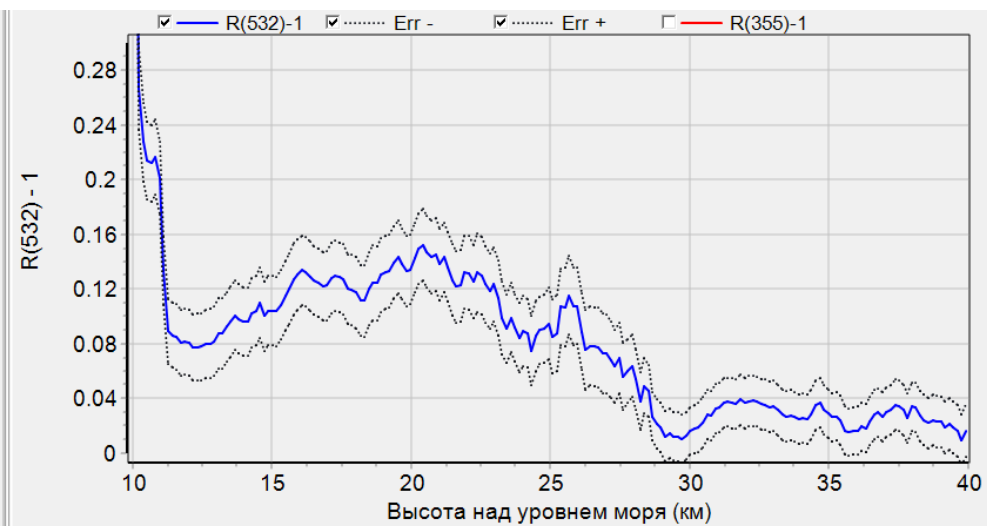


Рисунок 1.15 – Пример вычисления параметров аэрозоля с погрешностями

Методика проведения поляризационных измерений. При проведении поляризационных измерений лазерный луч, направляемый в атмосферу, имеет линейную поляризацию. Обратное рассеянное излучение имеет две компоненты P_{Lp} и P_{Ls} с поляризациями “p” (параллельной поляризации зондирующего луча) и “s” (перпендикулярной к ней). По определению степень деполяризации рассеянного назад излучения $d = P_{Ls} / P_{Lp}$. Приемник излучения включает в себя поляризационное устройство, которое в идеальном случае должно разделять эти две поляризационные компоненты.

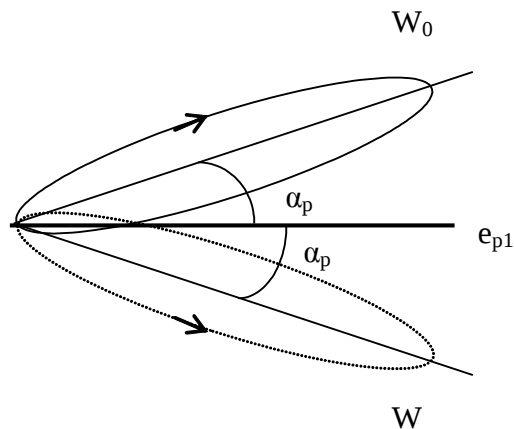
Реально надо учитывать два фактора, влияющих на поляризационные измерения. Пропускание поляризационных каналов и чувствительность приемников излучения в этих каналах могут быть различными. Следовательно, требуется относительная калибровка поляризационных каналов. Кроме того, поляризационные оси приемного канала могут составлять некоторый угол с поляризационными осями лазерного излучателя. Требуются дополнительные меры для согласования осей.

Для проведения относительной калибровки поляризационных каналов приемника и согласования поляризационных осей приемника и излучателя в данной работе используется полуволновая пластинка. Последняя может устанавливаться как в излучателе, так и в приемном блоке лидара. В данном случае предполагается установка такой пластинки в излучателе лидара.

Пластика $\lambda/2$ является поляризационным устройством, которое вносит разницу фаз, равную π , между двумя поляризационными компонентами излучения, направленными вдоль осей пластинки. Детальный анализ показывает, что действие пластинки на состояние поляризации проходящего через нее излучения заключается в том, что поляризационный эллипс отражается относительно оси пластинки, соответствующей большему фазовому сдвигу [134]. Это иллюстрирует рисунок 1.16, где показаны поляризационные эллипсы W_0 и W для исходного и прошедшего излучения. Ось эллипса исходного излучения составляет угол α_p с осью пластинки e_{pl} . Действие пластинки можно описать и таким образом: пластинка поворачивает ось эллипса на угол $2\alpha_p$ и меняет направление вращения электрического вектора на противоположное. В частности, вектор поляризации

линейно поляризованного излучения поворачивается на $2\alpha_p$.

С помощью пластинки $\lambda/2$ можно повернуть направление поляризации лазера так, чтобы оно совпало с одной из поляризационных осей приемника. Предположим, что направления поляризации лазера α_m и поляризационной оси приемника α_r (начало отсчета углов произвольно) первоначально составляют угол α . Если ось пластинки установить посередине между углами α_m и α_r , то есть под углом $\alpha/2$ к направлению поляризации лазера, то тогда повернутый вектор поляризации прошедшего излучения совпадет с осью приемника.



W_0 – исходный эллипс поляризации; W – преобразованный эллипс поляризации;
 e_{p1} – поляризационная ось пластинки.

Рисунок 1.16 – Изменение эллипса поляризации, производимое пластинкой $\lambda/2$

Калибровка поляризационных каналов. Наиболее просто калибровка проводится в случае, когда в рассеивающей среде выполняется условие вращательной симметрии. Такое условие выполняется, в частности, для рэлеевского рассеяния и в среде сферических изотропных частиц, в том числе для жидкокапельного стратосферного аэрозоля. Поэтому будем считать, что калибровка проводится либо в области чисто рэлеевского рассеяния, либо в присутствии на трассе стратосферного аэрозоля. При этом степень деполяризации d при небольшом вкладе аэрозольного рассеяния будет составлять несколько процентов.

Из теории поляризационных измерений следует [134], что в случае вращательной симметрии отношение сигналов в поляризационных каналах

$Y = P_s / P_p = S_s / S_p$ составляет:

$$Y = C_{ps}^{-1} \frac{d + \operatorname{tg}^2 2\alpha'}{1 + d \operatorname{tg}^2 2\alpha'}, \quad (1.21)$$

где $\alpha' = \alpha_{pl} - \alpha_p - \alpha/2$;

α_{pl} – угол установки пластинки;

α_p – угол ориентации поляризационной оси приемника;

C_{ps} – отношение аппаратных констант поляризационных каналов –р и –s ($C_{ps} = \mu_p / \mu_s$).

В формуле (1.21) сигналы относятся к некоторому определенному расстоянию z .

Учитывая, что $d < 1$, нетрудно показать, что величина Y имеет минимум при $2\alpha' = m\pi$, или при

$$\alpha_{pl0} = \alpha_p + \alpha/2 + m\pi/2.$$

Отметим, что положения пластинки $\alpha_{pl} = \alpha/2$ и $\alpha_{pl} = \alpha/2 + \pi/2$ эквивалентны, так как оба приводят к совмещению осей поляризации лазера и приемника.

Таким образом, меняя в процессе калибровки угол α_{pl} и определяя минимум отношения Y из формулы (1.21), можно найти необходимый угол установки пластины α_{pl0} . Для выполнения этой процедуры разработано специальное программное обеспечение. В начале процедуры калибровки, изменяя угол α_{pl} и наблюдая сигналы в поляризационных каналах “р” и “s”, находят примерный угол минимума величины Y . Затем регистрируются сигналы для нескольких углов установки α_{plk} в окрестности предполагаемого минимума Y . При этом желательно, чтобы угол минимума α_{pl0} находился внутри интервала, покрываемого набором углов α_{plk} . Далее для всех углов вычисляются соответствующие им величины Y_k . Набор величин (α_{plk}, Y_k) передается в программу оптимизации параметров, при помощи которой определяется угол α_{pl0} .

На следующем шаге калибровки определяется константа C_{ps} . Для этого пластинка устанавливается на угол $\alpha_{pl0} + \pi/8$ (или $\alpha_{pl0} - \pi/8$) и измеряется отношение $Y = Y_c$. Как следует из формулы (1.21), величина $C_{ps} = Y_c^{-1}$.

Теория поляризационных измерений. С учетом поляризации свойства обратного рассеяния определяются матрицей обратного рассеяния, которая в общем случае имеет вид [135]

$$M = \begin{bmatrix} a_1 & b_1 & b_3 & b_5 \\ b_1 & a_2 & b_4 & b_6 \\ -b_3 & -b_4 & a_3 & b_2 \\ b_5 & b_6 & -b_2 & a_4 \end{bmatrix}.$$

Матрица M нормирована здесь таким образом, что элемент $a_1 = g(\gamma)/(4\pi)$, где $g(\gamma)$ – индикатриса рассеяния, γ – угол рассеяния, а элементы матрицы a и b – амплитуды световых волн ансамблей частиц, по-разному ориентированных в пространстве.

Введем обозначения: $V_p = a_1 + 2b_1 + a_2$, $V_s = a_1 - a_2$, χ – альбеда однократного рассеяния, σ – коэффициент ослабления ($\sigma_s = \chi \cdot \sigma$). Для дальнейшего необходимо разделить вклады рэлеевского (молекулярного) и аэрозольного рассеяния, обозначив соответствующие им параметры индексами “ m ” и “ a ”.

Будем считать, что полуволновая пластинка установлена на угол α_{p10} , найденный согласно рассмотренной выше процедуре калибровки. Степень деполяризации сигнала обратного рассеяния определяется в этом случае из соотношения

$$d(z) = (z) \cdot C_{ps}.$$

Далее определим соотношения для коэффициента обратного рассеяния и степени деполяризации обратного аэрозольного рассеяния. Лидарные уравнения для скорректированных на квадрат расстояния поляризационных компонент сигнала $S_p(z) = P_p(z) \cdot z^2$ и $S_s = P_s(z) \cdot z^2$ имеют следующий вид [62]:

$$\begin{aligned} S_p(z) &= \mu_p [\beta_{pm}(z) + \beta_{pa}(z)] \cdot T^2(z), \\ S_s(z) &= \mu_s [\beta_{sm}(z) + \beta_{sa}(z)] \cdot T^2(z), \end{aligned} \quad (1.22)$$

где $\mu_{p,s}$ – аппаратные константы;

$$\beta_{pm}(z) = \chi_m \cdot \alpha_m(z) \cdot V_{pm};$$

$$\beta_{pa}(z) = \chi_a(z) \cdot \alpha_a(z) \cdot V_{pa}(z);$$

$$\beta_{sm}(z) = \chi_m(z) \cdot \alpha_m(z) \cdot V_{sm};$$

$$\beta_{sa}(z) = \chi_a(z) \cdot \alpha_a(z) \cdot V_{sa}(z).$$

Рассмотрим комбинацию сигналов $S(z) = S_p(z) + C_{ps} \cdot S_s(z)$. Из выражения (1.22) получим, что

$$S(z) = \mu_p [\beta_m(z) + \beta_a(z)] \cdot T^2(z), \quad (1.23)$$

где $\beta_m(z) = \chi_m \cdot \alpha_m(z)(V_{pm} + V_{sm});$

$$\beta_a(z) = \chi_a(z) \cdot \alpha_a(z)[V_{pa}(z) + V_{sa}(z)].$$

При этом лидарные отношения, вводимые при зондировании без учета поляризации, записываются в данных обозначениях как $\theta_a(z) = [\chi_a(z) \cdot (V_{pa} + V_{sa})]^{-1}$ и $\theta_m = [\chi_m \cdot (V_{pm} + V_{sm})]^{-1}$.

Уравнение (1.23) совпадает с известным лидарным уравнением, записанным без учета поляризации, поэтому комбинация сигналов $S(z)$ может обрабатываться с помощью алгоритма, описанного ранее для зондирования без учета поляризации. В результате обработки определяются профиль $\beta_a(z)$ и отношение обратного рассеяния $R_L(z) = [\beta_m(z) + \beta_a(z)] / \beta_m(z) = \beta(z) / \beta_m(z)$.

Покажем, что после определения $R_L(z)$ и $d(z)$ можно найти также и степень деполяризации для аэрозольного рассеяния $d_a(z) = \beta_{sa}(z) / \beta_{pa}(z) = V_{sa}(z) / V_{pa}(z)$, считая известной степень деполяризации для молекулярного рассеяния $d_m = \beta_{sm}(z) / \beta_{pm}(z)$.

Действительно, из пары уравнений

$$\beta_m(z) = \beta_{pm}(z) + \beta_{sm}(z), \quad d_m = \beta_{sm}(z) / \beta_{pm}(z)$$

следует, что

$$\beta_{pm}(z) = \frac{\beta_m(z)}{d_m + 1}, \quad \beta_{sm}(z) = \frac{d_m \beta_m(z)}{d_m + 1}. \quad (1.24)$$

Аналогичным образом, для полного рассеяния $\beta(z)$ получим:

$$\beta_p(z) = \frac{\beta(z)}{d(z) + 1}, \quad \beta_s(z) = \frac{d(z) \beta(z)}{d(z) + 1}. \quad (1.25)$$

Степень деполяризации для аэрозольного рассеяния $d_a(z) = \beta_{sa}(z) / \beta_{pa}(z) =$

$[(\beta_s(z) - \beta_{sm}(z)) / [\beta_p(z) - \beta_{pm}(z)]]$. Используя выражения (1.24) и (1.25), после ряда преобразований, получим

$$d_a(z) = \frac{R_L(z)d(z)(d_m + 1) - d_m(d(z) + 1)}{R_L(z)(d_m + 1) - d(z) - 1}. \quad (1.26)$$

Соотношение (1.26) позволяет найти степень деполяризации аэрозольного обратного рассеяния, исходя из рассчитанного отношения обратного рассеяния $R_L(z)$, степени деполяризации сигнала $d(z)$ и степени деполяризации рэлеевского (молекулярного) рассеяния d_m . Регистрируемая величина d_m зависит от спектральных кривых пропускания интерференционных фильтров, установленных в приемных каналах [136], и должна быть определена экспериментальным путем на участке трассы с чисто рэлеевским рассеянием, где $d = d_m$.

Таким образом, последовательность обработки сигналов при поляризационных измерениях является следующей. Сначала определяется степень деполяризации сигнала обратного рассеяния $d(z)$. Затем образуется комбинированный сигнал $S(z) = S_p(z) + C_{ps} S_s(z)$, который обрабатывается по тому же алгоритму, как и в случае обработки сигналов без учета поляризации, в результате чего определяется отношение обратного рассеяния $R_L(z)$. Затем по формуле (1.26) находится степень деполяризации аэрозольного обратного рассеяния $d_a(z)$ – рис. 1.17.

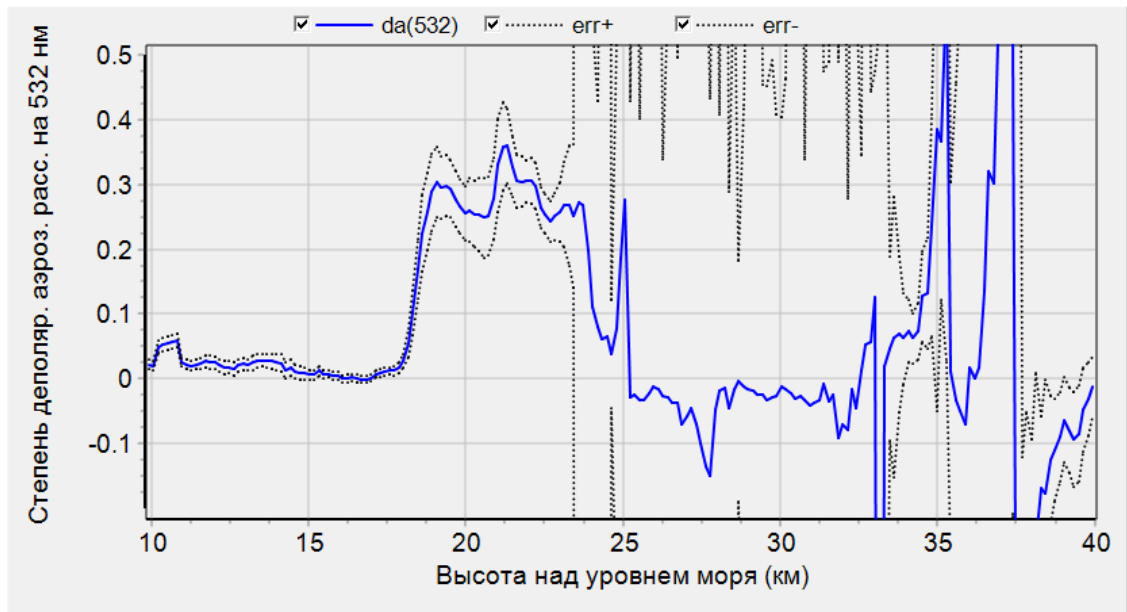


Рисунок 1.17 – Пример вычисления степени деполяризации аэрозольного обратного рассеяния с погрешностями

1.4 Определение высотного профиля концентрации озона

Зондирование стратосферного озона на высотах от 12 до 32 км и длинах волн 308 и 355 нм проводится в течение часа в самом начале измерений. Вместе с концентрацией озона, рассчитываются аэрозольные параметры на длине волны 355 нм: отношение обратного рассеяния $R(355)$ и коэффициент обратного аэрозольного рассеяния $B_a(355)$.

Основные обозначения:

- λ_{on} – длина волны в линии поглощения озона (308 нм);
- λ_{off} – длина волны вне линии поглощения озона (355 нм);
- α_m – коэффициент молекулярного (рэлеевского) ослабления;
- α_a – коэффициент аэрозольного ослабления;
- α_{O_3} – коэффициент поглощения озоном;
- β_m – коэффициент обратного молекулярного (рэлеевского) рассеяния;
- β_a – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния;
- $R_L = (\beta_a + \beta_m) / \beta_m$ – отношение обратного рассеяния;
- $\theta_m = \alpha_m / \beta_m$ – лидарное отношение для рэлеевского рассеяния;
- $\theta_a = \alpha_a / \beta_a$ – лидарное отношение для аэрозольного рассеяния;
- C_{O_3} – концентрация озона;
- σ_{O_3} – сечение поглощения озона;
- z – расстояние вдоль трассы зондирования.

Значок Δ ниже обозначает разность величин “on” – “off”, например, $\Delta\alpha_m(z) = \alpha_m(\lambda_{on}, z) - \alpha_m(\lambda_{off}, z)$.

Лидарные уравнения для пары длин волны, использующихся для определения концентрации озона методом дифференциального поглощения, записываются следующим образом:

$$S_{on}(z) = \mu_{on}[\beta_a(\lambda_{on}, z) + \beta_m(\lambda_{on}, z)] \exp \left[-2 \int_{z_g}^z [\alpha_a(\lambda_{on}, z') + \alpha_m(\lambda_{on}, z') + \alpha_{O_3}(\lambda_{on}, z')] dz' \right], \quad (1.27)$$

$$F_{\text{off}}(z) = [\beta_a(\lambda_{\text{off}}, z) + \beta_m(\lambda_{\text{off}}, z)] \exp \left[-2 \int_{z_g}^z [\alpha_a(\lambda_{\text{off}}, z') + \alpha_m(\lambda_{\text{off}}, z') + \alpha_{\text{O}_3}(\lambda_{\text{off}}, z')] dz' \right], \quad (1.28)$$

где $S_{\text{on}}(z) = P(\lambda_{\text{on}}, z) z^2$;

μ_{on} – аппаратная константа;

$$F_{\text{off}}(z) = [\beta_a(\lambda_{\text{off}}, z_g) + \beta_m(\lambda_{\text{off}}, z_g)] \cdot P(\lambda_{\text{off}}, z) z^2 / [P(\lambda_{\text{off}}, z_g) z_g^2];$$

$P(\lambda_{\text{on}}, z)$, $P(\lambda_{\text{off}}, z)$ – лидарные сигналы в произвольных единицах.

Отметим, что для сигнала $P(\lambda_{\text{off}}, z)$ произведена привязка к коэффициенту обратного рассеяния в опорной точке z_g , поскольку при обработке (см. далее) предусматривается определение коэффициента $\beta_a(\lambda_{\text{off}}, z)$. Сигнал $P_{\text{on}}(z)$ берется в произвольных единицах.

Сечения поглощения озона на длинах волн зондирования были выбраны по данным работ [137-139] с учетом результатов других измерений, представленных в базе данных «The MPI-Mainz-UV-VIS Spectral Atlas» на сайте [140].

В диапазоне температур (220 ± 10) К выбранные величины сечения поглощения озона составляют: на длине волны 308 нм – $(1,20 \pm 0,02) \cdot 10^{-19} \text{ см}^2$, на длине волны 355 нм – $(4,0 \pm 0,5) \cdot 10^{-23} \text{ см}^2$, на длине волны 532 нм – $(2,85 \pm 0,01) \cdot 10^{-21} \text{ см}^2$.

Прологарифмируем уравнения (1.27) и (1.28) и возьмем их разность $U(z) = \ln [S_{\text{on}}(z)] - \ln [F_{\text{off}}(z)]$. В результате получим:

$$U(z) = \Delta \ln[\beta_a(z) + \beta_m(z)] - 2 \int_{z_g}^z [\Delta \alpha_a(z') + \Delta \alpha_m(z') + \Delta \alpha_{\text{O}_3}(z')] dz' + \text{Const} \quad (1.29)$$

Продифференцировав уравнение (1.29), получим:

$$\frac{d}{dz} [U(z)] = \frac{d}{dz} \{ \Delta \ln[\beta_a(z) + \beta_m(z)] \} - 2 [\Delta \alpha_a(z) + \Delta \alpha_m(z) + \Delta \alpha_{\text{O}_3}(z)]. \quad (1.30)$$

С учетом того, что $\alpha_{\text{O}_3}(z) = C_{\text{O}_3}(z) \cdot \sigma_{\text{O}_3}(z)$, из выражения (1.30) следует:

$$C_{\text{O}_3}(z) \Delta \sigma_{\text{O}_3}(z) = -\frac{1}{2} \frac{d}{dz} [U(z)] + \frac{1}{2} \frac{d}{dz} \{ \Delta \ln[\beta_a(z) + \beta_m(z)] \} - \Delta \alpha_a(z) - \Delta \alpha_m(z). \quad (1.31)$$

Для удобства дальнейшего анализа введем еще ряд обозначений:

$$A(z) = \Delta\alpha_m(z), \quad B(z) = \Delta\alpha_a(z),$$

$$D(z) = \frac{[\beta_a(\lambda_{on}, z) + \beta_m(\lambda_{on}, z)]}{[\beta_a(\lambda_{off}, z) + \beta_m(\lambda_{off}, z)]}$$

В этих обозначениях уравнение (1.31) записывается следующим образом:

$$C_{O_3}(z)\Delta\sigma_{O_3}(z) = -\frac{1}{2}\frac{d}{dz}[U(z)] + \frac{1}{2}\frac{d}{dz}[\ln D(z)] - B(z) - A(z). \quad (1.32)$$

Соотношение (1.32) является основным для определения концентрации озона $C_{O_3}(z)$.

Как следует из соотношения (1.32), концентрация озона определяется производной от разности логарифмов сигналов с поправками на разность рэлеевского и аэрозольного ослабления на длинах волн λ_{on} и λ_{off} . Для общности в выражение (1.32) введена зависимость сечения поглощения озона от z . Реально эта зависимость связана с изменением температуры атмосферы вдоль трассы зондирования. Указанные выше величины сечений можно использовать без учета температурной зависимости в диапазоне высот от 15 до 30 км для условий стратосферы умеренных широт.

Учет рэлеевского ослабления сигнала ведется через $A(z)$ и $D(z)$. Как и в схеме расчета аэрозольных параметров, предполагается, что высотный профиль плотности атмосферы и, соответственно, профиль молекулярного коэффициента ослабления $\alpha_m(z)$ известны, соответственно определен член $A(z)$. Если $\beta_a(\lambda_{off}, z) = \beta_a(\lambda_{on}, z) = 0$, то член, содержащий производную от $D(z)$, равен нулю.

Поправки на аэрозольное ослабление содержатся в $B(z)$ и $D(z)$. Для расчета $B(z)$ и $D(z)$ далее преобразуем их таким образом, чтобы они выражались через параметры

$$\mu(z) = \frac{\beta_a(\lambda_{on}, z)}{\beta_a(\lambda_{off}, z)}, \quad v(z) = \frac{\alpha_a(\lambda_{on}, z) - \alpha_a(\lambda_{off}, z)}{\beta_a(\lambda_{off}, z)}, \quad \eta(z) = \frac{\beta_m(\lambda_{on}, z)}{\beta_m(\lambda_{off}, z)} = \left(\frac{\lambda_{on}}{\lambda_{off}} \right)^{-4},$$

а также через величины $\theta_a(\lambda_{on}, z)$, $\theta_a(\lambda_{off}, z)$ и $\beta_a(\lambda_{off}, z)$ (или $R_L(\lambda_{off}, z)$)

$$B(z) = \beta_a(\lambda_{off}, z)v(z), \quad (1.33)$$

$$D(z) = \frac{[\beta_a(\lambda_{on}, z) + \beta_m(\lambda_{on}, z)]}{[\beta_a(\lambda_{off}, z) + \beta_m(\lambda_{off}, z)]} = \frac{\beta_a(\lambda_{on}, z)/\beta_m(\lambda_{off}, z) + \beta_m(\lambda_{on}, z)/\beta_m(\lambda_{off}, z)}{R_L(\lambda_{off}, z)} =$$

$$= \frac{[\beta_a(\lambda_{on}, z)/\beta_a(\lambda_{off}, z)][\beta_a(\lambda_{off}, z)/\beta_m(\lambda_{off}, z)] + \eta}{R_L(\lambda_{off}, z)} = \frac{\mu(z)[R_L(\lambda_{off}, z) - 1] + \eta}{R_L(\lambda_{off}, z)} \quad (1.34)$$

Параметр η является постоянной величиной. Параметры $\mu(z)$, $v(z)$, $\theta_a(\lambda_{on}, z)$, $\theta_a(\lambda_{off}, z)$ не зависят от концентрации частиц, а определяются только микрофизическими характеристиками аэрозоля (функцией распределения частиц по размерам, показателем преломления частиц, формой частиц). Поэтому они рассчитываются заранее для некоторых средних микрофизических характеристик стратосферного аэрозоля. Если параллельно с измерениями озона ведется зондирование стратосферного аэрозоля на длине волны 532 нм, то данные параметры могут быть определены уже для конкретной аэрозольной ситуации по результатам двухволновых измерений на длинах волн 355 и 532 нм.

Итак, все необходимые для расчетов данные определены. В уравнениях (1.27), (1.28) имеются две известные функции – сигналы $F(\lambda_{off}, z)$ и $S(\lambda_{on}, z)$. Величины, относящиеся к молекулярному рассеянию – $\beta_m(\lambda_{off}, z)$, $\beta_m(\lambda_{on}, z)$, $\alpha_m(\lambda_{on}, z)$, $\alpha_m(\lambda_{off}, z)$ – задаются априори. Неизвестными остаются пять функций: $\beta_a(\lambda_{off}, z)$, $\beta_a(\lambda_{on}, z)$, $\alpha_{O_3}(\lambda_{on}, z)$, $\alpha_a(\lambda_{on}, z)$, $\alpha_a(\lambda_{off}, z)$. Задаются три соотношения связи $\mu(z)$, $v(z)$, $\eta(z)$ между неизвестными функциями. Таким образом, число неизвестных функций соответствует числу известных.

Общая схема вычислений сводится к следующему. Уравнение (1.28) для λ_{off} решается обычным образом, в результате чего определяются $\beta_a(\lambda_{off}, z)$ и $R_L(\lambda_{off}, z)$, входящие в выражения (1.33-1.34). Затем с использованием выражений (1.33-1.34)

проводится расчет поправочных коэффициентов $A(z)$, $B(z)$ и $D(z)$, после чего концентрация озона находится по формуле (1.32).

После вычисления концентрации озона, его профиль сглаживается по 11 точкам, то есть по 1.65 км. Количество точек усреднения определялось эмпирическим методом с целью исключения из профиля флуктуаций, обусловленных шумами, при этом стараясь не слишком сильно сгладить сам профиль. То же самое касается усреднения, непосредственно, сигналов по аэрозолю и температуре. При этом сигнал по озону не сглаживается, а усредняется только итоговый профиль концентрации.

Определение погрешностей концентрации озона проводится по методу Монте-Карло. Для этого расчет концентрации повторяется многократно, при этом при каждом испытании в сигналы и априори задаваемые параметры вводятся случайные «погрешности». Для этого используется программа-генератор случайных нормально распределенных чисел. Дисперсия распределений для сигналов выбирается равной числу зарегистрированных фотоотсчетов для каждого пространственного строба. Для априорно задаваемых параметров дисперсия задается на основе оценки уровня априорной неопределенности каждого из параметров.

Пример вычисления концентрации озона с погрешностями приведен на рис. 1.18. Слева сверху – концентрация озона; справа сверху – величина отношения обратного рассеяния $[R(355,z)-1]$ – синяя линия, красная линия – та же величина по результатам зондирования аэрозоля, для сравнения; слева внизу – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 355 нм $[B(355,z)]$ в сравнении с оптико-микрофизической моделью; справа внизу – абсолютная погрешность концентрации озона. В левой верхней части рисунка, отображаются значения интегральной концентрации озона, в слоях от 12 до 35 км, выраженные в единицах Добсона.

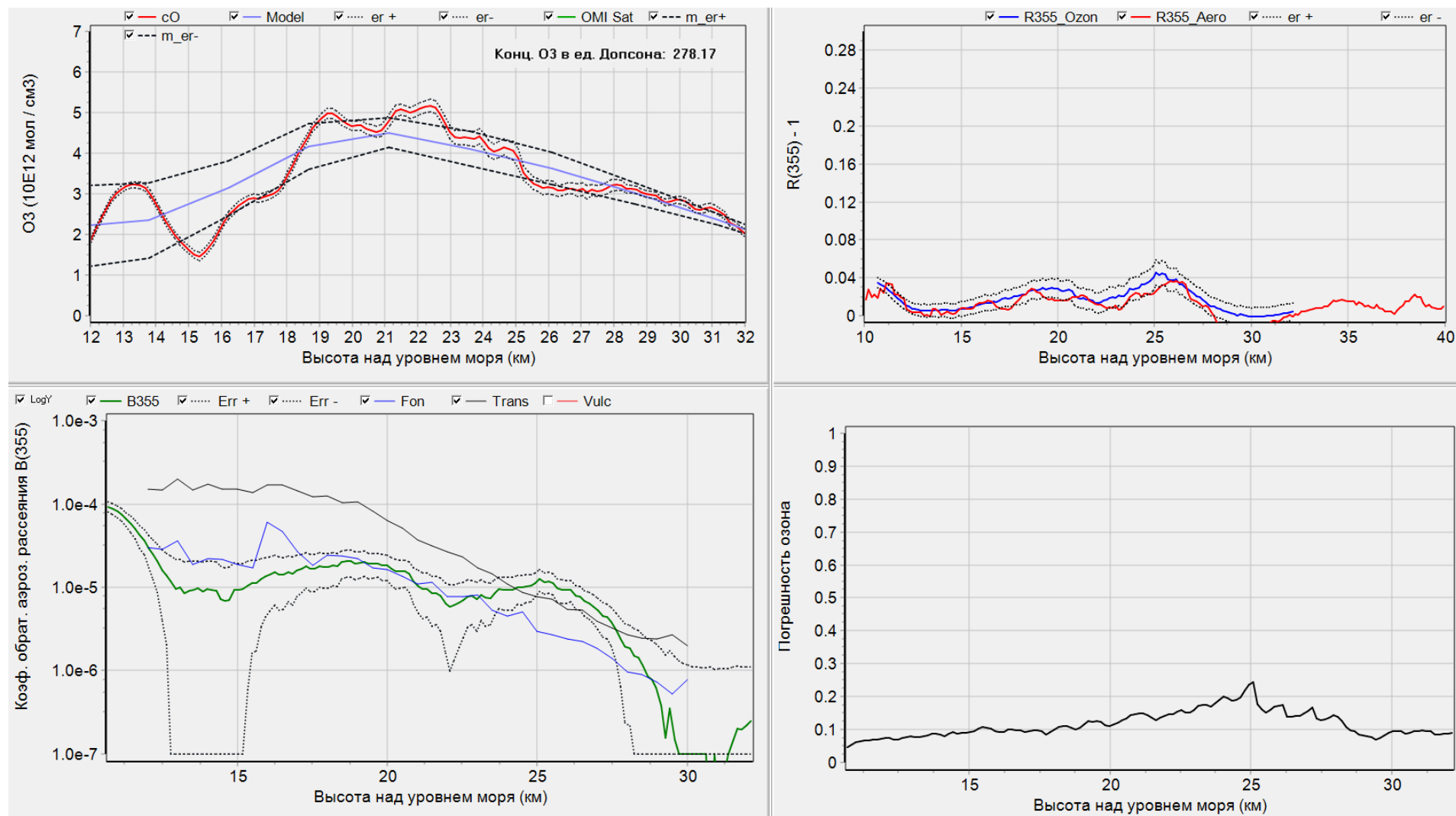


Рисунок 1.18 – Пример вычисления концентрации озона с погрешностями

1.5 Совместное определение температуры и аэрозольного содержания средней атмосферы

Методика расчёта вертикальных профилей температуры и отношения обратного рассеяния. Зондирование температуры проводится на длинах волн 355 и 532¹ нм, на трассе от 26 до 72 км. Как правило, измерения температуры проводятся короткими сериями по 15 или 30 минут после измерений озона и аэрозоля до момента, когда начинает светать. Таким образом можно проследить динамику изменения температуры и ее возмущений, а также аэрозоля в течение ночи.

Определение температуры средней атмосферы проводится методом рэлеевского рассеяния, предложенным в работе [19]. При выводе основных соотношений метода используется уравнение состояния идеального газа

$$P = \frac{\rho}{\mu} RT, \quad (1.35)$$

где P – давление, T – температура, ρ – плотность, μ – молярная масса атмосферного воздуха, R – универсальная газовая постоянная, и уравнение гидростатического равновесия

$$dp = -\rho g dh, \quad (1.36)$$

где g – ускорение силы тяжести, h – высота.

Подставляя 1.35 в 1.36 и интегрируя, получим:

$$T(h) = \frac{\rho(h_k)}{\rho(h)} \left(T(h_k) + \frac{\mu g}{R} \int_h^{h_k} \frac{\rho(h')}{\rho(h_k)} dh' \right) \quad (1.37)$$

Формула 1.37 связывает температуру и плотность на двух высотах h и h_k , где h_k – некоторая опорная высота, на которой температура $T(h_k)$ ⁽²⁾ предполагается известной, тогда на других высотах температура вычисляется через отношение

¹ При зондировании на 532 нм берется комбинированный сигнал:

$F_{\text{cmb}}(z) = F_p(z) + C_{\text{ps}} * F_s(z)$

где F_p и F_s – компоненты сигнала с поляризацией параллельной и перпендикулярной исходной, C_{ps} – константа относительной калибровки поляризационных каналов.

² $T(h_k)$ берется по модели, основанной на спутниковых данных Aura / MLS, – температура, осредненная по месяцам за три года (2012-2014) для заданной широты.

плотностей воздуха $E(h)=\rho(h)/\rho(h_k)$. Последнее можно найти через отношение лидарных сигналов на тех же высотах h и h_k .

Для этого запишем лидарное уравнение в виде:

$$F(h)h^2 = C\rho(h)R_L(h)\exp(-2\int_0^h \alpha(h')dh') \quad (1.38)$$

где $F(h)$ – сигнал обратного рассеяния в произвольных единицах, C – константа, $R_L(h)$ – отношение обратного рассеяния, $\alpha(h)$ – коэффициент ослабления, равный сумме рэлеевского и аэрозольного коэффициентов.

Из уравнения 1.38 следует, что

$$E(h) = \frac{F(h)h^2 R_L(h_k)}{F(h_k)h_k^2 R_L(h)} \exp(-2\int_h^{h_k} \alpha(h')dh')$$

где $F(h)$ – лидарный сигнал;

$R_L(h)$ – отношение обратного рассеяния;

$\alpha(h) = \alpha_R(h) + \alpha_a(h)$, $\alpha_R(h)$ и $\alpha_a(h)$ – коэффициенты рэлеевского и аэрозольного ослабления.

При обсуждении условия чисто рэлеевского рассеяния обычно говорится, что присутствие аэрозоля в средней атмосфере является редким эпизодическим событием, которым в массе измерений можно игнорировать, то есть $R_L(h)=R_L(h_k)=1$. Однако это утверждение является достаточно спорным, поскольку имеются многочисленные свидетельства присутствия следов метеорных частиц, полученные различными методами. Подробнее об этом написано в обзоре литературы.

Формально можно отказаться от предположения отсутствия аэрозоля путем введения в лидарное уравнение, так называемого отношения обратного рассеяния, которое представляет собой отношение суммы коэффициентов аэрозольного и рэлеевского рассеяния, к коэффициенту рэлеевского рассеяния. Соотношение для расчета температуры принимает в этом случае следующий вид:

$$T(h) = \frac{1}{E(h)} \left(T(h_k) + \frac{\mu g}{R} \int_h^{h_k} E(h')dh' \right), \quad (1.39)$$

где

$$E(h) = \frac{F(h)h^2 R_L(h_k)}{F(h_k)h_k^2 R_L(h)} \exp\left(-2 \int_h^{h_k} \alpha(h') dh'\right) \quad (1.40)$$

Экспоненциальный фактор описывает ослабление за счет аэрозольного и рэлеевского рассеяния, которое в средней атмосфере незначительно. Рэлеевское ослабление может быть рассчитано по модели атмосферы. Вкладом аэрозольной компоненты в ослабление в верхней стратосфере обычно можно пренебречь.

При одноволновом зондировании $R_L(h)$ нужно задавать априори, что практически невозможно в силу случайного распределения положения и интенсивности аэрозольных метеорных слоев в средней атмосфере. Как будет показано ниже, двухволновое зондирование позволяет проконтролировать присутствие аэрозоля на трассе, дополнительно к этому при априорном задании отношения коэффициентов обратного рассеяния на длинах волн зондирования можно оценить величину $R_L(h)$ из полученных сигналов совместно с определением температурного профиля $T(h)$. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Лидарное уравнение для средней атмосферы в пренебрежении аэрозольным ослаблением можно записать в виде

$$\ln F(\lambda, h) = \ln \beta_R(\lambda, h) + \ln R(\lambda, h) - 2\tau(\lambda, 0, h) + \Phi_1, \quad (1.41)$$

где $F(\lambda, h)$ – сигнал на длине волны λ в произвольных единицах;

$\beta_R(\lambda, h)$ – коэффициент рэлеевского обратного рассеяния;

$R(\lambda, h) = [\beta_a(\lambda, h) + \beta_R(\lambda, h)] / \beta_R(\lambda, h)$ – отношение обратного рассеяния;

Φ_1 – некоторая константа,

$$\tau(\lambda, 0, h) = \int_0^h \alpha_R(\lambda, h') dh', \quad (1.42)$$

$\alpha_R(\lambda, h)$ – коэффициент рэлеевского ослабления.

Рассмотрим величину разности логарифмов сигналов, скорректированную на рэлеевское ослабление

$$\begin{aligned} \Delta_F(h) &= \ln F(355, h) - \ln F(532, h) - 2[\tau(532, 0, h) - \tau(355, 0, h)] + \Phi_2 \\ &= \ln F(355, h) - \ln F(532, h) + 2[\tau(532, h, h_k) - \tau(355, h, h_k)] + \Phi_3. \end{aligned} \quad (1.43)$$

Из лидарного уравнения (1.41) следует, что

$$\begin{aligned}\Delta_F(h) &= \ln R(355, h) - \ln R(532, h) + \Phi_4, \\ \Delta(h) &= \Delta_F(h) - \Phi_4 = \ln R(355, h) - \ln R(532, h)\end{aligned}\quad (1.44)$$

Если аэрозольное рассеяние отсутствует, то $R(355, h) = R(532, h) = 1$, и, как следует из уравнения (1.44), $\Delta(h)$ будет постоянной вдоль трассы величиной. Отклонение $\Delta(h)$ от постоянства указывает на присутствие аэрозольного слоя. При некотором дополнительном предположении об оптических характеристиках, связанных только с размерами и составом, но не с концентрацией частиц, можно определить и величину отношений обратного рассеяния.

Для этого введем в рассмотрение априори задаваемый параметр C

$$C = \frac{\beta_R(532) \beta_a(355)}{\beta_R(355) \beta_a(532)} . \quad (1.45)$$

Для рэлеевских аэрозольных частиц $C = 1$. Но для большинства аэрозольных ансамблей с более крупными частицами $C < 1$. При проведении расчетов принималось, что величина $C = 0.25$ (соответствует эффективным размерам частиц в области от 0,01 до 0,1 мкм).

Уравнение (1.44) вместе с соотношением (1.45) и определением величины R образуют систему уравнений, которая имеет следующее решение:

$$R(532, h) = (1 - C) / [\exp(\Delta(h)) - C], \quad (1.46)$$

$$R(355, h) = R(532, h) \exp(\Delta(h)) \quad (1.47)$$

Поскольку $C < 1$, то $\Delta(h)$ максимально в области, где аэрозоль отсутствует, либо его относительное количество минимально. Отсюда следует, что при определении калибровочной константы Φ_4 , точку привязки h_m можно находить по максимуму $\Delta_F(h)$. Отметим, что принятая процедура привязки сигналов по сути опирается на априорное предположение о том, что аэрозоль сосредоточен в отдельных слоях, и свободный от аэрозоля участок трассы зондирования всегда существует. При этом усредненная по большим интервалам времени (месяц, год) величина $R_a(532, h)$ может быть всюду отличной от 0.

Далее, в ходе вычислений анализируется ход величины $\Delta(h)$ вдоль трассы зондирования – рис. 1.19, и определяется область, где $\Delta(h)$ максимально. Затем

задаётся априорное значение $R_a(532, h)$ в этой области.

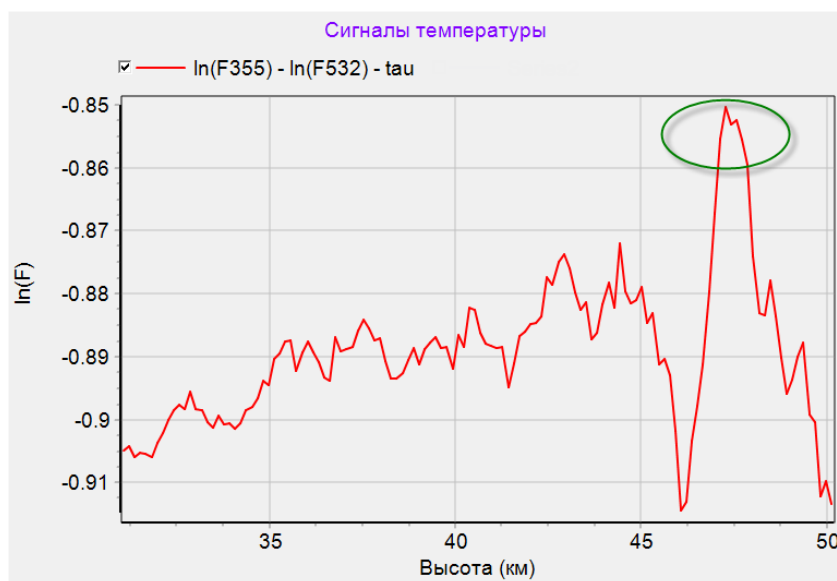


Рисунок 1.19 – Выбор области калибровки

Как правило, область максимума $\Delta(h)$ считается свободной от аэрозоля $R_a(532, h)=1$ и $\Phi_4=\langle\Delta(h)\rangle$. После определения константы Φ_4 находим распределение отношений обратного рассеяния вдоль трассы по формулам 1.46 и 1.47.

Согласно оценкам [141] величина C может варьироваться в пределах от 0.1 до 0.4. Расчеты проводятся при средней величине $C = 0.25$.

Пример результатов расчета отношения обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм приведен на рисунке 1.20.

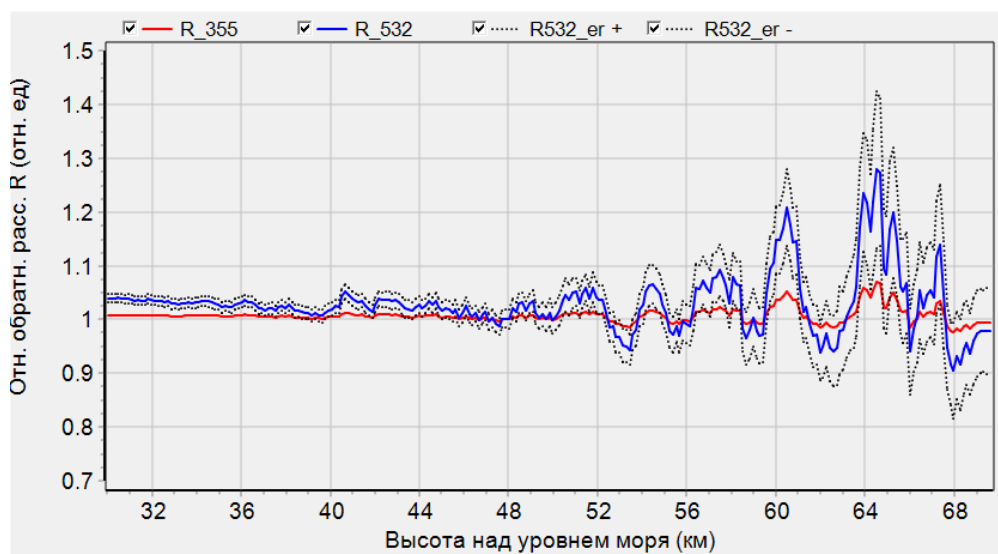


Рисунок 1.20 – Пример определения профилей отношений обратного рассеяния $R_L(\lambda, h)$ в температурных измерениях.

Далее подставляем величины $R(\lambda, h)$ в уравнение (1.40) и находим профили температуры с учетом наличия аэрозольных слоев на трассе зондирования для каждой длины волны. Поскольку в данном алгоритме вся разница в сигналах относится на счет наличия аэрозоля, профили температуры на двух длинах волн получаются идентичными. Отметим, что при большом аэрозольном наполнении аэрозольное ослабление можно учесть итерационным методом.

Методом Монте-Карло находится погрешность определения температуры, для чего проводится серия расчетов с варьированием сигналов в соответствии с дробовым шумом, зависящим от числа накопленных фотоотсчетов, и варьированием параметров расчета, в том числе граничного условия $T(h_k)$. Погрешности температуры отображаются на отдельном графике.

Пример совместного расчета температуры и аэрозоля. На рис. 1.21 представлено окно модуля расчета температуры, в котором производится автоматическая обработка сигналов лидарного зондирования по температуре в общем виде. Показаны 4 основных графика: температура, отношение обратного рассеяния, полный температурный профиль от 0 до 70 км, а также погрешность и флуктуации температуры относительно сплайна температуры за ночь на одном графике. Представленные данные позволяют дать общую оценку температуры средней атмосферы за данный период времени в регионе и его ближайших окрестностях. На правом нижнем графике приведены типичные погрешности измерения температуры. Возрастание погрешности в конце профиля связано не только с уменьшением величины сигнала с высотой, но и с неопределенностью в задании граничного условия.

Для сравнения температуры с учетом аэрозоля и без него представлен следующий рисунок. Если посмотреть рисунки 1.21 и 1.22, можно увидеть, что в местах скопления аэрозоля температура выше, что следует из формул 1.40 и 1.41. При этом, погрешность температуры без учёта аэрозоля ниже. Более подробный

анализ учёта аэрозоля в температурных измерениях представлен в численном эксперименте ниже, раздел 1.7 данной работы.

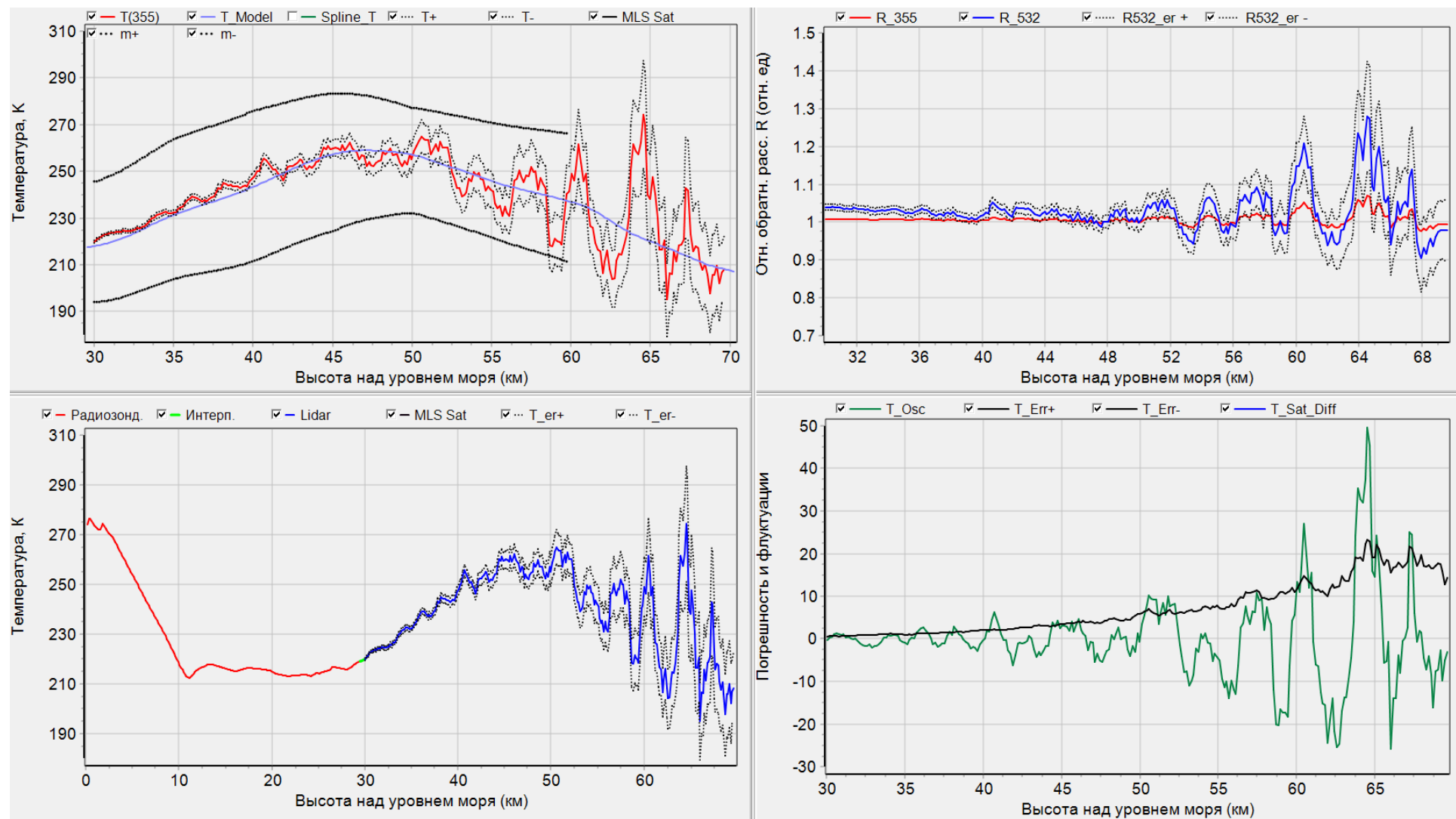


Рисунок 1.21 - Пример вычисления температуры с учетом аэрозоля

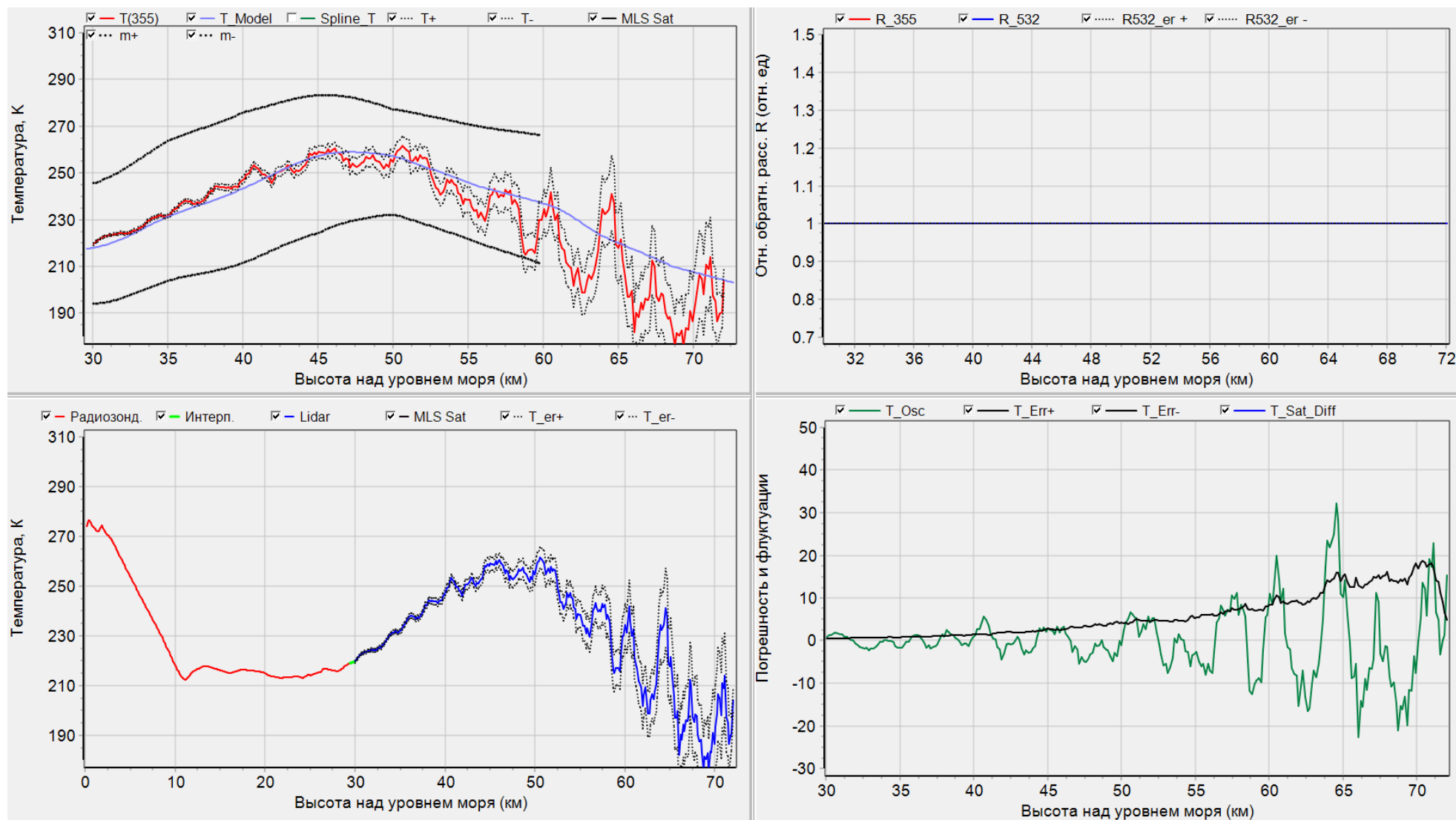


Рисунок 1.22 - Пример вычисления температуры без учета аэрозоля

1.6 Комплексный подход к совместной обработке измерений температуры, аэрозоля, и концентрации озона

Особенность лидарных измерений заключается в том, что они проводятся в определенной последовательности: сначала проводится зондирование озона, затем аэрозоля и, в последнюю очередь, температуры. При этом, обработка происходит в обратном порядке: первой происходит обработка сигналов измерений температуры, а после аэрозоля и озона. Данный подход позволяет:

- внести коррекцию в расчеты характеристик аэрозоля и концентрации озона, поскольку в качестве данных по температуре будет использоваться не модельный профиль, а профиль температуры, полученный с помощью лидарного зондирования в самое ближайшее время к измерениям аэрозоля и озона. Данные по температуре необходимы для вычисления рэлеевских коэффициентов обратного рассеяния и ослабления, а также квадрата прозрачности в столбе атмосферы на высотах от 26 до 40 км;

- качественно изменить расчет аэрозоля: по температурным измерениям проводится калибровка основной величины, характеризующей аэрозольное наполнение стратосферы – отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм (R_{532}). В разделе 1.4 описано, что на участке от 30 до 40 километров выбирается область минимального содержания аэрозоля. Эта область считается точкой привязки при вычислении аэрозоля. Изменение значения величины отношения обратного рассеяния в точке привязки сильно влияет на итоговый профиль;

- с использованием оптико-микрофизической модели и полученного по результатам лидарного зондирования аэрозоля профиля коэффициента обратного аэрозольного рассеяния рассчитать параметры, необходимые для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона. При фоновом аэрозольном наполнении стратосферы, разница в расчетах концентрации озона будет незначительной (2-3%), но при вулканических извержениях неучет аэрозольной коррекции приведет к абсолютно неправильным результатам.

Результаты расчетов и численные эксперименты, демонстрирующие преимущества комплексного подхода к обработке измерений приведены ниже.

Коррекция результатов при совместной обработке данных температурного (от 30 до 70 км) и аэрозольного (от 10 до 40 км) зондирований. Известно, что динамический диапазон регистрации сигналов ограничен шумами последствия, поэтому температурное и аэрозольное зондирование проводятся раздельно, но обычно непосредственно друг за другом во времени.

По результатам температурных измерений определяется отношение обратного рассеяния от 30 до 70 км. Привязка аэрозольных измерений проводится на участке от 27 до 40 км, при этом граничное условие задается по результатам температурных измерений, в отличие от обычной практики, когда оно задается априори.

На рис. 1.23 представлен профиль отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм, вычисленный с учетом дополнительной информации по аэрозолю в точке Z_g , взятой по данным лидарных температурных измерений, сделанных спустя пол часа после измерений аэрозоля. А на рис. 1.24 представлен температурный профиль, состоящий из данных аэрологии, состыкованный с лидарной температурой. На рисунках 1.25 и 1.26 представлены то же самые параметры, но без учета дополнительной информации, а вертикальный профиль температуры радиозондирования состыкован с моделью. Сравнивая рисунки 1.23 и 1.25 видно, что разница в отношении обратного рассеяния на длине волны 532 нм может достигать 5% в зависимости от высоты. Особенно разница видна на больших высотах, после 30 км, что объясняется различием плотностей атмосферы при использовании лидарной либо модельной температур. При этом гораздо более существенной эта разница будет для значения интегрального (от 15 до 30 км) коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм, в данном случае $1.182E-4$ с учетом дополнительной информации, и $4.382E-5$ без учета, соответственно. То есть разница в 2.7 раза или 270%. Это объясняет необходимость использовать комплексный подход при обработке лидарных измерений температуры, аэрозоля и озона.



Рисунок 1.23 – R(532)-1 с учетом дополнительной информации



Рисунок 1.25 – R(532)-1 без учета дополн. информации

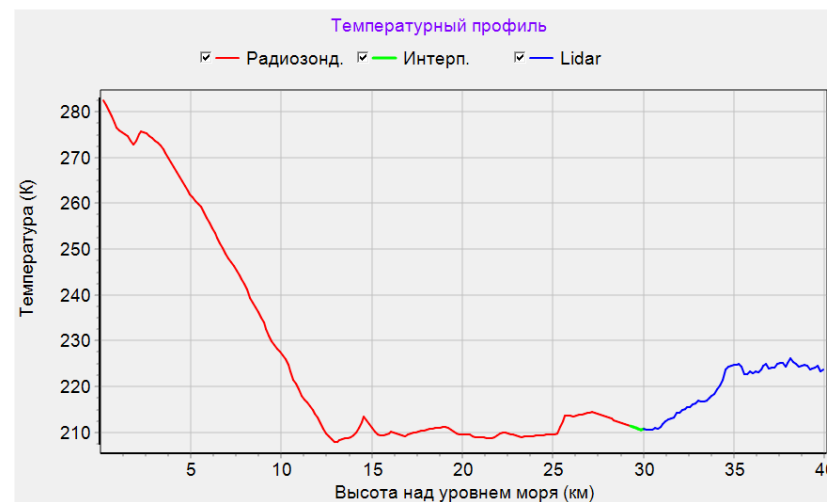


Рисунок 1.24 – профиль Т аэрология + лидар

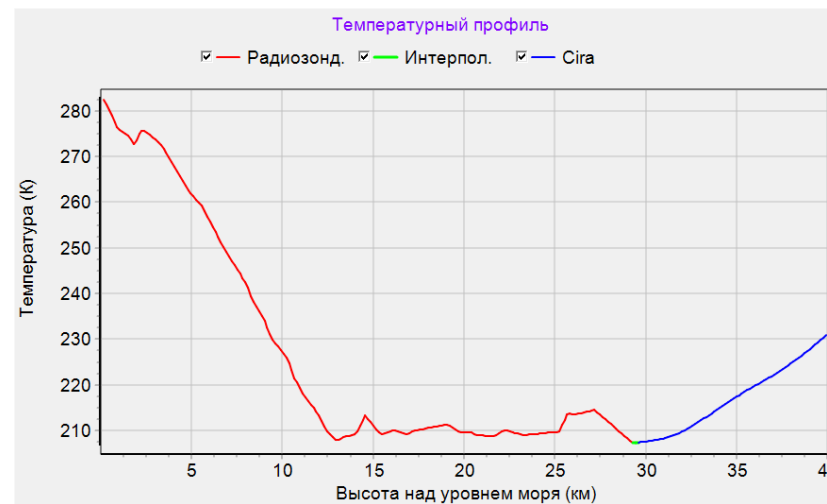


Рисунок 1.26 – профиль Т аэрология + модель

Аэрозольная коррекция при вычислении концентрации озона. Оптическая модель сернокислотного стратосферного аэрозоля с помощью коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния и их отношений на двух длинах волн позволяет рассчитать параметры необходимые для аэрозольной коррекции при измерениях концентрации озона - параметры “ μ ” (1.48) и “ ν ” (1.49). Для того чтобы это сделать, нужно сначала рассчитать характеристики аэрозоля, затем подставив полученные коэффициенты в соответствующие уравнения (таблица 1.4) получить параметры аэрозольной коррекции.

Формулы описывающие, как эти параметры представлены в оптико-микрофизической модели:

$$\mu(z) = \beta_a(\lambda_{on}, z) / \beta_a(\lambda_{off}, z), \quad (1.48)$$

$$\nu(z) = \frac{\sigma_a(\lambda_{on}, z) - \sigma_a(\lambda_{off}, z)}{\beta_a(\lambda_{off}, z)} \quad (1.49)$$

где “on” – длина волны 308 нм, а “off” – 532 нм.

Таблица 1.4 – Аппроксимационные уравнения для параметров “ μ ” и “ ν ” для введения аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона, полученные в оптико-микрофизической модели

Величины		Аппроксимационные связи $Q(t)$	ε_y
y	x		
μ	$\beta(355)/\beta(532)$	$9.9409698 \times 10^{-2} t^2 + 0.40400787 t - 0.059275658$	0.06
ν	$\beta(355)$	$-2.44920 \times 10^{-2} t^3 - 0.407401 t^2 - 2.30792 t - 4.55044$	3.57

Параметр “ μ ” вычисляется непосредственно в модуле расчёта аэрозоля. Чтобы его вычислить необходимо получить отношение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм. Затем, в модуле расчёта озона, с помощью описанной ранее итерационной схемы при расчёте аэрозоля получаем коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 355 нм. С его помощью вычисляем параметр “ ν ”. Полученные данные подставляем в формулу для расчёта озона.

Преимущества аэрозольной коррекции показаны на рис.1.27 как результат численного моделирования. В программе моделировался сигнал с заданным распределением аэрозоля по высоте. На рис. 1.27 а показано, как без учёта аэрозольного ослабления профиль концентрации озона начинает флуктуировать (красная линия). В то

же время учет аэрозоля позволяет практически в полной мере воспроизвести смоделированный профиль рис. 1.27 б (синяя линия)

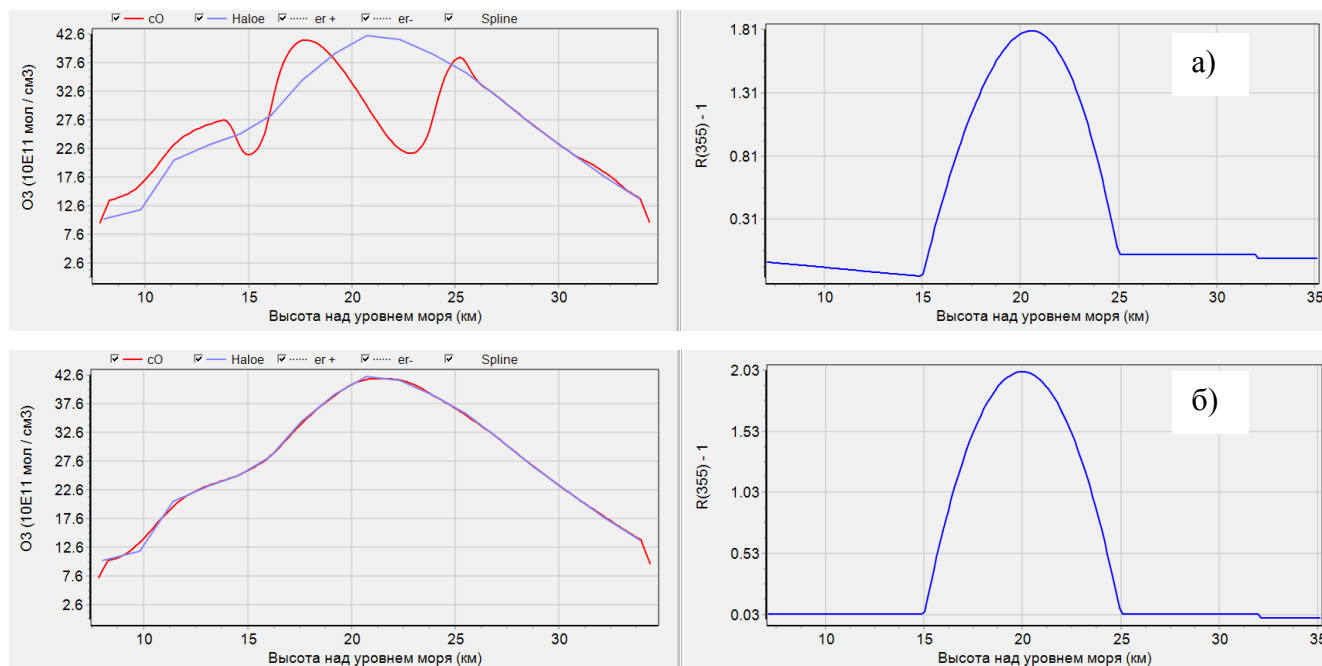


Рисунок 1.27 – Пример вычисления концентрации озона по смоделированному сигналу без использования аэрозольной коррекции (а) и с использованием (б)

На рисунке 1.28 приведён пример вычисления концентрации озона по результатам лидарного зондирования с учетом аэрозольной коррекции и без неё. Особенность данного измерения в том, что в эту ночь было повышенное содержание аэрозоля (правый график), поэтому на профилях концентрации озона на высотах от 13 до 16 км достаточно хорошо видна разница. С использованием аэрозольной коррекции профиль концентрации озона выходит за пределы допустимых значений на высотах от 13 до 16 км. Если не учитывать аэрозольную коррекцию, концентрация озона получается заниженной. Разница может достигать 15% и более, в зависимости от аэрозольного наполнения стратосферы.

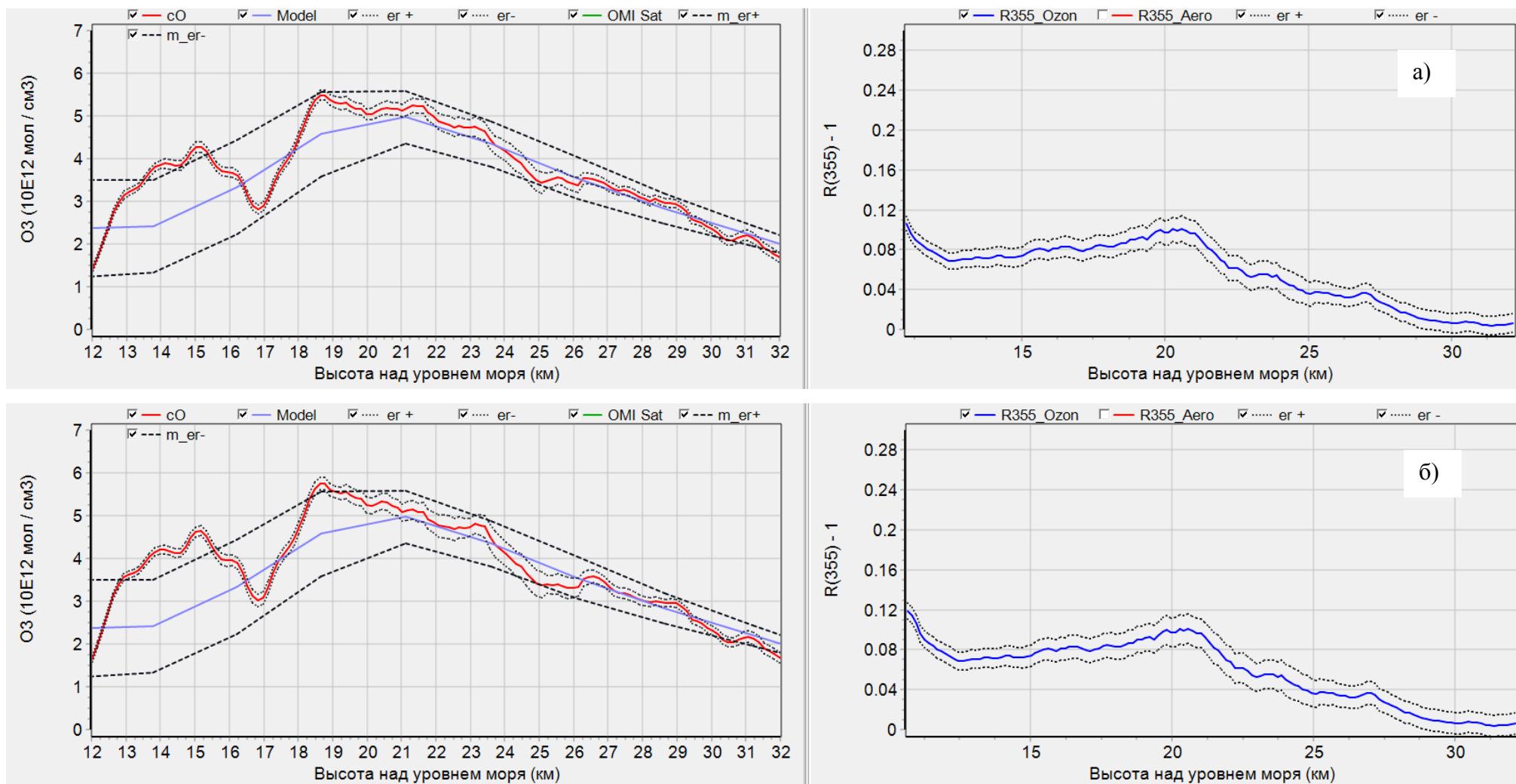


Рисунок 1.28 – Пример вычисления концентрация озона по данным лидарного зондирования без учёта аэрозольной коррекции (а) и с учётом (б)

1.7 Численный эксперимент учёта аэрозоля при вычислении температуры

В методике расчёта температурных профилей по данным лидарного зондирования, температура вычисляется по формуле

$$T(h) = \frac{1}{E(h)} \left(T(h_k) + \frac{\mu g}{R} \int_h^{h_k} E(h') dh' \right),$$

где

$$E(h) = \frac{F(h) h^2 R_L(h_k)}{F(h_k) h_k^2 R_L(h)} \exp\left(-2 \int_h^{h_k} \alpha(h') dh'\right).$$

В формулу расчёта $E(h)$ входит параметр $R_L(h)$ – величина отношения обратного рассеяния, характеризующая вклад аэрозольного рассеяния в сравнении с рэлеевским, которая вычисляется по формуле:

$$R(532, h) = (1 - C) / [\exp(\Delta(h)) - C],$$

где $\Delta(h)$ – это разница логарифмов сигналов, а константа $C = \frac{\beta_R(532) \beta_a(355)}{\beta_R(355) \beta_a(532)} = 0.25$

задается исходя из предположения о размере аэрозольных частиц с эффективным размером от 0.01 до 0.1 мкм, что вносит некоторую неопределенность в расчёты температуры.

Чтобы оценить вклад влияния задаваемой неопределенности величины «С» на конечную ошибку расчета температуры был проведен численный эксперимент. Суть эксперимента заключалась в следующем. Были сгенерированы сигналы на 355 и 532 нм с заранее известным уровнем аэрозоля на трассе при заданном параметре «С». Затем по полученным сигналам рассчитывалась температура, и, варьируя «С», оценивалось изменение профиля отношения обратного рассеяния, самой температуры и её погрешностей. При этом, влияние аэрозольного ослабления на сигнал не учитывалось в данном эксперименте, поскольку на высотах от 30 км и выше оно пренебрежимо мало.

За основу был взят 2.5-часовой сигнал для расчета температуры на длине волны 355 нм и сглажен сплайном в области высот от 25 до 75 км, что соответствует границам расчета при измерениях температуры. Затем, на длине

волны 532 нм на каждой высоте по всей трассе генерировался профиль величин отношения обратного рассеяния по формуле: $R(532, h) = \frac{\sin(2\pi \cdot \frac{i \cdot l_{\text{Strobe}}}{7})}{5}$, где l_{Strobe} – это длина строба = 150 м, а i – индекс высоты. Таким образом был получен профиль отношения обратного рассеяния, где через каждые 7 км возникают слои с максимальной амплитудой 1.2 отн. ед. (типичные значения при зондировании) – рис. 1.29.

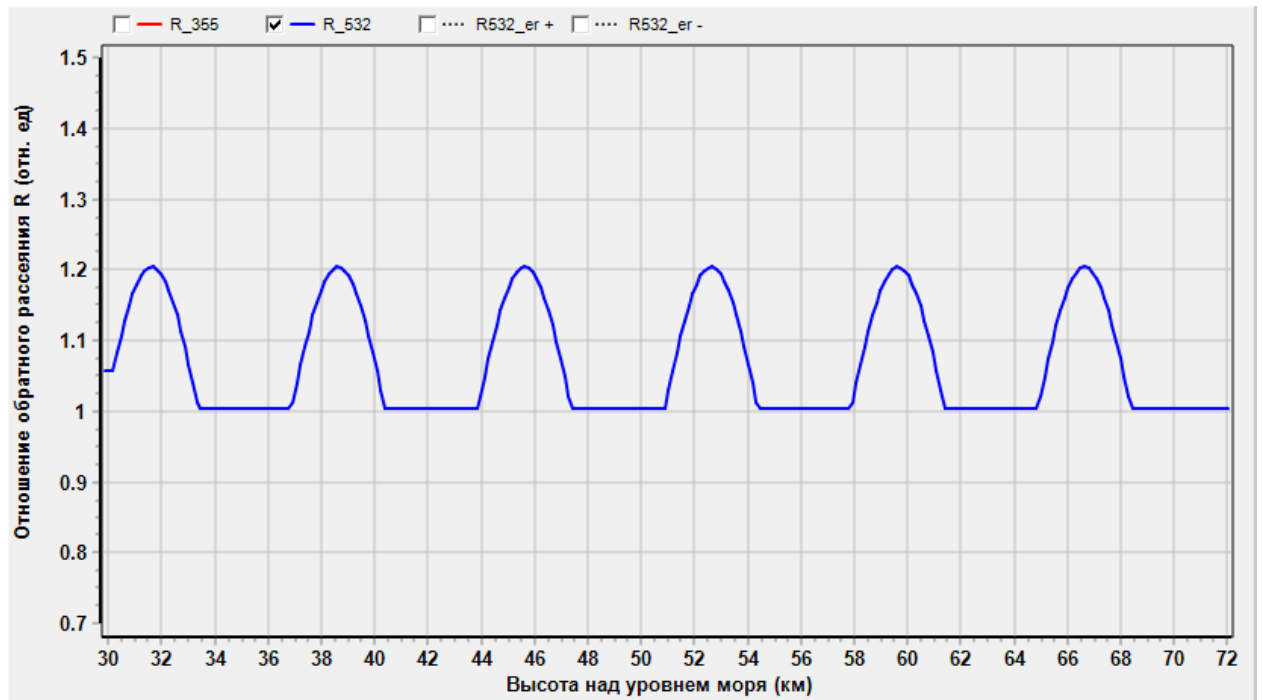


Рисунок 1.29 – Сгенерированный профиль R(532)

Далее, в соответствии с формулой $R(355, h) = 1 + C [R(532, h) - 1]$ вычислялось отношение обратного рассеяния на длине волны 355 нм. При этом, значение параметра «С» принималось равным 0.25. В итоге были получены новые сигналы на 2 длинах волн (рис. 1.30) по формулам:

$$F_N(355, h) = \exp [\ln(F(355, h)) + \ln(R(355, h))]$$

$$F_N(532, h) = \exp [\ln(F(355, h)) + \ln(R(532, h))]$$

Рэлеевское рассеяние здесь отсутствует, поскольку подразумевается, что в дальнейшем, из-за разницы логарифмов сигналов, оно сокращается.

Затем, по новым сигналам вычислялась температура с разными значениями параметра «С»: а) 0; б) 0.1; в) 0.25; г) 0.4. Значение «С» = 0 подразумевает отсутствие аэрозоля на трассе, поэтому, в этом случае температура фактически вычисляется на длине волны 355 нм.

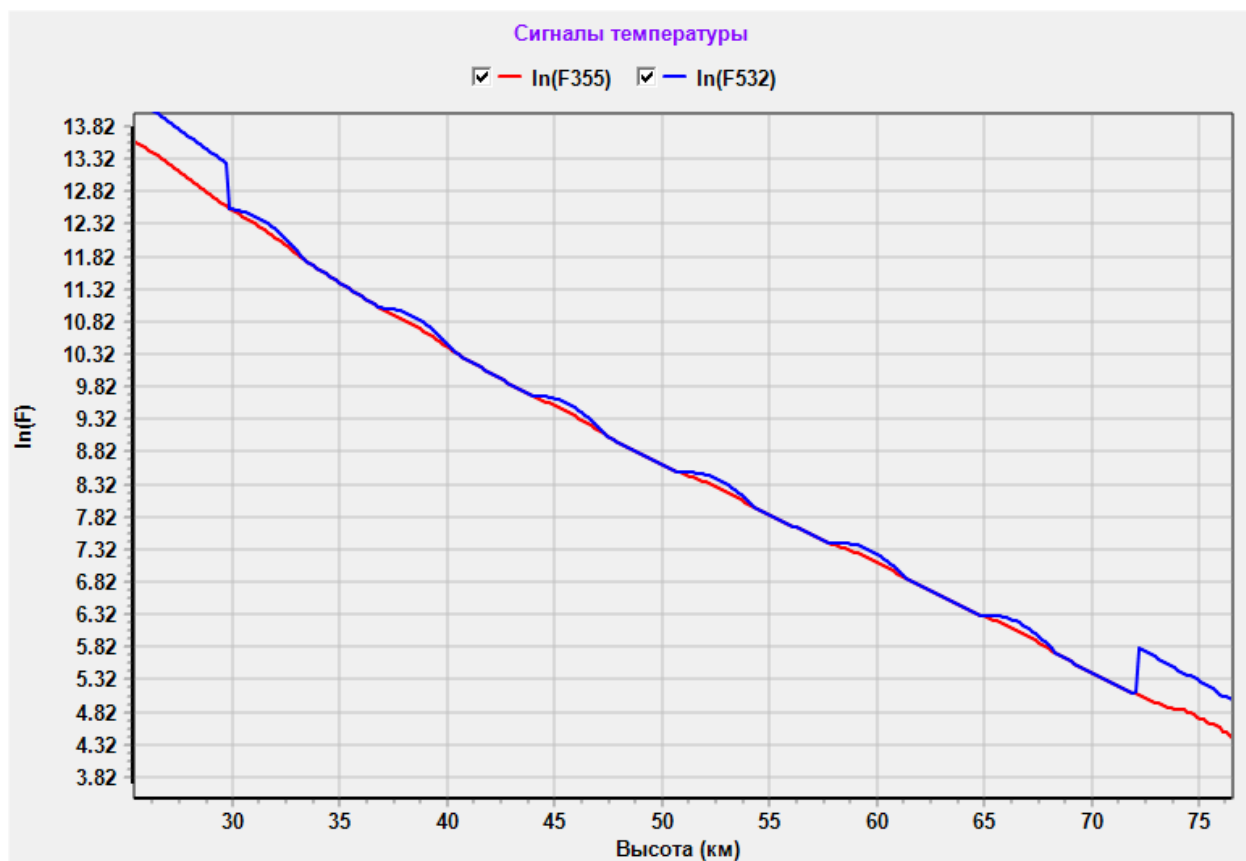


Рисунок 1.30 – Логарифмы новых сигналов на 355 и 532 нм

Результаты эксперимента показаны на рисунках 1.31-1.33. На рис. 1.31 показана температура при разных значениях параметра «С».

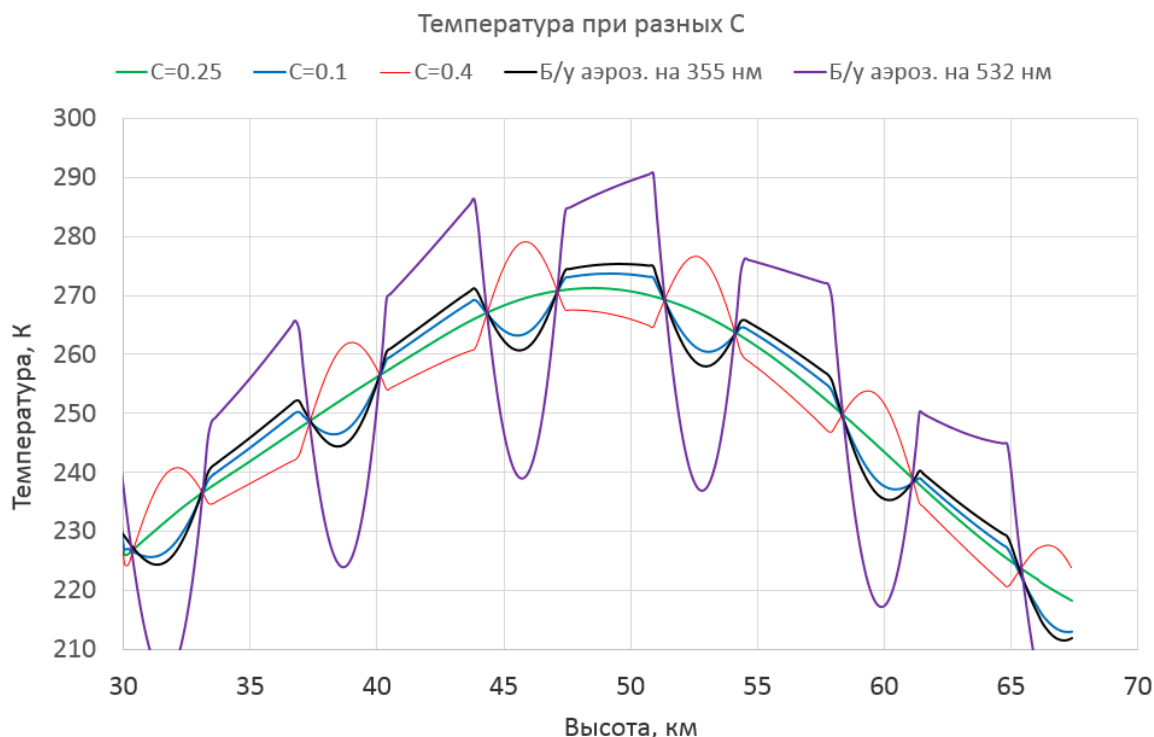


Рисунок 1.31 – Результат расчета температуры при разных значениях параметра «C»

Зеленой линией показана температура, рассчитанная с учётом присутствия аэрозоля на трассе. При этом параметр C был равен 0.25, т.е. тот, который был задан при моделировании сигналов. Поэтому профиль температуры имеет гладкий вид – результат сглаживания сигналов сплайном и корректного учёта аэрозоля. Возьмем данный температурный профиль за эталон, относительно него будем находить разницу. Синяя линия – температура с учётом аэрозоля, при значении $C = 0.1$, что подразумевает более крупные частицы. Недоучёт аэрозоля приводит к тому, что на профиле имеются характерные зоны пониженной температуры – вогнутости на высотах где был сгенерирован аэрозоль. При этом разница температуры может достигать 5-6 градусов Кельвина (2%). Переучёт аэрозоля же (красная линия, более мелкие частицы, $C = 0.4$), напротив, приводит к тому, что на профиле появляются зоны повышенной температуры – выпуклости. При этом разница в сравнении с исходной температурой может достигать 9-10 градусов (4%) в местах максимума аэрозоля. Самая большая разница температур достигается при неучёте аэрозоля в принципе. На 355 нм (черная линия) это менее заметно –

разница температур составляет те же 9-10 градусов в местах максимум аэрозоля. Но на 532 нм (фиолетовая линия) разница температур становится гораздо больше – 30 градусов Кельвина (11%), поскольку, длина волны 532 гораздо более чувствительна к присутствию аэрозоля на трассе. Отсюда следует, что при расчете температуры необходимо учитывать присутствие аэрозоля на трассе лидарного зондирования.

На рис. 1.32 показаны погрешности температуры при разных значениях параметра «С» в сравнении с погрешностью температуры без учёта аэрозоля. Неучёт аэрозоля в температуры (чёрная линия) даёт минимальные погрешности. При этом практически неважно, для какой длины волны рассчитана погрешность – разница минимальна. Но, с увеличением значения «С» растёт и погрешность. При этом зависимость явная: чем больше «С», тем больше погрешность. В то же время зависимость от ΔC нелинейная (в сравнении с погрешностью температуры при эталонном $C = 0.25$, зелёная линия): прибавка к «С» в большую сторону приводит к более высокому росту погрешности с высотой (красная линия), чем уменьшение «С» на то же значение (0.15) в меньшую сторону (синяя линия).

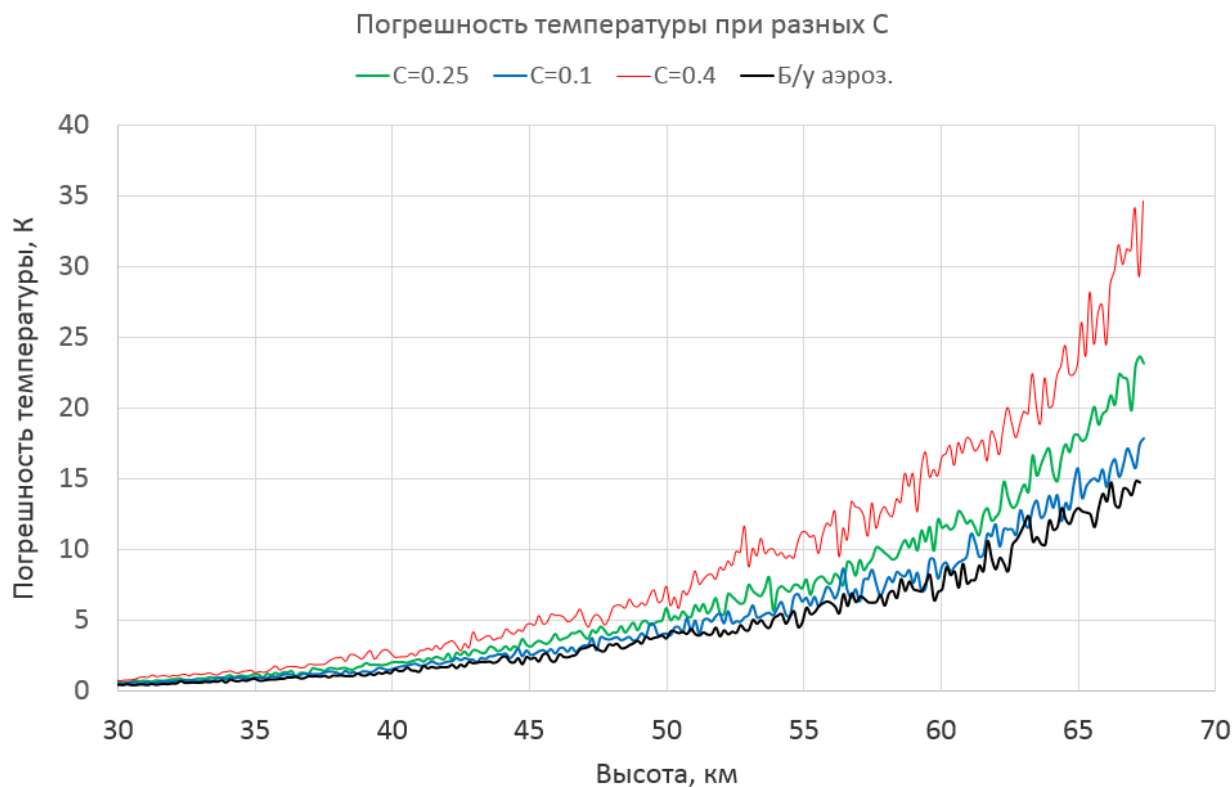


Рисунок 1.32 – Результат расчета погрешностей вычисления температуры при разных значениях параметра «С»

На рис. 1.33 показаны профили отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм. При исходном значении параметра $C = 0.25$ (зелёная линия), профиль аэрозоля принимает смоделированный вид – значение $R(532)$ в максимумах достигает 1.2 отн. ед. Уменьшение значения «С» на 0.15 даёт нам меньшую (на 3.5%) концентрацию аэрозоля – до 1.16 в максимуме (синяя линия). В свою очередь, увеличение ΔC на 0.15 приводит к повышенному содержанию аэрозоля на 6% - до 1.27 в максимуме (красная линия). Таким образом, данный приведенные на рис. 1.33 позволяет оценить долю неопределённости априорного параметра «С» при вычислении отношения обратного рассеяния по температурным измерениям.

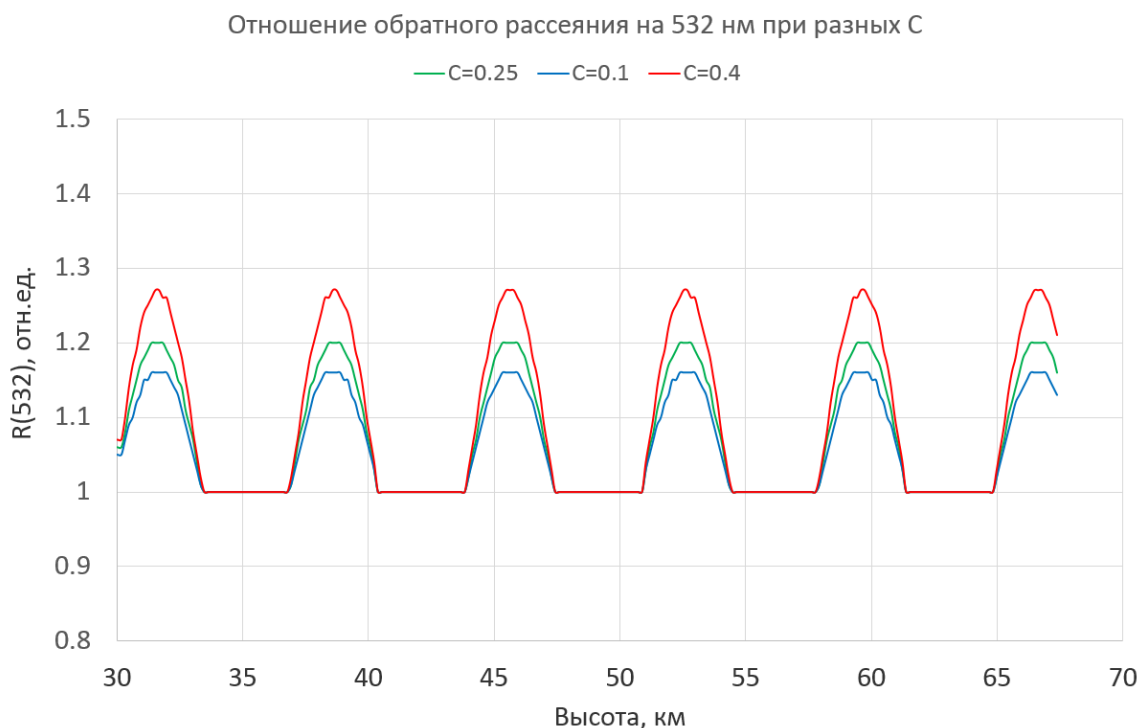


Рисунок 1.33 – Результат вычисления отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм при разных значениях параметра «С»

Заключение по результатам проведения численного эксперимента.
Проведен численный эксперимент с моделированием отношения обратного рассеяния как одной из характеристик аэрозоля при вычислении температуры.

Показано что неправильный учёт аэрозоля, который определяется значением параметра «С» может давать ошибки при вычислении температуры от 2 до 4%. При этом неучёт аэрозоля при вычислении температуры на длине волны 532 нм дает ошибку около 11%, что может являться критичным при интерпретации некоторых результатов. Погрешность температуры зависит от величины параметра «С»: чем больше «С» – тем выше погрешность, при этом зависимость нелинейная. Кроме того, неправильный выбор значения «С» влияет на величину отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм. Разница может достигать 5% и более в сравнении с эталонным профилем. Принятое значение параметра «С» для учета аэрозоля при вычислении температуры считать равным 0.25.

1.8 Выводы по главе 1

Разработана оптико-микрофизическая модель стратосферного сернокислотного аэрозоля, которая позволяет проводить оценки интегральных параметров аэрозоля, включая коэффициенты ослабления, объемной концентрации, площади поверхности и эффективного радиуса частиц, а также параметров, необходимых для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона.

Представлен модифицированный рэлеевский метод определения температуры, с помощью которого стало возможно совместное вычисление относительного содержания аэрозоля и температуры на высотах от 30 до 70 км. При этом погрешность определения температуры может увеличиваться до полутора раз.

Результаты численного эксперимента с моделированием присутствия аэрозоля при вычислении температуры показали, что неправильный учёт аэрозоля, который определяется значением априорного параметра, может давать ошибки при вычислении температуры от 2 до 4%. При этом неучёт аэрозоля при вычислении температуры на длине волны 532 нм дает ошибку около 11%.

По результатам измерений и численных экспериментов продемонстрированы преимущества комплексного подхода к совместной обработке измерений температуры, аэрозоля, и концентрации озона. Показано, что в зависимости от температуры и аэрозольного наполнения средней атмосферы

неучёт вспомогательной и априорной информации может приводить к неправильным результатам расчетов – например, разница в интегральном коэффициенте обратного аэрозольного рассеяния может составлять 270% и более.

ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА АЛГОРИТМОВ И ПРОГРАММ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ТРЁХВОЛНОВОГО ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В первой части главы представлены основные характеристики лидара, приведены алгоритмы работы основных модулей программы автоматической обработки данных лидарного зондирования с примерами вычислений вертикальных профилей температуры, концентрации озона и аэрозоля. Дано описание программного обеспечения для работы с результатами обработки лидарного зондирования. Во второй части главы приведено описание программного субкомплекса для анализа ВВ температуры, и подробно изложены алгоритмы и методы определения спектральных характеристик флуктуаций температуры.

Описанные в 1 главе методики обработки сигналов лидарного зондирования, а также модели были объединены в единый программно-информационный комплекс с целью автоматизации расчетов и сведения работы оператора с программой к минимуму. Зондирование средней атмосферы проводилось с помощью сетевого лидара АК-3. Ниже приведено описание его основных характеристик и также методики измерений.

2.1 Краткое описание сетевого лидара АК-3

На рис. 2.1 представлен опытный образец сетевого лидара АК-3.

Лидар АК-3 включает:

- лазер Nd:YAG с преобразованием частоты во вторую (532 нм) и третью (355 нм) гармоники;
- эксимерный лазер на ХеСl на длине волны 308 нм;
- устройства для коллимации направляемого в атмосферу излучения;
- полуволновую пластинку, установленную в канал вывода излучения на 532 нм;

- приемный телескоп с механической отсечкой сигнала ближней зоны;
- приемный анализатор;
- фотоприёмный комплекс для счета фотонов (четыре ФЭУ с усилителями-дискриминаторами, два двухканальных счетчика фотонов);
- электронный блок синхронизации;
- персональный компьютер с программами управления работой лидара и обработки данных зондирования.



Рисунок 2.1 – Опытный образец сетевого лидара АК-3

Технические характеристики лидара:

Излучатель

1) Nd: YAG лазер

- энергия в импульсе на длине волны 355 нм.....180 (110) мДж
- энергия в импульсе на длине волны 532 нм.....480 (280) мДж

- частота повторения.....10 Гц
- расходимость излучения.....0,2 мрад
- 2) Эксимерный лазер
- энергия в импульсе на длине волны 308 нм.....20 мДж
- частота повторения.....100 Гц
- расходимость излучения..... $0,5 \times 1$ мрад

Приемный телескоп

- оптическая схема.....Ньютона
- диаметр главного параболического зеркала.....635 мм
- фокусное расстояние.....2540 мм
- механическая отсечка ближней зоны

Анализатор

Две сменяемых плиты с наборами спектральных элементов:

Набор №1

- 2 канала с разным пропусканием на 308 нм
- 2 канала с разным пропусканием на 355 нм

Набор №2

- 2 канала с разным пропусканием на 355 нм
- 2 поляризационных канала на 532 нм

Фотоприёмное устройство

- число рабочих каналов.....4
- тип фотоприёмного устройства - ФЭУ Hamamatsu R7207-01
- параметры электронной платы счета фотонов:
 - 1) диапазон входных частот.....от 0 до 200 МГц
 - 2) разрядность строба накопления.....16 бит
 - 3) количество стробов накопления по каждому каналу - 32 Кслов

Структурная схема приемной части лидара.

Структурная схема лидара включает передающую часть, приемный телескоп и анализатор принимаемого излучения с фотоприемными устройствами.

В составе передающей части лидара используется лазер LS-2147. Лазерный

излучатель генерирует наносекундные импульсы излучения на длинах волн 1064, 532 и 355 нм. В устройстве вывода излучения в атмосферу излучение разделяется по длинам волн с помощью спектроделителей и зеркал. Излучения на длинах волн 355 и 532 нм коллимируются отдельно и направляются в атмосферу. Перед коллиматором излучения на длине волны 532 нм устанавливается полуволновая пластинка. Стандартное направление поляризации излучения на длине волны 532 нм – горизонтальное. Путем вращения полуволновой пластинки с помощью шагового двигателя, управляемого от компьютера, можно производить вращение плоскости поляризации выходящего излучения. Неиспользуемое излучение на длине волны 1064 нм отводится в световую ловушку и поглощается.

Излучение лазера, рассеянное в атмосфере в обратном направлении, поступает в приемный телескоп. В непосредственной близости от фокальной плоскости телескопа по разные стороны от этой плоскости устанавливаются диафрагма поля зрения телескопа и вращающаяся лопасть устройства механической отсечки ближней зоны. Через диафрагму поля зрения излучение поступает в анализатор. Оптическая схема анализатора приведена на рис. 2.2 в его правой части.

В анализаторе излучение разделяется на четыре оптических канала регистрации: 355 нм (высокое пропускание – 2а), 355 нм (низкое пропускание – 2б), 532 нм (р-поляризация, параллельная поляризации лазера – 1а), 532 нм (s-поляризация, перпендикулярная поляризации лазера – 1б). Прием излучения с длиной волны 355 нм параллельно двумя каналами с разным пропусканием позволяет увеличить динамический диапазон регистрации сигналов и, тем самым, расширить диапазон расстояний зондирования.

В результате выполнения процедуры калибровки поляризационных каналов направление поляризации лазера на длине волны 532 нм устанавливается строго параллельно одной из осей поляризатора, установленного в анализаторе. Это позволяет повысить контраст в разделении принимаемого излучения на параллельную и перпендикулярную составляющие. При повороте поляризации лазера на 45° по отношению к его базовой ориентации поляризационные каналы анализатора становятся идентичными по отношению к поляризации принимаемого

излучения, что позволяет определить относительную чувствительность поляризационных каналов. Поляризационные измерения необходимы для определения степени сферичности аэрозольных частиц.

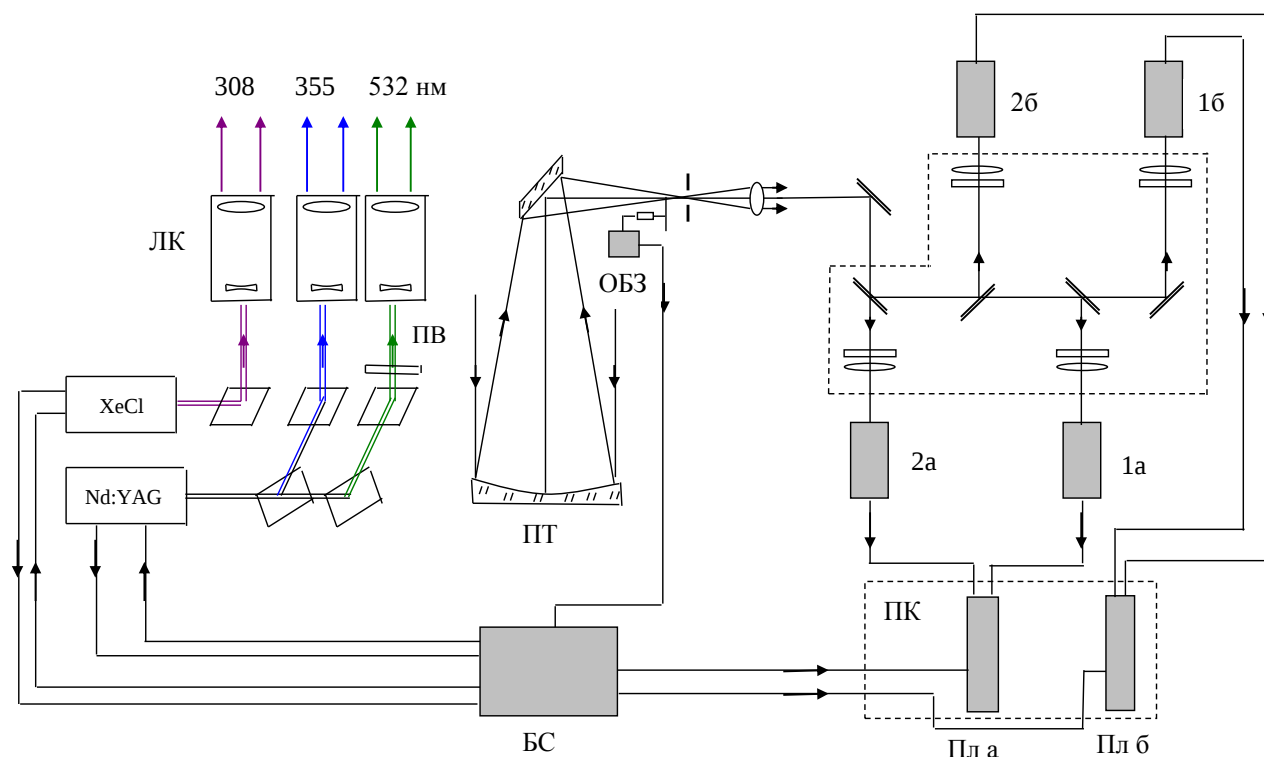


Рисунок 2.2 – Блок-схема лидара АК-3. XeCl – эксимерный лазер на XeCl, Nd:YAG – твердотельный лазер, ЛК – лазерные коллиматоры, ПВ – полуволновая пластина, ПТ – приемный телескоп, ОБЗ – устройство отсечки ближней зоны, БС – блок синхронизации, 1а, 2а, 1б, 2б – фотоприемники с обозначенными номерами каналов, ПК – промышленный компьютер, Пл а, Пл б – электронные платы счета фотонов в составе компьютера.

При установке плоскости поляризации излучения лазера на 45° можно проводить измерения без анализа поляризации, но с разным пропусканием каналов на длине волны 532 нм. Для этого достаточно внести ослабитель излучения в один из приемных каналов на 532 нм. Недостатком данного способа регистрации является неполное использование энергии лазера, поскольку в канале с большим пропусканием используется только половина энергии излучения лазера. При зондировании стратосферного аэрозоля данный недостаток не играет существенной роли, поскольку имеется значительный запас по мощности лазера.

Для увеличения динамического диапазона измерений с приемом

поляризации измерения на разных диапазонах расстояний можно разнести во времени. В этом случае варьируется энергия излучения лазера. Сначала проводится поляризационное измерение при низкой, а затем при повышенной энергии лазера.

2.2 Методика проведения измерений

Работа лидача при аэрозольных измерениях происходит следующим образом.

Лазерный излучатель испускает короткие импульсы излучения на длинах волн 355 и 532 нм, которые разделяются по длинам волн, коллимируются и направляются в атмосферу. Перед коллиматором на 532 нм установлена полуволновая пластинка. Излучение лазера, рассеянное в атмосфере в обратном направлении, поступает в приемный телескоп и через диафрагму поля зрения проходит в анализатор. В непосредственной близости от диафрагмы устанавливается устройство механической отсечки ближней зоны. В анализаторе излучение разделяется на четыре оптических канала регистрации – 355 нм (высокое пропускание), 355 нм (низкое пропускание), 532 нм (поляризация, параллельная поляризации лазера), 532 нм (поляризация, перпендикулярная поляризации лазера). Световые сигналы поступают на детекторы излучения, в качестве которых используются ФЭУ, работающие в режиме счета фотонов. Одноэлектронные импульсы ФЭУ усиливаются, проходят через амплитудный дискриминатор и далее поступают на два двухканальных счетчика фотонов, установленных в слот компьютера. Счетчики фотонов осуществляют временное стробирование и подсчет импульсов в течение заданного сеанса зондирования и по окончании измерения сохраняют данные на жестком диске компьютера для дальнейшей обработки.

При проведении измерений озона задействуются оба лазера. Измерение озона проводится методом дифференциального поглощения с длинами волн 308 (в полосе поглощения озона) и 355 нм (вне полосы поглощения). В анализаторе излучение разделяется на четыре оптических канала регистрации – 355 нм (высокое пропускание), 355 нм (низкое пропускание), 308 нм (высокое пропускание), 308 нм (низкое пропускание). При проведении измерений температуры используются те же длины волн, что и при измерениях аэрозоля – 355

и 532 нм. Разница заключается в том, что при измерениях температуры происходит либо одно длинное измерение (1 час, как правило), либо серия (5-10) получасовых одинаковых (с точки зрения методики) измерений, до тех пор, пока не начнет светать.

Лидар является устройством, предназначенным для установки на стационарной позиции в специально подготовленном помещении, имеющем люк с выходом в открытую атмосферу. Зондирование проводится только в вертикальном направлении в ночных условиях и при ясной погоде.

Сеанс измерений включает последовательное зондирование озона, аэрозоля и температуры средней атмосферы на протяжении темного времени суток. В большинстве случаев, температурное зондирование продолжается в течение всей ночи. Продолжительность измерений концентрации озона и аэрозоля - 1 час.

Исследования по накоплению экспериментальных данных с целью уточнения критических значений параметров средней атмосферы требуют обработки больших объемов экспериментальной информации, накопленных за длительные периоды наблюдений. Обработка больших объемов данных в интерактивном режиме с участием оператора была бы крайне затруднительна. Поэтому проведена разработка программного обеспечения для автоматической обработки экспериментальных данных. Дополнительное преимущество автоматической обработки заключается в том, что влияние субъективных факторов на получаемые результаты сводится к минимуму.

Режимы проведения измерений при зондировании стратосферного аэрозоля. При параллельном измерении сигналов в каналах с разным пропусканием, или при поляризационных измерениях с разной энергией зондирующего импульса, на предварительном этапе обработки сигналов проводится стыковка сигналов.

Обозначения для сигналов, полученных в разных режимах регистрации, приводятся в таблице 2.1

Таблица 2.1 – Обозначения различных типов измеряемых сигналов

Тип сигнала	Обозначение
-------------	-------------

	типа сигнала
355 нм, высокое пропускание канала	355H
355 нм, низкое пропускание канала	355L
532 нм, р-поляризация, параллельная лазерной	532P
532 нм, s-поляризация, перпендикулярная лазерной	532S
532 нм без поляризации, высокое пропускание канала	532H
532 нм без поляризации, низкое пропускание канала	532L

При последовательном измерении во времени сигналы, полученные при низкой энергии лазера, отмечаются индексом x1, при повышенной энергии – индексом x2. Зондирование стратосферного аэрозоля проводится в специальном режиме. Последовательно проводятся два поляризационных измерения при низкой и повышенной энергии излучения лазера. Регистрируются сигналы 355Hx1, 355Lx1, 532Px1, 532Sx1 (в первом измерении) и 355Hx2, 355Lx2, 532Px2, 532Sx2 (во втором измерении). Проводится стыковка 355Hx1 с 355Lx1 и 355Hx2 с 355Lx2. Состыкованные в двух измерениях сигналы суммируются. Стыкуются сигналы 532Px1 с 532Px2 и сигналы 532Sx1 и 532Sx2.

Данный режим измерений аэрозоля наиболее приемлемым как с точки зрения информативности, так и простоты методики проведения измерений.

2.3 Общая схема разработки программного обеспечения

Программное обеспечение (ПО) «Обработка и анализ лидарных измерений» (ОАЛИ) создано с целью автоматизированной обработки экспериментальных лидарных данных (рис. 2.3). Оно включает в себя модули автоматизированной обработки измерений температуры, озона, аэрозоля и поляризационных измерений.

Данное ПО позволяет производить расчет:

- температуры от 30 до 70 км, пространственное разрешение 1 км;
- характеристик аэрозоля от 10 до 40 км, разрешение 0.5-2 км;
- концентрации озона от 12 до 32 км, разрешение 1.5 км.

Программа обработки данных лидарного зондирования также включает в

себя различные модели, в том числе разработанную ранее эмпирическую оптико-микрофизическую модель стратосферного аэрозоля, которая используется для расчета интегральных характеристик аэрозоля, а также для вычисления параметров, необходимых для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона. По всем вычисляемым параметрам также рассчитываются погрешности.

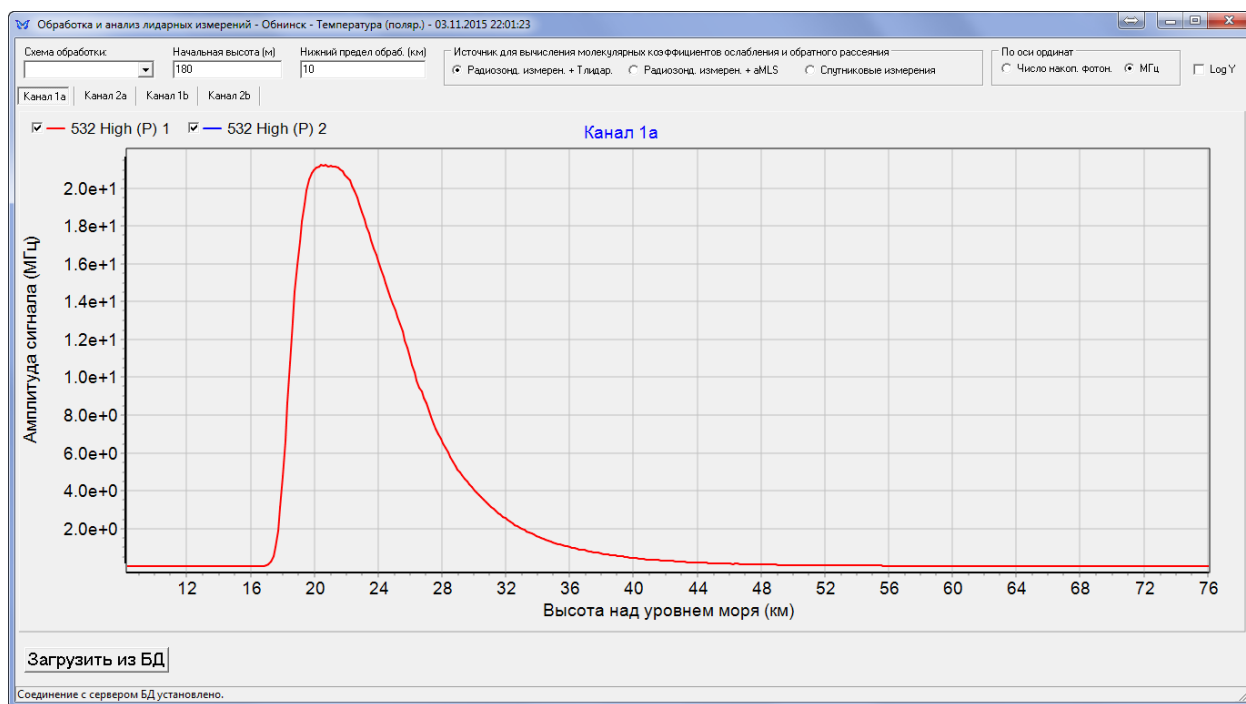


Рисунок 2.3 – Главное окно программы ОАЛИ

ПО также взаимодействует с БД для хранения исходных сигналов и полученных в процессе обработки результатов. Система управления БД – Firebird. В процессе расчетов используются вычислительные библиотеки и функции IMSL и Matlab.

Схема, которая представляет весь цикл, начиная от начала измерений и заканчивая результатом и его сохранением в БД, представлена на рис. 2.4.

Концептуальная схема БД представлена на рис. 2.5. В таблице «Lidar Measurements» хранятся метаданные (информация) о файлах измерений. В таблице «Lidar Metadata» хранятся метаданные результатов обработки – параметры, которые определяются программой либо оператором при обработке того или иного

измерения. В остальных таблицах хранятся результаты обработки (блоки двоичных данных) – каждая таблица для своего типа измерений.

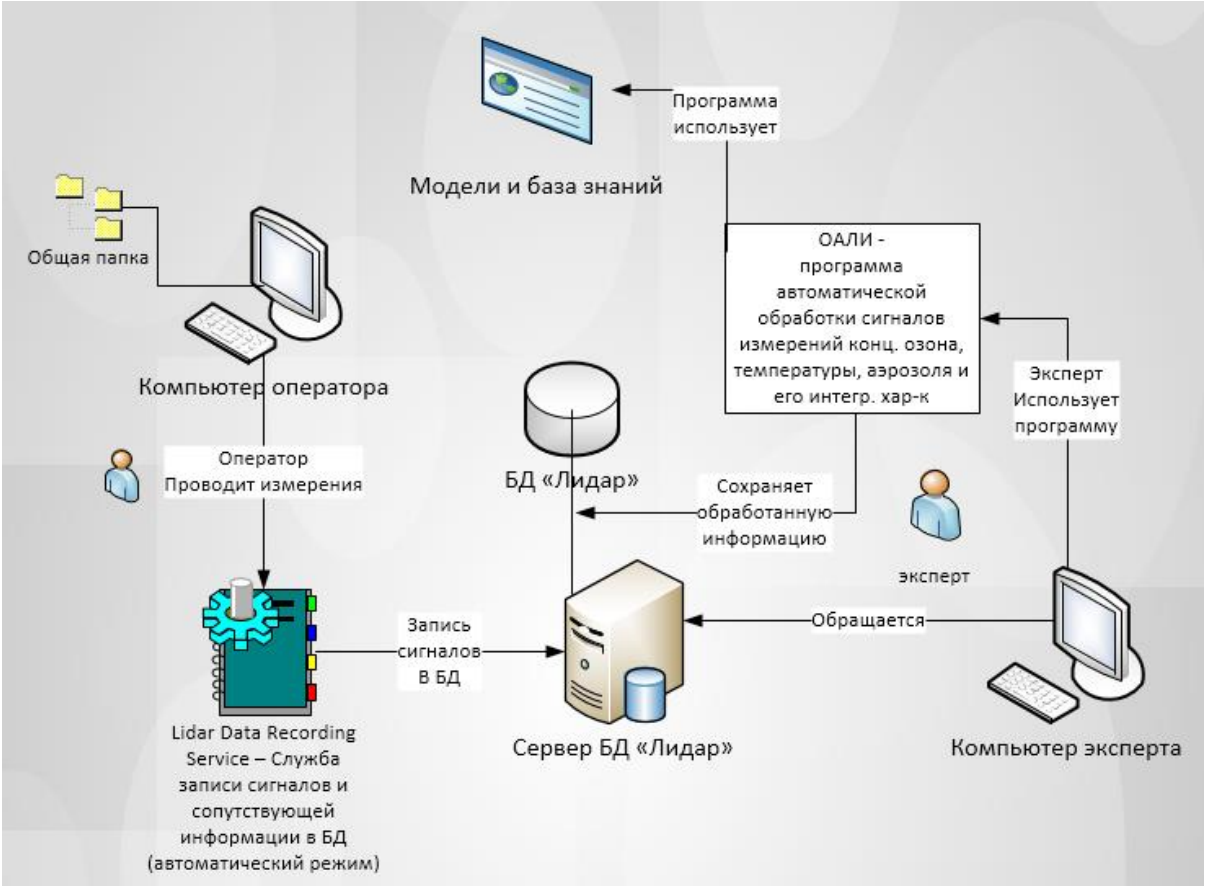


Рисунок 2.4 – Схема цикла записи сигналов и обработки измерений

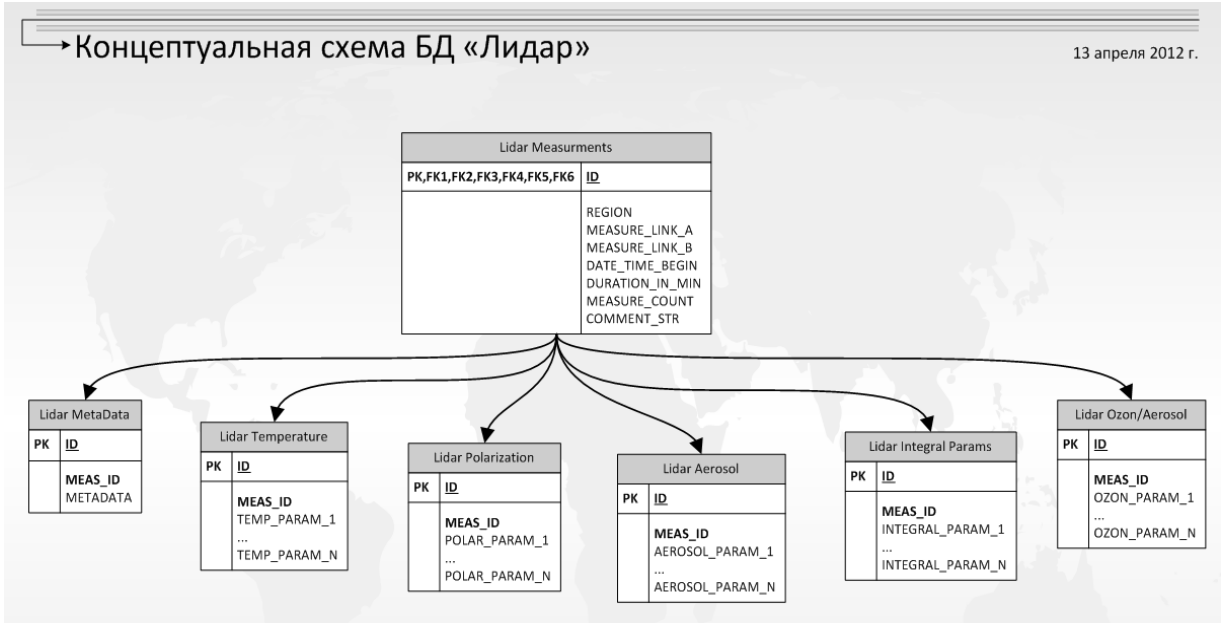


Рисунок 2.5 – Концептуальная схема БД «Лидар»

Программа ОАЛИ может работать в двух режимах: интерактивном и автоматическом. В автоматическом режиме все новые, необработанные измерения обрабатываются без какого-либо участия оператора, результаты обработки сохраняются в БД и формируются информационные сообщения оценки состояния средней атмосферы по различным регионам и полям. В интерактивном режиме измерения также обрабатываются автоматически, но у оператора есть возможность вмешаться в этот процесс, изменить параметры обработки, погрешности, посмотреть результаты, сравнить их с моделями и оценить происходящее.

В главном окне ОАЛИ можно посмотреть уровень сигналов в разных каналах и оценить, насколько данное измерение получилось корректным (по амплитуде сигнала, например). Если измерение получилось некорректным (слишком слабый сигнал, большая облачность и т.д.), то программа, в соответствии с превышением некоторых пороговых значений отмечает его как «некорректное» и делает соответствующую пометку в базе данных. Соответственно, из последующей обработки (автоматической или ручной) данное измерение будет исключено.

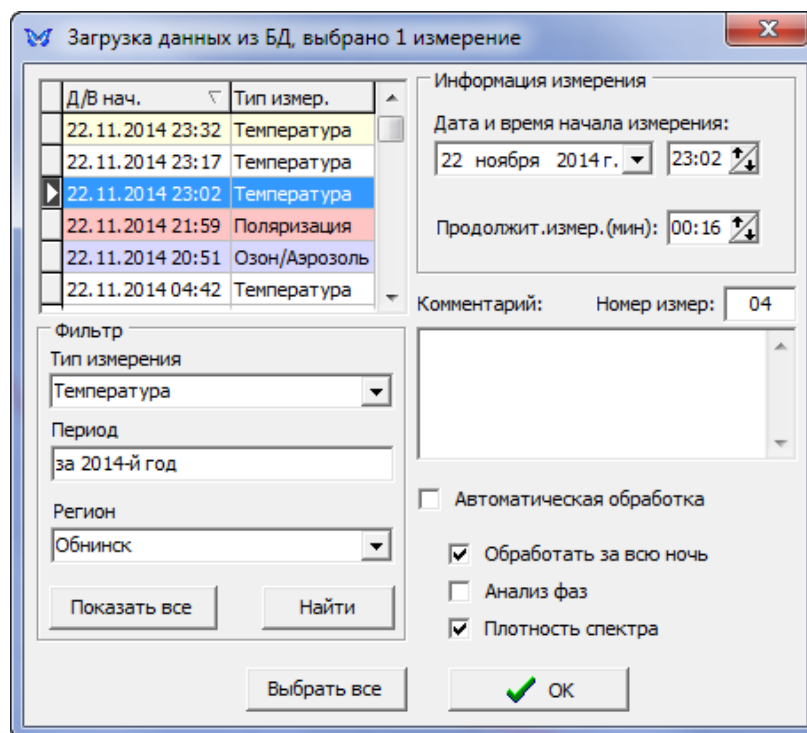


Рисунок 2.6 – Окно выбора измерений

Для того чтобы начать обработку экспериментальных данных в интерактивном режиме нужно нажать кнопку «Загрузить из БД». Появится окно, показанное на рис. 2.6, где будет предложено выбрать тип измерения: температура, озон или аэрозоль, и период, за который данные измерения надо будет обработать.

Предварительная подготовка сигналов. После выбора периода и типа измерений, оператор нажимает кнопку «ОК» и начинает работать программа автоматической обработки. Ее алгоритм применим ко всем типам измерений и выглядит так:

1. Корректировка нелинейности сигналов - для устранения последствий просчета фотонов / мертвого времени счетчика;

2. Вычитание шумов от фоновых засветок (фона сигнала) вдоль всей трассы зондирования. Фоновая составляющая – средняя на интервале от 100 до 160 км;

3. Стыковка слабого и сильного сигналов на обеих длинах волн – для увеличения динамического диапазона регистрации сигнала – позволяет расширить границы полезного сигнала;

4. Скользящее усреднение сигнала:

- для температуры по 1 км;

- для аэрозоля от начала трассы по 0.45 километрам с увеличением окна усреднения на 300 м через каждые 6 км;

- для озона по 1.5 км (усредняется не сам сигнал, а итоговый профиль концентрации озона).

Пункты 1-4 вместе составляют предварительную обработку сигналов.

5. Далее происходит формирование вспомогательных профилей температуры и давления от начала и до конца трассы по данным радиозондирования (ближайшие станции к региону) совместно с моделью температуры Aura-2014 и данными, полученными со спутника Aura / MLS [130] на текущий день измерений. Данные профили необходимы учета ослабления сигнала рэлеевской атмосферой.

6. Обработка итоговых сигналов по соответствующим для данного типа измерений алгоритмам.

7. Проверка результатов обработки на корректность и переобработка с измененными параметрами в случае необходимости.

8. Запись результатов измерений и анализа в БД для последующей интерпретации.

Отдельно следует описать алгоритм выбора интервала стыковки слабого и сильного сигналов, поскольку от него сильно зависят результаты обработки. Процедура стыковки разная для каждого типа измерений.

Алгоритм автоматического выбора нижнего предела обработки и интервала стыковки. Для определенного типа обработки (аэрозоль, поляризация, озон, температура) задается начальное значение нижнего предела обработки $z_{нг}$, исходя из расстояния отсечки ближней зоны. Расстояние отсечки для каждого измерения хранятся в БД и загружаются оттуда по мере необходимости. Но, как правило, это значение равно 10 км над уровнем моря.

Далее $z_{нг}$ может сдвигаться программно, но только в сторону увеличения.

Затем для каждого сигнала определяются расстояния Z_{u1} и Z_{u2} , где сигнал достигает уровней $U1=10$ МГц и $U2=2$ МГц. Если какой-либо уровень не достигается (или сигнал меньше этого уровня везде), соответствующая величина (Z_{u1} или Z_{u2}) полагается равной 0.

Далее определяется

- 1) нужно ли сдвигать нижний предел обработки $z_{нг}$,
- 2) нужно ли проводить стыковку (подпрограмма), и если нужно, то выбирается интервал стыковки.

При этом используются две общие процедуры.

Описание процедуры «Стыковка».

1. Берется «слабый» сигнал пары и проверяется условие $Z_{u1} < z_{нг}$. Если это условие не выполняется, то тогда $z_{нг}$ увеличивается до Z_{u1} .
2. Берется «сильный» сигнал пары.
3. Проверяется условие $Z_{u2} > z_{нг}$. Если это условие выполняется, то проводится стыковка (подпрограмма) «слабый» - «сильный» в области от Z_{u2} до Z_{u2}

+ 3 км, иначе для обработки берется «сильный» сигнал.

Описание процедуры «Проверка линейности».

1. Проверяется условие $z_{нг}(532_p) > Z_{u2}$.
2. Если оно не выполняется, $z_{нг}$ увеличивается до Z_{u2} .

Рассмотрим дальнейшее выполнение предварительной обработки отдельно по типам измерений.

Измерения концентрации озона.

Имеются две пары сигналов «слабый» - «сильный» на 308 и 355 нм.

Для каждой пары выполняется процедура стыковки.

Из двух величин $z_{нг}$ на 308 и 355 выбирается наибольшее значение.

Измерения температуры (с учётом степени деполяризации аэрозольного рассеяния).

Имеется пара «слабый» - «сильный» сигналов на 355 нм, а также сигналы 532_p и 532_s.

Для пары 355 нм выполняются процедура стыковки, описанная выше.

На 532 нм для обработки берется сигнал 532_p. Выполняется процедура «Проверка линейности».

Измерения характеристик аэрозоля (с учётом степени деполяризации аэрозольного рассеяния).

Имеется два файла поляризационных измерений с номерами в расширении X1 и X2 ($X2 = X1+1$), где X1 – это измерения с низкой энергетикой лазера, а X2 – с высокой. Они обрабатываются совместно.

На 355 нм выполняется процедура стыковки отдельно для файлов X1 и X2. Выбирается $z_{нг}(355)$ по файлу X1. Затем сигналы X1 и X2 стыкуются (подпрограмма) в диапазоне от 15 до 18 км. Далее выполняется стыковка - подпрограмма (на уровне не ближе 15 км) сигналов 532_p из файла X1 («слабый») и 532_p из файла X2 («сильный»). При стыковке (подпрограмме) слабый сигнал

«подгоняется» под сильный для того, чтобы нормировать синтетический сигнал под уровень сигнала X2).

Для сигналов 532_с из файлов X1 и X2 выполняется процедура «Проверка линейности».

Выбирается $z_{нг}$ для файла X1.

Сигналы 532_с из файлов X1 и X2 стыкуются в диапазоне от 15 до 18 км.

При обработке поляризационных измерений выбирается наибольшее из всех полученных величин $z_{нг}$ для 355 и 532 нм.

Таким образом, учитывается, что X1 регистрируется при отсечке 6 км, а X2 – при отсечке 10км, а сигналы X2 при расстояниях меньше 15 км нелегитимны.

После того, как были сформированы окончательные сигналы, подлежащие последующей обработке, формируются вспомогательные профили температуры и давления. По данным профилям вычисляются коэффициенты рэлеевского (молекулярного) ослабления и обратного рассеяния. Они необходимы для дальнейших расчетов любого типа измерений, поскольку учитывают рэлеевское ослабление сигнала атмосферой.

Итерационный алгоритм формирования вспомогательных профилей температуры и давления.

1. В соответствии с указанной датой измерения из БД загружаются файлы радиозондирования, полученные с ближайших станций. В случае Обнинска, например, это станции в г. Долгопрудный и г. Сухиничи. Профили температуры и давления, измеряемые на ближайших аэрологических станциях к месту, где находится лидар, ежедневно скачиваются с сайта <http://weather.uwyo.edu/> и сохраняются в БД, откуда в дальнейшем, по требованию берутся для обработки.

2. Вычисляется средний профиль температуры и давления по 2-м станциям и интерполируется на высоты лидара - с разрешением по высоте 150 м.

3. Считывается модель температуры Aura-2014 (рассчитанная для средних широт) за нужный месяц, интерполируется на высоты лидара и стыкуется с температурой радиозондирования.

4. Давление считается до конца трассы (80 км) по барометрической формуле (1). Точка привязки – последняя точка в массиве данных давления по радиозондированию.

$$p = p_0 \exp \left[-Mg \frac{h - h_0}{RT} \right],$$

где p — давление газа в слое, расположенном на высоте h , p_0 — давление на нулевом уровне ($h = h_0$), M — молярная масса газа, R — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная температура

5. Сформированные итоговые профили температуры и давления подставляются в программу расчета рэлеевских коэффициентов по формуле, указанной ниже. В итоге получаем промежуточные профили молекулярного рассеяния и ослабления:

$$y_m(h) = 3.9993 * 0.0001 * \left(\frac{1}{\lambda}\right)^4 / (1 - 0.01069 * \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2 - 6.681E - 5 * \left(\frac{1}{\lambda}\right)^4) * \\ 1.0E - 24 * 2.6868E + 19 * 273.15 / T(h) * p(h) / 1013.25 * 1.0E+5, \\ V_m(h) = \frac{3}{8\pi} * y_m(h),$$

где $y_m(h)$ – коэффициент рэлеевского ослабления, $V_m(h)$ – коэффициент рэлеевского рассеяния, $T(h)$ – абсолютная температура (К), $p(h)$ – давление газа в слое (гПа), λ – длина волны (мкм)

6. Далее по лидарным сигналам и сформированным профилям молекулярного ослабления вычисляется температура. Данная температура находится в диапазоне высот от 26 до 70 км, а данные аэрологии редко можно получать до 26 км, поэтому дополнительно загружаются данные спутниковых измерений температуры (спутник Aura, прибор Microwave Limb Sounder (MLS)) с сайта Nasa.gov. Поскольку спутниковые профили температуры сильно усреднены, как пространству, так и по высоте, то при стыковке их с данными температуры от других источников может возникнуть некорректный профиль. Для того чтобы этого избежать, по спутниковым данным определяется точка (T_2), где температура в области от последней высоты радиозондирования (T_1) до первой высоты лидара (T_3) была минимальна. И далее по точкам $T_1 - T_2 - T_3$ проводится линейная интерполяция.

7. Полученные данные температуры радиозондирования + интерполированные спутниковые + лидарные стыкуются в единый массив температуры, а давление снова пересчитывается по барометрической формуле до конца трассы, где точка привязки – это последняя точка в массиве данных давления по радиозондированию.

8. Итоговые профили температуры и давления подставляются в программу расчета рэлеевских коэффициентов, на выходе получаем итоговые профили молекулярного рассеяния и ослабления.

Профили молекулярного ослабления затем используются в программах расчета итоговых профилей температуры, озона и аэрозоля.

В случае, когда в данную ночь не было лидарных измерений температуры, для расчета профилей молекулярного ослабления для расчета берутся данные радиозондирования + модель Aura-2014 + интерполяция. В случае, когда не было и радиозондирования, для расчета целиком подставляется профиль температуры, полученной со спутника Aura в соответствии с днем измерений, либо полный профиль по модели Aura-2014.

2.4 Разработка алгоритмов и программ для определения аэрозольных характеристик, концентрации озона и температуры

После того, как были сформированы окончательные сигналы, подлежащие последующей обработке, и сформированы вспомогательные профили температуры и давления в программе ОАЛИ происходит последовательный расчет вертикальных профилей температуры и спектральных характеристик ее флуктуаций, затем вычисляются профили аэрозоля и его интегральные параметры, и профили концентрации озона.

Обработка происходит в трех независимых друг от друга программных модулях, которые обмениваются между собой данными, необходимыми для учета расчета другого типа измерений, например, вспомогательные профили температуры, совместно определенные по результатам лидарного и радиозондирования, или профили величин, необходимых для аэрозольной

коррекции при вычислении концентрации озона. Обмен происходит с помощью сохранения информации в БД в одном модуле, и чтения её из БД в другом.

Каждый программный модуль представляет собой окно с 4-мя графиками, на которых отображаются те или иные вертикальные профили. Из модуля температуры есть возможность открыть другие модули, например, для работы с волновыми возмущениями температуры или посмотреть степень деполяризации аэрозольного рассеяния. А в модуле аэрозоля можно дополнительно посмотреть графики оптических и микрофизических характеристик аэрозоля.

Ниже приведены алгоритмы работы каждого модуля в отдельности.

Модуль «Аэрозоль»

Алгоритм вычисления вертикальных профилей аэрозоля и его интегральных характеристик:

1. По результатам стыковки слабого и сильного сигналов из различных измерений определяется нижний предел обработки. По температурным измерениям определяются высота точки привязки расчета отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм, а также его значение на данной высоте.
2. Проводится чтение информации по вспомогательным профилям температуры из БД. Если измерений температуры не было, берется информация по спутниковому зондированию.
3. Вычисляются вертикальные профили коэффициентов молекулярного ослабления и обратного рассеяния для длин волн 355 и 532 нм.
4. Вычисляются оптическая толщина и квадрат прозрачности.
5. По разнице логарифмов сигналов на 355 и 532 с учетом молекулярного ослабления определяются области, где аэрозольное наполнение стратосферы было минимально.
6. Проводится итерационный расчет отношения обратного рассеяния и коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм. На первой итерации берутся модельные значения лидарных отношений. Расчет производится в соответствии с методикой, описанной в п. 1.4

7. Вычисляются интегральные величины коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм от 10 и от 15 до 30 км.
8. Вычисляется высотный профиль степени деполяризации аэрозольного рассеяния.
9. Рассчитываются микрофизические характеристики аэрозоля: объемная концентрация, площадь поверхности частиц и эффективный радиус.
10. Определяются параметры, необходимые для аэрозольной коррекции при вычислении концентрации озона, с последующим сохранением в БД.
11. Проводится скользящее усреднение профиля отношения коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния по 15 точкам (2.3 км)
12. Проводится проверка расчетов и, при необходимости, их коррекция.
13. Производится расчет погрешностей всех определяемых параметров.
14. Построение графиков основных вычисляемых величин с погрешностями.
15. Сохранение результатов обработки в БД.

На рис. 2.7 приведен пример вычисления основных аэрозольных характеристик. Слева сверху – величина $[R(355,z)-1]$, справа сверху – величина $[R(532,z)-1]$, слева внизу – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм, справа внизу – отношение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн 355 к 532 нм. На левом нижнем графике также отображаются значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, в слоях от 10 до 30 км и от 15 до 30 км.

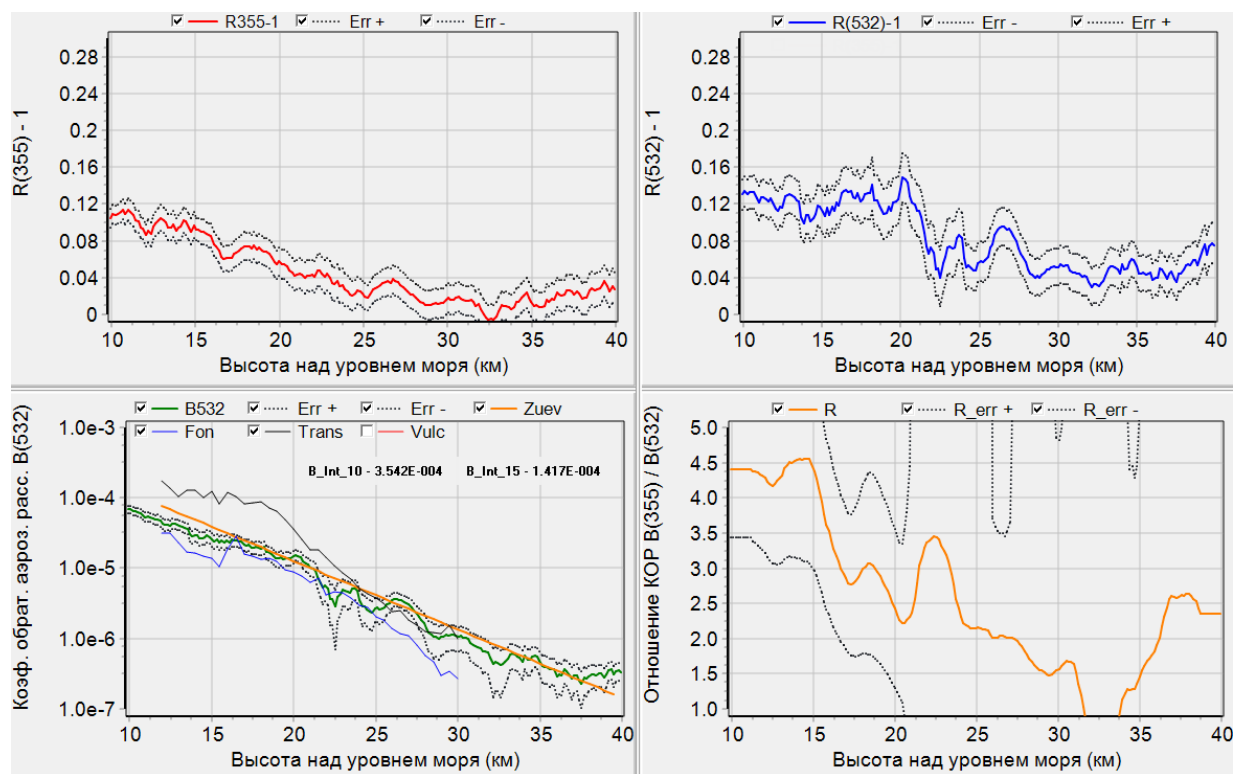


Рисунок 2.7 – Пример обработки измерений аэрозоля над Обнинском 14.08.2015 г.
На рис. 2.8 показан пример вычисления интегральных параметров аэрозоля.

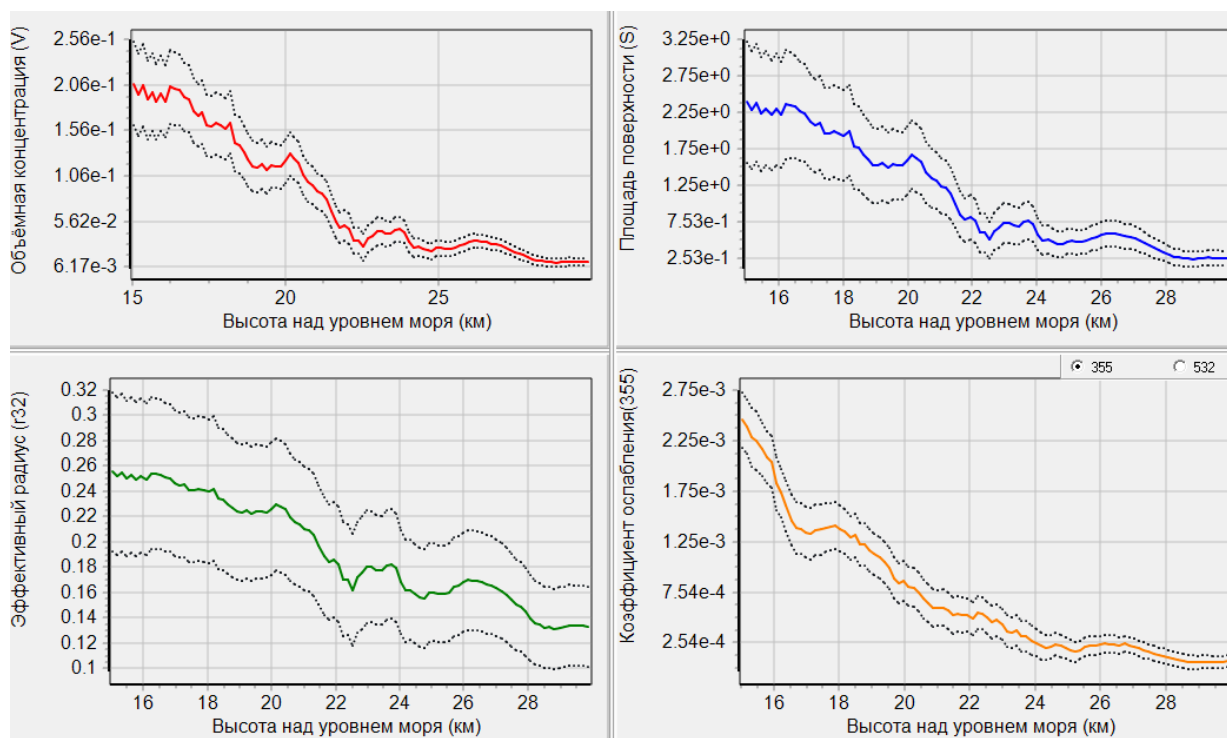


Рисунок 2.8 – Пример вычисления интегральных характеристик аэрозоля над
Обнинском 14.08.2015 г

Модуль «Озон/Аэрозоль»

Алгоритм вычисления вертикальных профилей озона и аэрозоля:

1. По результатам стыковки слабого и сильного сигналов определяется нижний предел обработки. По температурным измерениям определяются высота точки привязки расчета отношения обратного рассеяния на длине волны 355 нм, а также его значение на данной высоте.
2. Проводится чтение информации по вспомогательным профилям температуры из БД. Если измерений температуры не было, берется информация по спутниковому зондированию.
3. Вычисляются вертикальные профили коэффициентов молекулярного ослабления и обратного рассеяния для длин волн 308 и 355 нм.
4. Вычисляется массив сечений поглощения озона с помощью интерполяции значений применения сплайна температурного профиля.
5. Производится расчет отношения обратного рассеяния на длине волны 355 нм по алгоритму, описанному в модуле «Аэрозоль».
6. Загружаются параметры аэрозольной коррекции из БД.
7. Производится расчет озона.
8. Проводится скользящее усреднение профилей концентрации озона и аэрозоля.
9. Вычисляется интегральное содержание озона от 12 до 35 км, выраженное в ед. Добсона.
10. Проводится проверка расчетов и, при необходимости, их коррекция.
11. Производится расчет погрешностей всех определяемых параметров.
12. Построение графиков основных вычисляемых величин с погрешностями.
13. Сохранение результатов обработки в БД.

Поскольку зондирование озона проводится на длинах волн 308 и 355 нм, то в качестве дополнительных параметров к озону вычисляются также высотные профили $R(355)$ и $B(355)$ в качестве аэрозольных характеристик. Таким образом, как по результатам зондирования озона, так и аэрозоля вычисляются профили отношения обратного рассеяния на длине волны 355, но с разницей по времени в 1

час. Поэтому модуле «озон/аэрозоль» на правом верхнем графике для сравнения приводятся оба этих профиля.

Пример вычисления концентрации озона с погрешностями приведен на рис. 2.9. Слева сверху – концентрация озона; справа сверху – величина отношения обратного рассеяния $[R(355,z)-1]$ – синяя линия, красная линия – та же величина по результатам зондирования аэрозоля, для сравнения; слева внизу – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 355 нм $[B(355,z)]$ в сравнении с оптико-микрофизической моделью; справа внизу – абсолютная погрешность концентрации озона. На левом верхнем графике также отображается значение интегральной концентрации озона, в слоях от 12 до 35 км, выраженное в единицах Добсона.

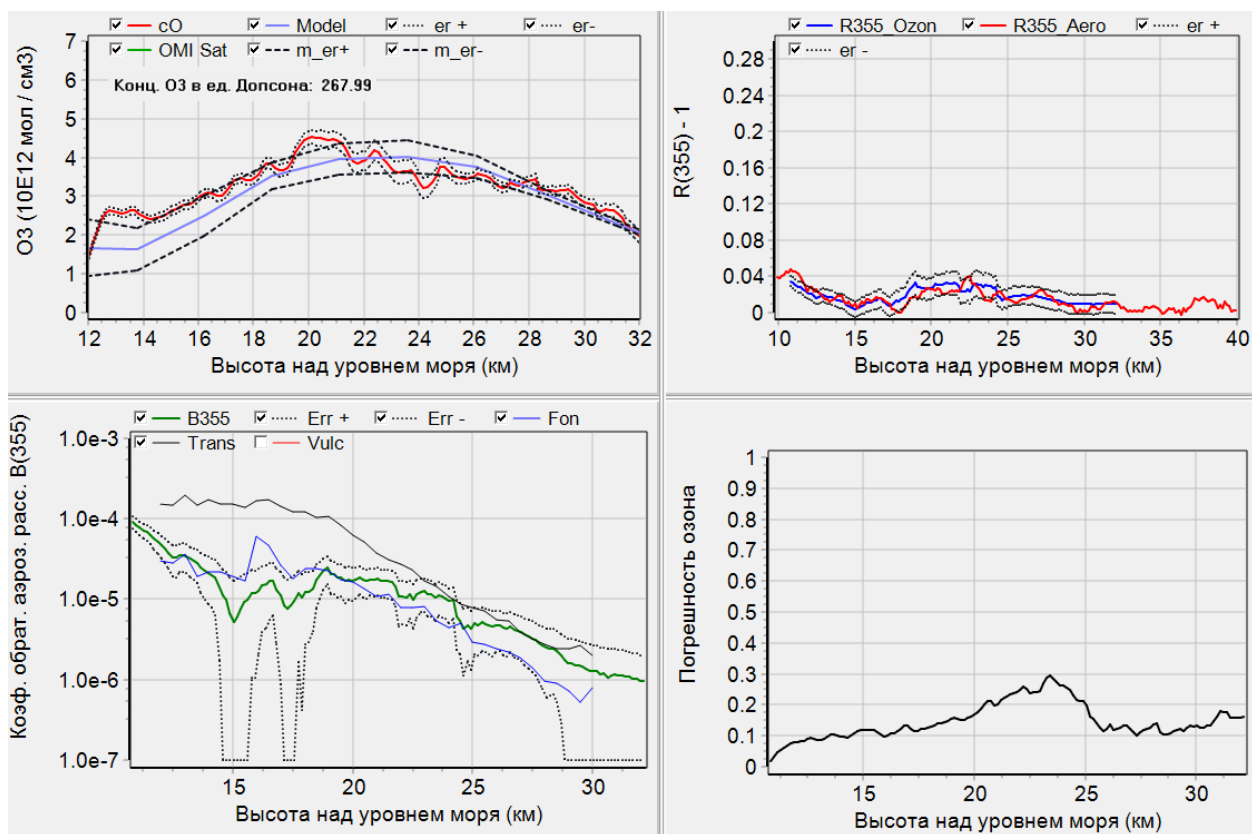


Рисунок 2.9 – Пример зондирования концентрации озона над Обнинском

5.07.2015г.

Модуль «Температура»

Если температурные измерения проводятся всю ночь, то данный алгоритм

применим к каждой отдельной группе 45-минутных или 1.5-часовых измерений.

Алгоритм совместного вычисления вертикальных профилей температуры и аэрозоля:

1. По результатам стыковки слабого и сильного сигналов определяется нижний предел обработки.
2. Определяется высота точки привязки к модели. Данная высота одновременно является верхним пределом обработки.
3. Производится расчет молекулярных коэффициентов ослабления с использованием данных по модели Auga-2014.
4. По разнице логарифмов сигналов с учетом априорной информации рассчитываются профили отношения обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм.
5. Производится расчет высотных профилей температуры с учётом аэрозольной составляющей.
6. Далее также происходит расчет молекулярных коэффициентов ослабления, но уже с использованием данных температуре лидарного зондирования.
7. Производится окончательный расчет отношения обратного рассеяния и температуры с использованием молекулярных коэффициентов ослабления, полученных по данным лидарного зондирования.
8. Рассчитывается степень деполяризации аэрозольного рассеяния.
9. Вычисляется средний температурный профиль за всю ночь. Далее применяется сглаживающий сплайн, чтобы исключить лишние флуктуации.
10. Проводится вычисление потенциальной энергии гравитационных волн для каждой отдельной группы температурных измерений, а также среднего спектра плотности энергии за всю ночь с использованием вэйвлет-анализа.
11. Производится расчет погрешностей всех определяемых параметров.
12. Построение графиков основных вычисляемых величин с погрешностями.
13. Сохранение результатов обработки в БД.

На рис. 2.10 представлено окно, в котором производится автоматическая обработка сигналов лидарного зондирования по температуре в общем виде.

Показаны 4 основных графика: температура (левый верхний), отношение обратного рассеяния (правый верхний), полный температурный профиль от 0 до 70 км (левый нижний), а также погрешность и флуктуации температуры относительно сплайна температуры за ночь на одном графике (правый нижний).

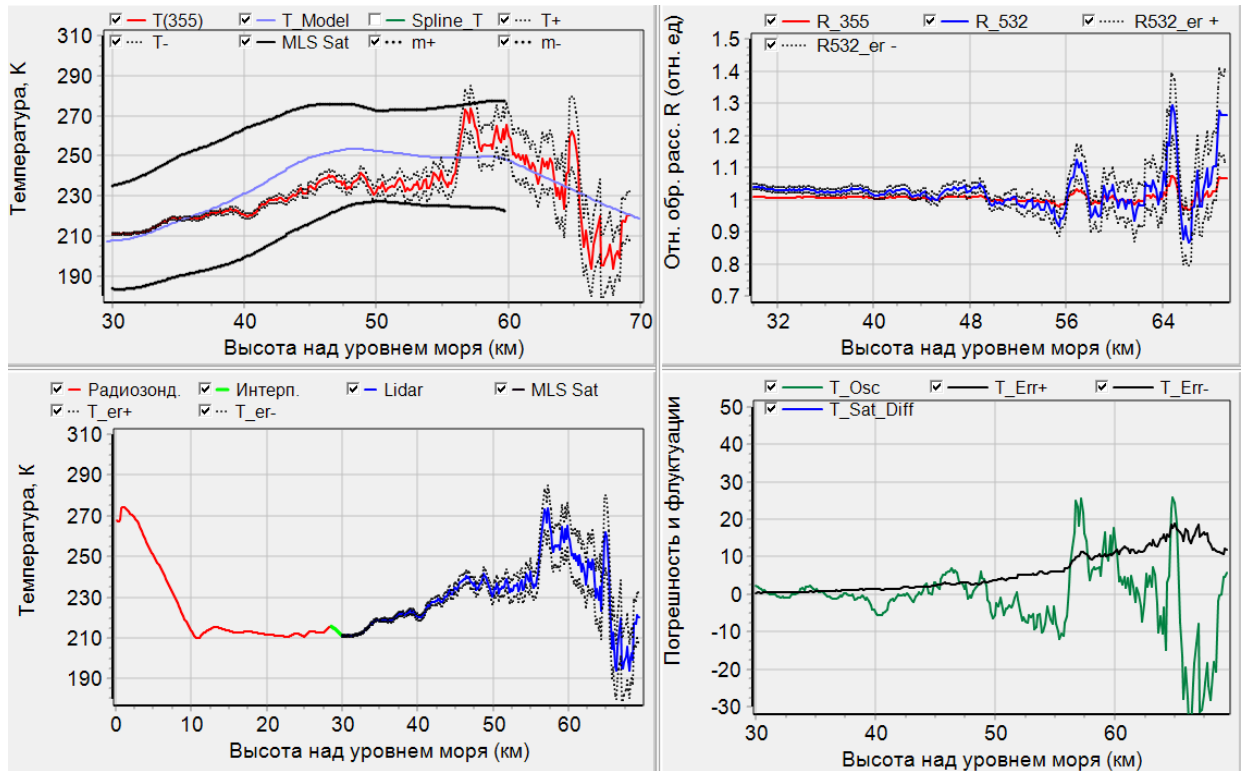


Рисунок 2.10 – Пример совместного вычисления температуры и относительного содержания аэрозоля по данным лидарного зондирования температуры над Обнинском 25.11.2012 г.

На рис. 2.11 показан пример вычисления потенциальной энергии гравитационных волн, относящихся к тому же измерению.

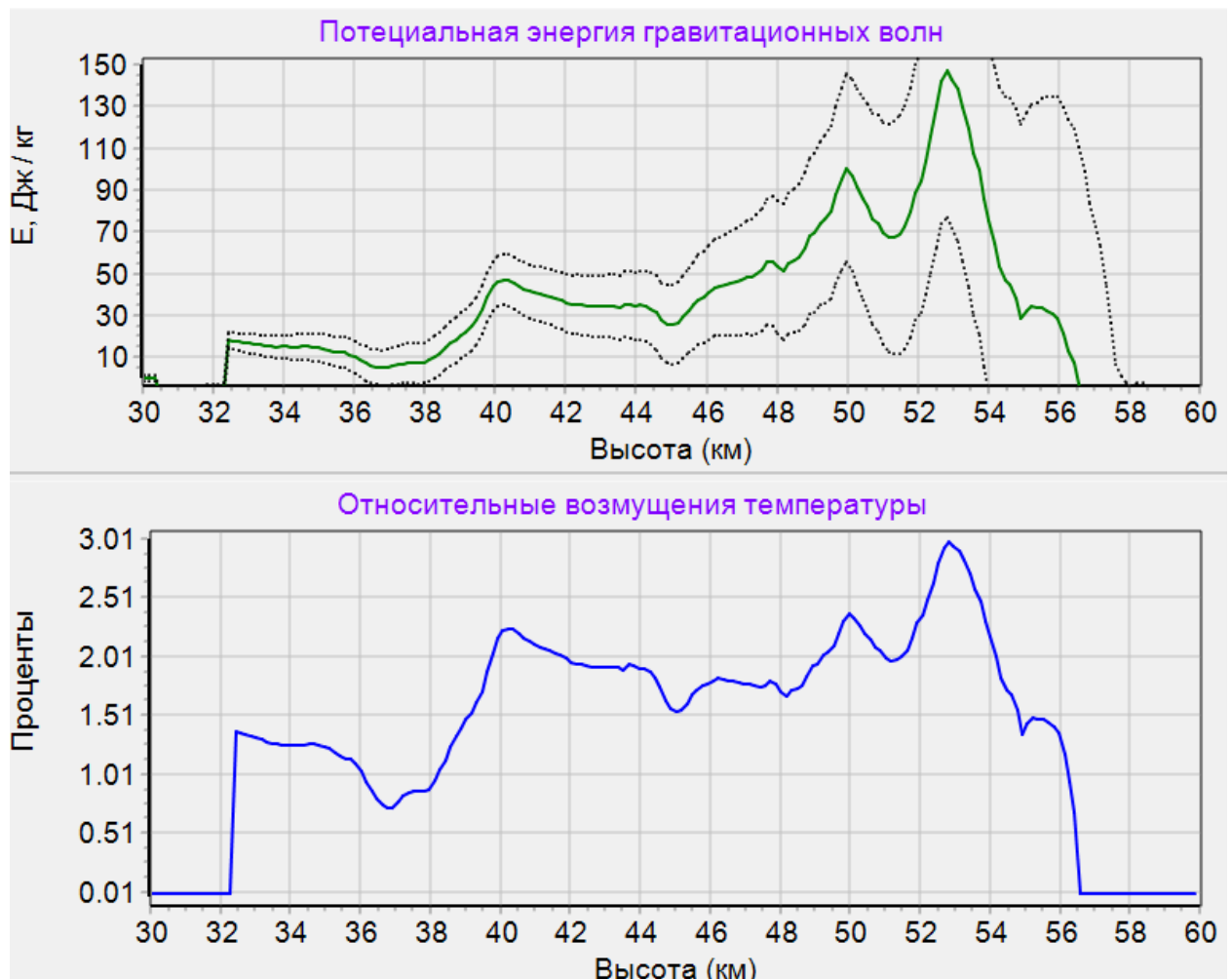


Рисунок 2.11 – Пример вычисления потенциальной энергии гравитационных волн

2.5 Разработка программного комплекса для анализа волновых возмущений температуры

В качестве отдельной подпрограммы в рамках программного комплекса ОАЛИ, был разработан модуль для анализа волновых возмущений температуры. В его помощью оператор как в ручном, так и в автоматическом режиме может определить различные характеристики волновых процессов.

По измерениям температурных флуктуаций в средней атмосфере, проведенным с помощью лидара АК-3, могут быть определены волновые возмущения (ВВ) с вертикальной длиной волны в пределах от 1-2 км до примерно 30 км [168]. Нижняя граница задается необходимостью определенного пространственного усреднения сигналов с целью снижения уровня шумов сигнала. Верхняя граница определяется размерами трассы зондирования, в данном случае от 30 до 70 км. Период исследуемых волн может составлять от десятков минут до примерно 15 часов. Нижняя граница данного интервала задается длительностью

требуемого временного усреднения сигналов, а верхняя граница - максимальной продолжительностью измерений в темное время суток.

Для выделения температурных флуктуаций профиль температуры аппроксимируется сглаживающим сплайном. Параметры сплайна выбираются таким образом, чтобы сплайн отображал только плавно меняющуюся с высотой составляющую профиля температуры. Разница между исходным профилем и сплайном дает флуктуационную компоненту температурного профиля, пример которой приведен на рис. 2.12. Следует отметить, что погрешности температуры, связанные с неопределенностью в задании граничного условия, в основном, входят в плавно меняющуюся с высотой составляющую. Поэтому погрешности флуктуационной части нарастают с высотой медленнее, чем это показывает рис. 2.12.

Применение сплайна фактически означает наложение низкочастотного фильтра на высотный профиль температуры. Флуктуации температуры обычно связывают с волновыми процессами в средней атмосфере. Но могут быть и другие причины флуктуаций, например, скачки температуры на границах зоны повышенной турбулентности.

Рассмотренный метод используется в том случае, если в сеансе измерений было проведено только одно температурное зондирование. Если измерения продолжались длительное время (всю ночь), то температурные флуктуации определяются по отношению к среднему за ночь профилю. При этом также берется только гладкая часть этого профиля, выделяемая сглаживающим сплайном. Такой способ выделения температурных колебаний позволяет выделить также и долгопериодные длинноволновые (до 30 км) колебания, к которым относятся в частности, гармоника суточных приливных колебаний.



Рисунок 2.12 – Выделение температурных флуктуаций с помощью сглаживающего сплайна

Определение плотности потенциальной энергии гравитационных волн.

По результатам определения флуктуаций температуры $\Delta T(h)$ находятся высотные профили плотности потенциальной энергии ИГВ. Выражение для энергии ИГВ на единицу массы воздуха $E_v(z)$ имеет следующий вид [142]:

$$E_v(h) = \frac{1}{2} \frac{g^2(h)}{N^2(h)} \frac{\langle \Delta T(h)^2 \rangle}{T_0(h)^2},$$

где $g(h)$ – ускорение свободного падения; $N(h)$ – частота Брента-Вяйсяля; $\langle \Delta T(h) \rangle$ – среднеквадратическая величина температурных флуктуаций; $T_0(z)$ – средний температурный профиль; частота Брента-Вяйсяля $N(h)$ определяется формулой:

$$N^2(z) = \frac{g}{T_0} \left(\frac{dT_0}{dz} + \frac{g}{c_p} \right)$$

где c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении; производная dT_0/dz находится из лидарных измерений путем дифференцирования сплайна,

описывающего гладкую часть спектра.

Для устранения избыточных флуктуаций при расчете $\langle \Delta T(h)^2 \rangle$ применялось дополнительное скользящее усреднение по высоте с интервалом усреднения 5 км. Кроме того, из экспериментально полученных флуктуаций $\langle \Delta T(z)^2 \rangle_{\text{э}}$ - вычитается часть, обусловленная дробовым шумом фоторегистрации $\langle \Delta T(z)^2 \rangle_{\text{ш}}$: $\langle \Delta T(z)^2 \rangle = \langle \Delta T(z)^2 \rangle_{\text{э}} - \langle \Delta T(z)^2 \rangle_{\text{ш}}$.

Пример плотности потенциальной энергии $E_v(h)$ представлен на рис. 2.13, где показан средний за ночь 6-7 ноября 2015 г. вертикальный профиль. На 50 км значение потенциальной энергии равно 200 дж/кг, что является достаточно большим значением. Это связано с годовым ходом потенциальной энергии ИГВ, при котором значительное возрастание наблюдается к ноябрю, когда характерные значения энергии достигают значений, типичных для зимнего периода. Указанная сезонная зависимость высотных профилей плотности потенциальной энергии гравитационных волн в целом соответствует известным из литературы данным независимых измерений.

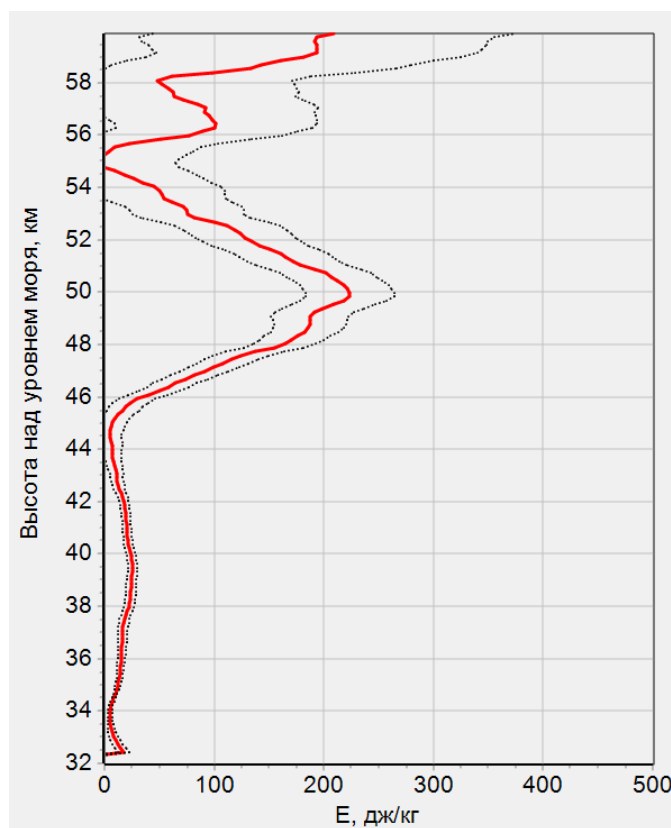


Рисунок 2.13 Средний за ночь 6-7 ноября 2015 г. высотный профиль плотности потенциальной энергии ИГВ

Применение вэйвлет-анализа для определения спектральных характеристик волновых возмущений. Известно, что инерционно-гравитационные волны распространяются в атмосфере под некоторым углом к горизонту, и групповая скорость волн имеет вертикальную составляющую, направленную вверх/вниз. При этом амплитуда волновых колебаний в атмосфере возрастает с высотой. При достижении критического уровня энергия и импульс частично, или полностью передаются в окружающую среду. В такой ситуации наиболее предпочтительным методом выявления и анализа структуры волновых процессов является применение вэйвлет-анализа, который дает информацию как о частотных параметрах волновых процессов, так и об их локализации в пространстве.

Для обработки лидарных измерений использовалось непрерывное комплексное вэйвлет-преобразование, которое записывается следующим образом [143]:

$$W(s,b) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi * \left(\frac{t-b}{s} \right) dt ,$$

где s – масштаб вэйвлета; b – параметр пространственного сдвига; $f(t)$ – преобразуемая функция; t – независимая переменная (в нашем случае расстояние); Ψ – базовая функция вэйвлета.

Из числа известных базовых функций была выбрана функция Морле 6-го порядка [144]. Общая запись для функций типа Морле имеет вид:

$$\Psi(x) = \frac{1}{\sqrt{\pi f_b}} e^{i 2 \pi f_c x - \frac{x^2}{f_b}} , \quad (2.1)$$

где f_b – полоса частот, f_c – центральная частота – безразмерные переменные, для функции Морле 6-го порядка $f_b = 2$, $f_c = 0.96$.

Выбранная базовая функция дает достаточно хорошее частотное разрешение (относительное разрешение по частоте около 20%) и одновременно вполне удовлетворительное представление о локализации процессов. Кроме того, пространственный масштаб Морле-вэйвлета практически совпадает с соответствующей длиной волны для Фурье-преобразования, что упрощает интерпретацию результатов его применения.

Для дискретной последовательности отсчетов сигнала $f(t_n) = f_n$, ($n=0, \dots, N-1$)

выражение (2.1) преобразуется к виду

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} f_n \Psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta l}{s} \right],$$

где n – индекс пространственного сдвига с шагом δl .

Численные расчеты выполнялись с использованием функции `cwt` (continuous wavelet transform) из известного пакета прикладных программ MATLAB [143]. Для анализа брались температурные профили от 30 до 70 км. Результатом применения функции `cwt` является матрица, элементом которой является структура (реальная $\text{Re}(W_n(s))$ и мнимая $\text{Im}(W_n(s))$ части вэйвлета). Каждая строка матрицы соответствует определенному масштабу и изменяющейся высоте. Масштаб $s=0.15 \cdot i$, где i – номер строки, высота $h=30+0.15 \cdot j$, где j – номер столбца. Для выбранного вэйвлета вертикальная длина волны $\lambda = 1.03s$, соответствующее вертикальное волновое число $m=2\pi/\lambda$.

Для дальнейшего анализа брались либо мощность вэйвлет-преобразования $|W(h, \lambda)|^2 = [\text{Re}^2(W_n(s)) + \text{Im}^2(W_n(s))]^{1/2}$, либо его реальная часть $\text{Re}(W(h, \lambda)) = |W(h, \lambda)| \cos \Phi(h, \lambda) = \text{Re}(W_n(s))$. Мощность вэйвлет-преобразования $|W(h, \lambda)|^2$ определяет локальный спектр флуктуаций. Реальная часть $\text{Re}(W(h, \lambda))$ несет информацию об изменении с высотой как амплитуды $|W(h, \lambda)|$, так и фазы волны $\Phi(h, \lambda)$.

В случае работы программы в интерактивном (не автоматическом) режиме, оператор может выбрать один из трёх вариантов анализа температурных флуктуаций (рис. 2.6):

- 1) вэйвлет-анализ относительных флуктуаций температуры для измерений, проведенных в течение ночи. Этот тип анализа позволяет визуально определить длины волн, которые проявляли себя в течение ночи наиболее активно, а также интерактивно оценить относительную спектральную плотность и плотность потенциальной энергии волны, определенной длины и на определенном участке трассы. Можно наблюдать за развитием волновой активности в течение ночи.
- 2) расчёт и анализ фаз и средней амплитуда на всем спектре длин волн; совокупность измеренных $\text{Re}(W(h, \lambda))$, относящихся к определенной серии измерений и объединенных в фазовые диаграммы, позволяет проводить идентификацию волновых возмущений, а также определять

ключевые параметры волн - фазовую скорость $V_B(\lambda_B)$ и период волны $T(\lambda_B)$; позволяет визуально оценить направление распространения волны определенной длины: вверх или вниз; также строится интегральный по высоте спектр интенсивности волн, позволяющий определить длины волн, проявляющих наибольшую активность в течение ночи;

- 3) расчёт спектральной плотности потенциальной энергии; некоторые глобальные климатические модели с высоким разрешением используют эти данные для определения источника волн, изучения распространения и диссипации волн, а также для учёта передачи энергии в верхнюю стратосферу и нижнюю мезосферу. Может использоваться для сравнения с данными, полученным из других источников.

Каждому из приведенных вариантов соответствует свой алгоритм расчета.

Алгоритм вэйвлет-анализа относительных флуктуаций температуры для измерений, проведенных в течение ночи.

Введем некоторые обозначения:

$W[\Delta T_i(h)] = W_i^c(h, L)$ – комплексная функция 2-х переменных, в дискретном виде – матрица, где $i = 1..N$ – номер группы, h – высота (от 30 до 65 км), а L – масштаб (по диапазону длин волн).

$W_i(h, L) = \sqrt{[\text{Re}W_i^c(h, L)]^2 + [\text{Im}W_i^c(h, L)]^2}$ – амплитуда вэйвлет-преобразования.

$F_i(h)$ – сигналы, усредненные по группам.

$T_i(h)$ – профиль температуры для конкретной группы.

$\langle T_i(h) \rangle_N$ – усредненная по группам температура.

$\langle T_i(h) \rangle_N \equiv T_s$

$T_{\text{спл}}(h)$ – сплайн от T_s .

$$\Delta T_i(h) = \frac{T_i(h) - T_{\text{спл}}(h)}{T_{\text{спл}}(h)}$$

При моделировании сигналов с шумами используются те же обозначения, только с буквой «м» сверху, а шумовые величины в буквой «ш».

1. Берутся все сигналы (получасовые) за ночь, делятся на несколько групп по 3 сигнала в каждой (если сигналы по 30 минут, то группа = 1.5 часа) - $F_i(h)$, где h – высота над лидаром, а N – количество групп. При этом в группах находятся сигналы с интервалом в 1.5 часа (т.е. 1 группа – 1+2+3 сигнал, 2 группа 4+5+6 сигнал и т.д.)
2. По каждому усредненному в рамках группы сигналу находится температура – $T_i(h)$.
3. Находится $\langle T_i(h) \rangle_N$, и на нее накладывается аппроксимирующий сплайн – получается гладкая средняя температура за всю ночь, из которой исключены все возможные флуктуации – $T_{\text{спл}}(h)$. При этом рассчитанная температура по каждой из групп сохраняется в отдельные массивы.
4. Для каждой из N групп рассчитываются относительные флуктуации температуры – $\Delta T_i(h)$. Эти флуктуации содержат как короткопериодные, так и долгопериодные колебания.
5. Далее происходит вычисление матрицы контролируемых шумов, состоящее из 100 / N циклов, в каждом из которых:
 - 5.1. Последовательно вносятся шумы по методу Монте-Карло во все сигналы в каждой из групп. Варьируются также и другие параметры, например, точка привязки температуры к модели.
 - 5.2. По каждой группе сигналов с шумами вычисляется смоделированная температура – $T_i^M(h)$. Она сохраняется в отдельные массивы.
 - 5.3. Находится средняя смоделированная температура по всем N группам, и на нее накладывается аппроксимирующий сплайн – получается гладкая средняя температура с контролируемой погрешностью за всю ночь, из которой исключены все возможные флуктуации – $T_{\text{спл}}^M(h)$.
 - 5.4. Для каждой из N групп рассчитываются относительные флуктуации смоделированной температуры $\Delta T_i^M(h)$.
 - 5.5. Для каждой из N групп находится чисто шумовая компонента:

$$T^{\text{ш}}(h) = \Delta T_i(h) - \Delta T_i^M(h) \text{ – разница флуктуаций.}$$

- 5.6. Для каждой из N групп проводится вэйвлет-анализ (комплексной функцией Морле) шумовой компоненты $T^{\text{ш}}(h)$. В результате анализа получаем матрицу амплитуд шума $W_i^{\text{ш}}$ размерностью $h \cdot L$.
- 5.7. Находится матрица среднего шума по всем N группам - $\langle W_i^{\text{ш}}(h, L) \rangle$.
6. Находится матрица среднего шума в результате двойного усреднения по группам и по циклу испытаний - $\langle \langle W_i^{\text{ш}}(h, L) \rangle_N \rangle_{\text{цикл}} \equiv W^{\text{ш}}(h, L)$. Таким образом, имеем матрицу амплитуд шумов, усредненных, в итоге, по 100 циклам.
7. Для каждой из N групп (сигналов за 1.5 часа) проводится следующий анализ:
- 7.1. Проводится вэйвлет-анализ (комплексной функцией Морле) относительных флуктуаций температуры. В результате получаем экспериментальный вэйвлет-спектр $W_i^{\text{э}}(h, L)$.
- 7.2. Вычисляем очищенный от шума экспериментальный вэйвлет-спектр $W_i(h, L) = W_i^{\text{э}}(h, L) - W_i^{\text{ш}}(h, L)$.
- 7.3. Рассчитываем матрицы отношений $W_i^{\text{э}}(h, L) / W_i^{\text{ш}}(h, L)$.
- 7.4. С использованием рассчитанного заранее (описание приведено ниже) вектора доверительных вероятностей $P_{\text{дв}}(j)$ проводится линейная двумерная интерполяция и матрица отношений преобразуется в матрицу доверительных вероятностей $W_{\text{дв}}(h, L)$.
- 7.5. Строим графики: рядом отображаем экспериментальный вэйвлет-спектр относительных флуктуаций температуры, рассчитанный за 1.5 часа и очищенный от шума $W_i(h, L) \cdot C$, где C - константа $= \frac{10^6}{2\pi \cdot 155}$, и матрицу доверительных вероятностей $W_{\text{дв}}(h, L)$.

Такой метод позволяет выделить как короткие длины волн, так и длинные во флуктуациях температуры за данные 1.5 часа относительно измерений за всю ночь. Суть заключается в том, что находятся флуктуации температуры за текущие 1.5 часа относительно средней, сглаженной сплайном, температуры за всю ночь. Аналогичный алгоритм применяется при расчете погрешностей спектра и вычислении доверительных вероятностей.

На рисунке 2.14 показан вэйвлет-спектр, в котором отчётливо прослеживается температурное возмущение с длиной волны ~ 15 км.

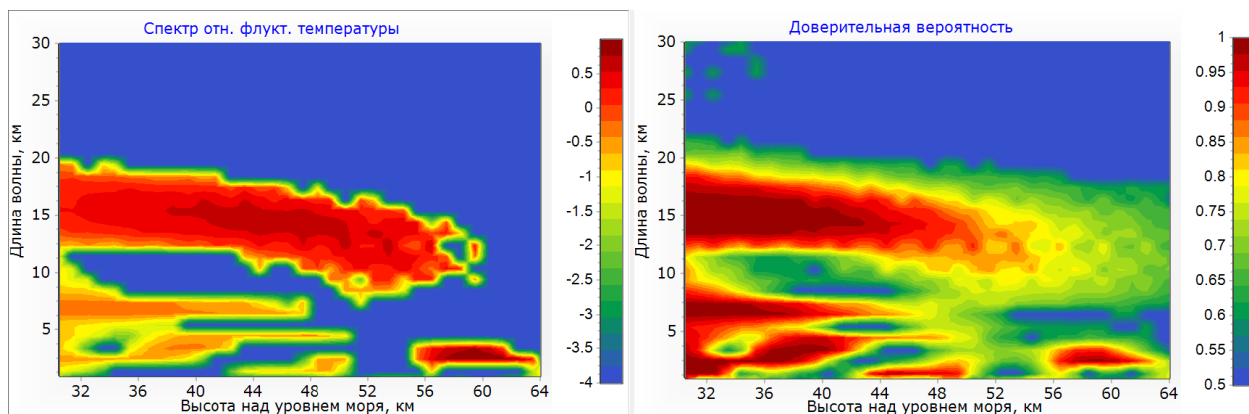


Рисунок 2.14 – Слева – полуторачасовой очищенный от шума экспериментальный вэйвлет-спектр, справа - матрица доверительных вероятностей

Влияние шумов и определение вероятностных характеристик вэйвлет-спектров. Поскольку температурные флуктуации измеряются на фоне шумовой компоненты сигналов, то необходимым элементом анализа является оценка влияния шумов на получаемые результаты. При регистрации сигналов методом счета фотонов основной вклад в шумовую компоненту дают дробовые шумы, статистические свойства которых известны и проверялись на соответствие теории для фотоприемников, используемых в лидаре в специальных экспериментах. Для оценки влияния шумов проводилось численное моделирование методом Монте-Карло, поскольку связи температурного профиля с сигналами имеют достаточно сложный характер. Схема проводимых численных экспериментов состояла в следующем. Сначала формировались некоторые гладкие исходные сигналы, которые по величине (количеству зарегистрированных фотоотсчетов) соответствовали реально регистрируемым экспериментальным сигналам, но из которых исключалась флуктуационная компонента путем наложения сглаживающего сплайна. При этом исключались как дробовые шумы, так и присутствующие в сигнале флуктуации, связанные с вариациями атмосферных параметров. Далее в эти сигналы вводились случайные дробовые шумы, соответствующие амплитуде сигналов. После этого сигналы подвергались стандартной обработке, в результате чего определялся вэйвлет-спектр

«температурных» флуктуаций чисто шумового происхождения. После проведения достаточного числа испытаний определялась матрица среднеквадратических величины шума $\sigma^2(h, L) = \langle |W^{\text{ш}}(h, L)|^2 \rangle$. Затем испытания проводились заново и определялись вероятности превышения $|W(h, L)|$ в единичном испытании над среднеквадратическим уровнем $\sigma(h, L)$ в заданное число раз k_n , где k_n выбиралось из некоторого заранее выбранного набора чисел. По результатам численного эксперимента $p_n(k_n)$ строилась непрерывная зависимость $P(k)$ -вероятностей превышения амплитуды шума относительно его среднеквадратического уровня. Оказалось, что эти зависимости практически совпадают для всех длин волн L и близки к теоретическому распределению χ^2 для белого шума [144]:

$$2 \frac{|W(h, L)|^2}{\sigma^2(h, L)} \Rightarrow \chi^2_2$$

Алгоритм расчета вектора доверительных вероятностей вэйвлет-спектра мощности температурных флуктуаций методом Монте-Карло.
Формирование типичного сигнала:

Берется сигнал в числах зарегистрированных фотонов средний за 1.5 часа, аппроксимируется сплайном. Берется гладкая часть.

Расчет среднего шумового спектра:

1. В сигнал и в параметры расчета температуры вносятся шумы.
2. Рассчитывается температура.
3. После наложения сплайна находятся флуктуации.
4. Находится вэйвлет-спектр (комплексная функция Морле) флуктуаций

$W^2(h, L)$, h – высота, L – масштаб (по длинам волн).

В цикле 1-5 находится средний вэйвлет-спектр по 1000 испытаний - $\langle W^2(h, L) \rangle$, берется $W^{\text{ш}}(h, L) = (\langle W^2(h, L) \rangle)^{1/2}$ - это матрица среднего шума, она запоминается.

Определение доверительных вероятностей:

Задаются уровни превышения над шумом. Например, ряд $U_j = 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0$ (индекс j).

Масштабы разбиваются на несколько групп, например, 3 группы 0-6, 6-10, 10-18 (индекс k).

Далее в цикле:

Выполняются пункты 1-4 предыдущей последовательности операций и находится вэйвлет-спектр $W_i(h, L)$ - спектр для i -той реализации (эксперимента, всего их 1000).

5. Находится матрица $W_i(h, L) / W^{\text{ш}}(h, L)$.

6. По каждой группе масштабов k находится число превышений уровня j - $n(k, j)$ и берутся отношения $n(k, j) / n_{\text{гр}}(k) / 1000$, где $n_{\text{гр}}(k)$ – число элементов матрицы спектра, относящихся к группе k (это постоянные величины, зависящие от выбранного масштаба). Получается двумерный массив.

Проводится усреднение этого массива по всем испытаниям. Получаются вероятности $P(k, j)$, величины $P_{\text{дв}}(k, j) = 1 - P(k, j)$ – доверительные вероятности, увеличивающиеся с индексом j . Для контроля строятся 3 графика зависимости $1 - P(k, j)$ от величины U_j , где U_j – уровень превышения над шумом. Анализ 3 графиков (рис. 2.15) показал, что значения в группах 0-6, 6-10, 10-18 (индекс k) почти не отливаются друг от друга. Поэтому был вычислен средний вектор значений по 3 группам для ряда $U_j = 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0$. Вектор $P_{\text{дв}}(j)$ доверительных вероятностей сохраняется в файл для последующего использования в программе расчета.

$P_{\text{дв}}$ не зависит от того, какой сигнал берется за исходный средний за 1.5 часа или за ночь. Меняется амплитуда шумовых флуктуаций, но частота превышений не изменяется.

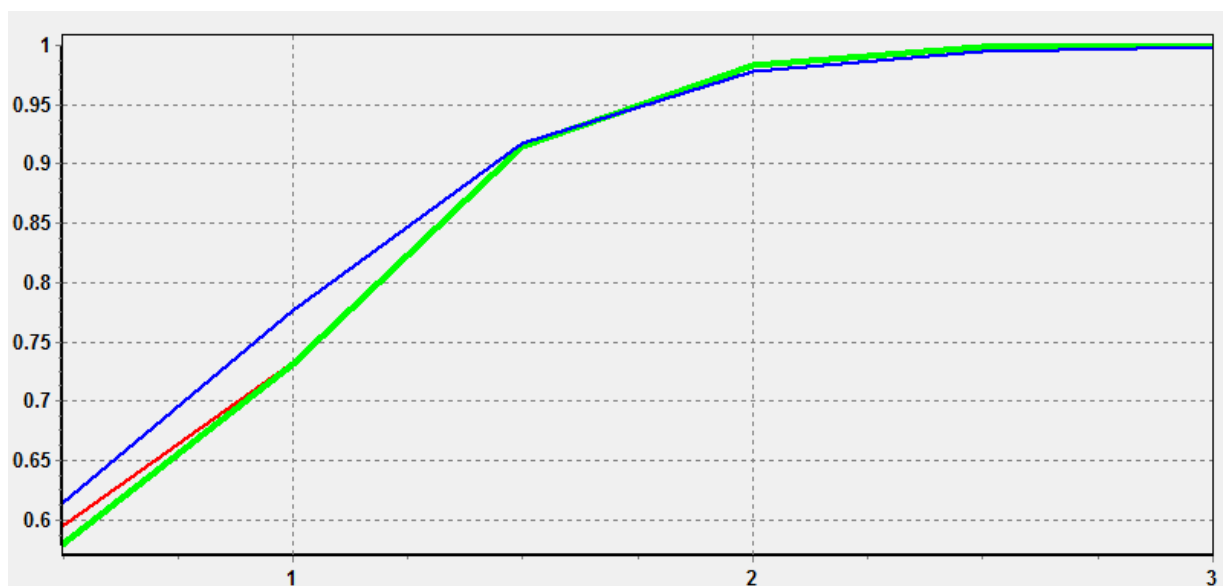


Рисунок 2.15 – График 3 групп зависимости доверительной вероятности (по оси Y) от уровней превышения над шумом (по оси X)

Определение относительной спектральной плотности ИГВ и плотности потенциальной энергии отдельной волны. Здесь рассмотрены вопросы, относящиеся к анализу мощности вэйвлет-преобразования $|W(h, \lambda)|^2$. Данная величина определяет локальный спектр температурных флуктуаций

$$F_{\Delta T}(\lambda, h) = C|W(\lambda, h)|^2,$$

где коэффициент “С” – константа.

Суммирование $|W(\lambda, h)|^2$ по переменной h дает глобальный вэйвлет-спектр [144]:

$$F_{\Delta T}(\lambda) = \frac{C}{N_h} \sum_h |W(\lambda, h)|^2.$$

Глобальный вэйвлет спектр $F_{\Delta T}(m)$ совпадает со сглаженным Фурье спектром мощности от исходного ряда $\Delta T(h)$, при этом характер сглаживания определяется выбранным базисным вэйвлетом. Константа “С” определяется из соотношения, являющегося аналогом теоремы Парсеваля:

$$\frac{1}{N_h} \sum_h \left[\frac{\Delta T(h)}{T_0(h)} \right]^2 = \sum_{\lambda} F_{\Delta T}(\lambda) 2\pi \delta \lambda / \lambda^2.$$

Спектру температурных флуктуаций соответствует локальный спектр плотности потенциальной энергии [142]:

$$F_E(\lambda, h) = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{N} \right)^2 F_{\Delta T}(\lambda, h)$$

Для оценки интенсивности температурных флуктуаций удобно рассматривать отношение $F_{\Delta T}(\lambda, h) / F_{SAT}$, где F_{SAT} представляет спектр флуктуаций в ИГВ при достижении уровня насыщения. Теория [47], рассматривающая различные механизмы насыщения и нелинейного взаимодействия волн, а также простые соображения, вытекающие из анализа размерностей [145], приводит к выражению:

$$F_{SAT} = \alpha N^4 / (g^2 m^3),$$

где α – параметр. В частности, в теории линейного насыщения α меняется от 1/2 для квазимонохроматической волны до 1/10 для широкого спектра [142].

Вэйвлет-спектр $F_{\Delta T}(\lambda, h)$ дает зависимость от высоты отдельных спектральных компонент волновых возмущений. Особенный интерес это представляет в случае, когда имеются выделенные по интенсивности длины волн. Рассмотрим для этого случая функцию $F_{\Delta T}(\lambda, h)$, взятую не для отдельной длины волны λ , а усредненную по некоторому интервалу от $\lambda - \Delta \lambda$ до $\lambda + \Delta \lambda$, накрывающему весь спектр отдельного возмущения. Известно, что длина волны отдельного возмущения может меняться с высотой [146]. Изменение центральной длины волны отдельного ВВ нередко отмечалось и по вэйвлет-спектрам, полученных в наших измерениях. Для учета этого эффекта в первом приближении было принято, что центральная длина волны $\lambda(h)$ может линейно меняться с высотой h , а интервал $\Delta \lambda$ остается неизменным. Таким образом, будем рассматривать для отдельных «волн» усредненный вэйвлет-спектр, отнесенный к уровню насыщения F_{SAT} :

$$F_w(h) = \frac{C}{K_m} \sum_{\Delta \lambda} |W(\lambda, h)|^2 \frac{1}{F_{SAT}} \quad (2.2)$$

где K_m – число пикселей, соответствующих интервалу усреднения $2\Delta \lambda$. Поскольку отдельные возмущения относятся к квазимонохроматическому типу, параметр α в F_{SAT} берется равным 1/2. Величина $F_w(h)$ измеряется в относительных единицах и показывает, насколько спектральная мощность температурных флуктуация приближается к уровню насыщения (в насыщении $F_w(h) = 1$).

Рассмотрим также величину плотности потенциальной энергии для отдельной волны $E(h)$. Ее зависимость от высоты дается выражением:

$$E(h) = \sum_{\Delta \lambda} |F_E(\lambda, h)|^2 2\pi \delta \lambda / \lambda^2, \quad (2.3)$$

где суммирование ведется по спектру волны, так же, как и в выражении (2.2).

Известно, что непосредственное применение формул (2.2) и (2.3) приводит к ошибочным результатам вблизи границ рассматриваемого высотного интервала (так называемый краевой эффект [144]). В связи с этим была рассмотрена возможность проведения коррекции искажений $F_w(h)$ и $E(h)$, вызванных краевыми эффектами. Для этого была выполнена серия численных экспериментов с зависимостями $\Delta T(h)$ типа синусоиды с медленно меняющейся огибающей:

$\Delta T(h) = U(h) \cdot \sin(2\pi h/\lambda + \varphi_0)$. В частности, рассматривались огибающие вида $U(h)=1$ и $U(h)=\exp(h/h_0)$. По их результатам рассчитывался фактор коррекции для энергии $K_E(\lambda, h) = E(h) / E_0(h)$, где $E_0(h)$ – неискаженная величина энергии волны, и аналогичный фактор $K_w(\lambda, h)$ для спектральной плотности $F_w(h)$. Численные эксперименты показали, что значения факторов коррекции зависят как от λ , так и от вида огибающей $U(h)$. Наибольший интерес представляет коррекция искажений для случая свободного распространения волны, когда зависимость амплитуды $ВВ$ от высоты можно считать близкой к экспоненциальной. Соответственно, для проведения коррекции были взяты факторы $K(\lambda, h)$, полученные для случая экспоненциального роста амплитуды волны.

Рассмотренная методика была реализована в программном обеспечении в рамках специальной интерактивной программы. В качестве иллюстрации ее применения рассмотрим обработку измерений, проведенных 21-22 ноября 2014 г. (рис. 2.16). На левом поле рис. 2.16 показана вэйвлет-диаграмма интенсивности относительных флуктуаций температуры $F_{\Delta T}(m, h)$ для длины волны $\lambda=10$ км, полученная для измерений № 11-13 ночью 21-22.11.14. Слева, на вэйвлет-диаграмме обозначено выбранное вручную оператором возмущение – сплошная линия соответствует центральной длине волны $\lambda(h)$, а штриховые линии обозначают границы спектра возмущения. Центральная длина волны в рассматриваемом диапазоне высот уменьшается от 12.4 до 11.6 км, интервал длин волн составляет 4 км. На правом поле рис. 2.16 показан спектр относительных температурных флуктуаций, усредненный по частотам выбранного возмущения $F_w(h)$ (сплошная линия), оценка погрешности величины $F_w(h)$ (тонкие пунктирные линии), теоретическая зависимость $F_w(h)$ при распространении волны без диссипации энергии (толстая штриховая линия). Из рис. 2.16 видно, что в диапазоне высот от 30 до 60 км волна распространяется практически без потерь энергии и по порядку величины достигает уровня, близкому к уровню насыщения.

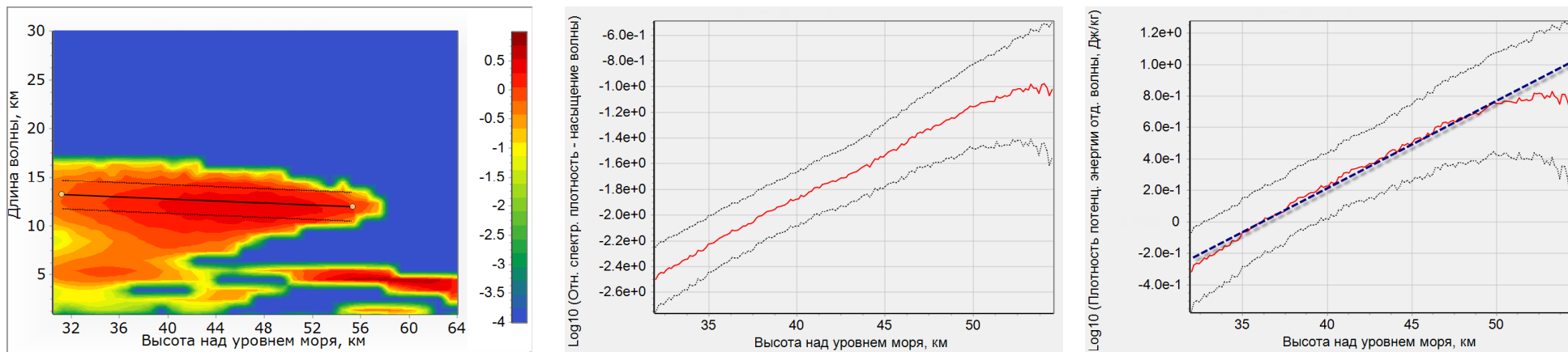


Рисунок 2.16 Характеристики выделенных ВВ, наблюдавшихся 22.11.14 г., изм. № 11-13. Ось абсцисс - высота h , км. Левое поле – вэйвлет диаграмма $F_{\Delta T}(\lambda, h)$ с обозначенными границами ВВ, ось ординат - длина волны λ , км. Среднее поле – высотная зависимость $\lg F_w(h)$, правое поле - высотная зависимость $\lg E(h)$. Штриховые линии на графиках $\lg F_w(h)$ и $\lg E(h)$ показывают коридор погрешностей

Фазовые диаграммы для серии ночных измерений. В алгоритме расчета фаз использовались те же обозначения, что и в алгоритме вэйвлет-анализа относительных флуктуаций температуры. Работа производится как с полчасовыми сигналами, так и с 15-ти минутными.

Алгоритм расчета фаз и средней амплитуды на спектре длин волн от 0 до 30 км:

1. Берутся все сигналы (полчасовые) за ночь, делятся на несколько групп по 3 сигнала в каждой - $F_i(h)$, где h – высота над лидаром, а N – количество групп. При этом в группах находятся сигналы с интервалом в пол часа (а не 1.5 часа, как в другом алгоритме), проводится скользящее усреднение сигналов, то есть 1 группа – 1+2+3 сигнал, 2 группа 2+3+4 сигнал и т.д.
2. По каждому усредненному в рамках группы сигналу находится температура – $T_i(h)$.
3. Находится средняя температура по всем N группам, и на нее накладывается аппроксимирующий сплайн – получается гладкая средняя температура за всю ночь, из которой исключены все возможные флуктуации – $T_{\text{спл}}(h)$. При этом также сохраняется уже рассчитанная температура по каждой из групп в отдельные массивы.
4. Для каждой из N групп (сигналов за 1.5 часа) проводится следующий анализ:
 - 4.1. Рассчитываются относительные флуктуации температуры (вычисленной в п.2 и п.3) – $\Delta T_i(h)$.
 - 4.2. Проводится вэйвлет-анализ (комплексной функцией Морле) флуктуаций температуры. В результате получаем экспериментальный вэйвлет-спектр $W^{\text{э}}(h, L)$. Это матрица, каждый элемент которой содержит реальную и мнимую часть спектра. Обе эти части характеризуют собой фазу волны. Для анализа фаз берется только реальная часть – $W^{\text{э}}.\text{Re}[h, L]$.
 - 4.3. Для каждой из заданных длин волн, например, 4, 7, 15 и 25 км запоминается $W^{\text{э}}.\text{Re}[h, L]$ в отдельный массив.
 - 4.4. Для всего спектра длин волн (от 0.16 км до 30 км с шагом 0.155 км) вычисляется средняя амплитуда вдоль всей трассы – $W_i[h, L]$.
5. Находится средняя амплитуда для всего спектра длин волн по всем N группам. Т.е. средняя амплитуда за ночь вдоль всей трассы по каждой длине

волны. Строится график средних амплитуд за всю ночь (рис. 2.17). Он позволяет определить те длины волн, анализ фаз (рис. 2.18) которых следует проводить за данную ночь.

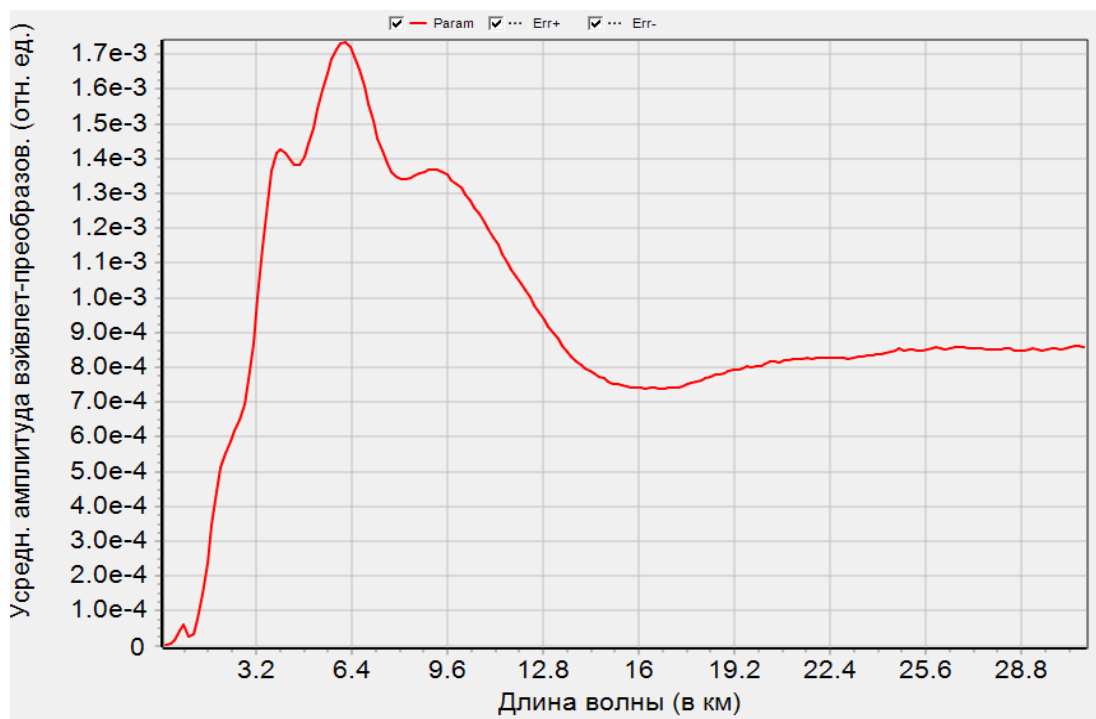


Рисунок 2.17 – Усредненные за ночь и вдоль всей трассы амплитуды для всего спектра длин волн

6. Анализируя график на рис. 2.17 можно выделить характерную длину волны - 6 км. Записываем данные длины волн для анализа фаз и повторяем расчет фаз еще раз. При этом задаем доверительную вероятность, например, 0.6. Учет доверительной вероятности при повторном расчете убирает из матрицы фаз значения, которые ниже заданного уровня (исходя из рассчитанной ранее матрицы доверительных вероятностей).
7. Далее на графике фаз отображаются результат Wavelet-преобразования флуктуаций температуры за всю ночь для заданной длины волны, в данном случае (рис. 2.18) – 6 км. На графике можно наблюдать определенный сдвиг фаз для волны длиной 6 км. Видно, что в течение семи 15-ти минутных измерений фаза волны последовательно менялась на одну и ту же величину. Если с помощью мышки провести угол (рис. 2.18) – красная линия, то

программа вычислит фазовую скорость и период волны на заданной высоте и запишет эти значения в файл.

8. Кнопками «<<<<» и «>>>>» можно выбирать разные длины волн для анализа. Затем заново проводить углы для вычисления необходимых значений.

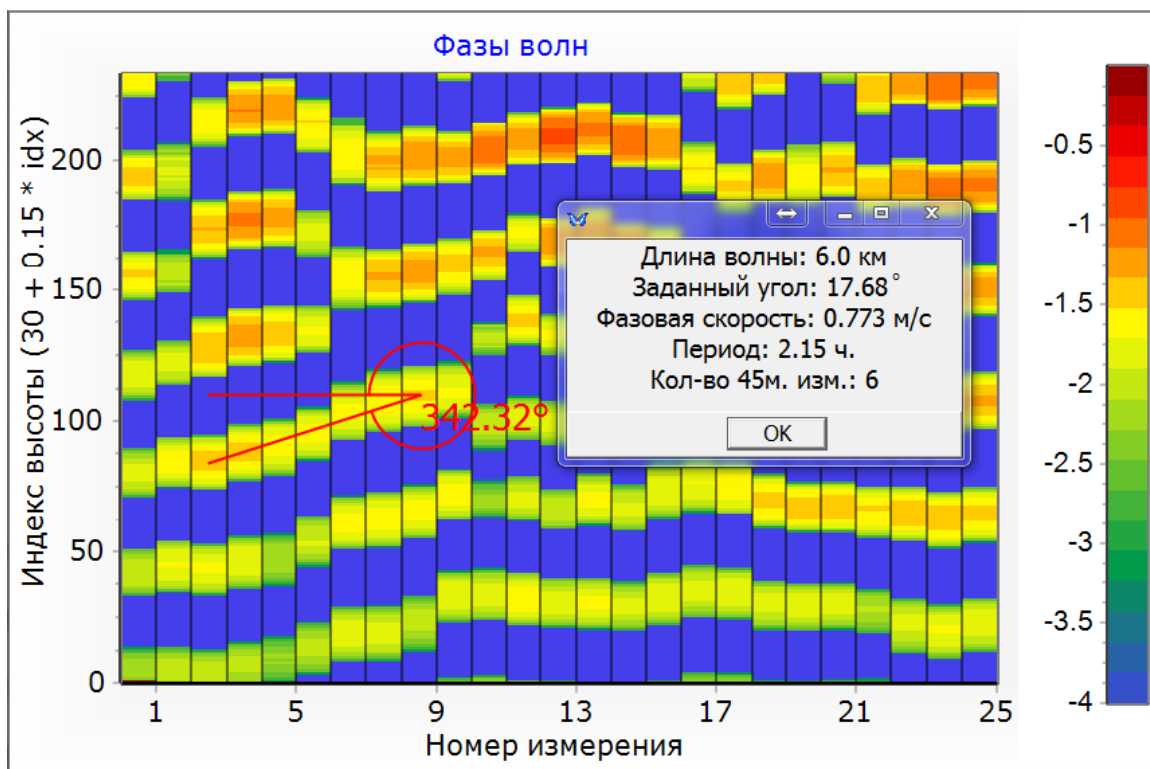


Рисунок 2.18 – Анализ фазы волны длиной 6 км за всю ночь. По оси Y – расстояние вдоль трассы, по оси X – N (номер группы, измерения за 45 мин)

Таким образом оператор анализирует фазовые диаграммы и определяют характеристики ВВ: длину волны, её период и фазовую скорость.

Расчет спектра плотности потенциальной энергии ИГВ. В данном алгоритме также используются введенные ранее обозначения.

Алгоритм расчета спектральной плотности потенциальной энергии ИГВ и их погрешностей за всю ночь измерений (расчет возможен только в случае выбора опции анализа флуктуаций температуры за всю ночь измерений):

1. Берутся все сигналы (получасовые) за ночь, делятся на несколько групп по 3 сигнала в каждой - $F_i(h)$, где z – высота над лидаром, а N – количество групп. При этом в группах делятся таким образом, чтобы в каждой было по 3 не

повторяющихся сигнала (т.е. 1 группа – 1+2+3 сигнал, 2 группа 4+5+6 сигнал и т.д.)

2. По каждому усредненному в рамках группы сигналу находится температура – $T_i(h)$.
3. Находится средняя температура по всем N группам, и на нее накладывается аппроксимирующий сплайн – получается гладкая средняя температура за всю ночь, из которой исключены все возможные флуктуации – $T_{\text{спл}}(h)$. При этом также сохраняется уже рассчитанная температура по каждой из групп в отдельные массивы.
4. Для каждой из N групп рассчитываются флуктуации температуры (не относительные) $T_{\text{фл}}(h) = T_i(h) - T_{\text{спл}}(h)$. Эти флуктуации содержат как короткопериодные, так и длиннопериодные колебания.
5. Для средней сглаженной сплайном температуры за ночь находится частота Брента-Вайсяля $N(h)$ по формуле:

$$N^2(h) = \frac{g}{T_0} \left(\frac{dT_0}{dh} + \frac{g}{c_p} \right), \text{ где } T_0 = T_{\text{спл}}(h).$$

6. Для каждой из N групп рассчитываются вэйвлет спектры относительных флуктуаций температуры, и записываются в отдельные матрицы – $W_i^3(h, L)$. При этом, сначала, флуктуации температуры приводятся к виду относительных – $\Delta T_i(h)$. Отметим также, что матрицы $W_i^3(h, L)$ содержат шум.
7. Далее происходит вычисление спектра флуктуаций температуры с внесенными контролируемыми шумами, состоящее из 100 / N циклов, в каждом из которых:
 - 7.6. Последовательно вносятся шумы по методу Монте-Карло во все сигналы в каждой из групп. Варьируются также и другие параметры, например, точка привязки температуры к модели.
 - 7.1. Вычисляется температура по смоделированным сигналам с шумами по каждой группе. Она сохраняется в отдельные массивы – $T_i^M(h)$.
 - 7.2. Находится средняя смоделированная температура по всем N группам, и на нее накладывается аппроксимирующий сплайн – получается гладкая

средняя температура с контролируемой погрешностью за всю ночь, из который исключены все возможные флуктуации – $T_i^M_{\text{спл}}(h)$.

7.3. Для каждой из N групп рассчитываются флуктуации смоделированной температуры $T^M_{\text{фл}}(h) = T_i^M(h) - T_i^M_{\text{спл}}(h)$.

7.4. Флуктуации температуры для каждой группы приводятся к виду относительных флуктуаций смоделированных температур: $\Delta T_i^M(h)$.

7.5. Далее, для каждой из N групп рассчитываются вэйвлет спектры относительных флуктуаций смоделированной температуры, и записываются в отдельные матрицы $W_i^M(h, L)$.

7.6. Для каждой длины волны относительные флуктуации температуры с погрешностью сначала домножаются до энергии ИГВ, а затем находится их спектр. Это делается для того, чтобы потом можно было рассчитать погрешность спектра. При этом профили высоты ограничиваются на 50 км, поскольку дальше идет высокий уровень шумов. Спектр также суммируется по группам.

$$E_{\lambda}^i = \frac{C}{N_h} \sum_h W_i^M(h, L) * 0.5 * g_{45}^2 / N^2(h)$$

7.7. Также вычисляется матрица шума спектра, средняя по 100 циклам, чтобы потом с её помощью вычислять шумовую часть спектра относительных флуктуаций температуры, домноженного до потенциальной энергии ИГВ - $W^{\text{ш}}(h, L)$.

8. Таким образом, для каждой из групп вычисляется по 2 матрицы:

а) вэйвлет матрица экспериментального спектра: $W_i^{\text{э}}(h, L)$;

б) вэйвлет матрица спектра, очищенная от шума: $W_i(h, L) = W_i^{\text{э}}(h, L) - W_i^{\text{ш}}(h, L)$.

9. Далее, каждая группа домножается до потенциальной энергии ИГВ, а затем для каждой из групп находится спектр потенциальной энергии ИГВ с использованием матрицы экспериментального спектра - $W_i^{\text{э}}(h, L)$, из которой не вычтен шум:

$$\widetilde{E}_{\lambda} = 0.5 * g_{45}^2 / N^2(h) * \frac{C}{N_h} \sum_h W_i^{\text{э}}(h, L)$$

10. Затем для каждой из групп вычисляются погрешности спектра как среднее по количеству испытаний, приходящихся на 1 группу ($100 / N_{\text{гр}}$) от квадрата спектра относительных флуктуаций температуры без вычитания шумов минус спектр флуктуаций смоделированной температуры:

$$\sigma E_{\lambda}^2 = \langle (\widetilde{E}_{\lambda} - E_{\lambda}^i)^2 \rangle$$

11. И, в заключение, для каждой из групп вычисляется спектр потенциальной энергии ИГВ по матрице спектра, очищенной от шума $W_i(h, L)$:

$$E_{\lambda} = 0.5 * g_{45}^2 / N^2(h) * \frac{C}{N_h} \sum_h W_i(h, L)$$

Затем на графиках строится средний спектр по всем группам, очищенный от шума с погрешностями в зависимости от волнового числа. Средняя погрешность спектра по всем группам находится по формуле:

$$\sigma E_{\lambda} = \frac{1}{N_{\text{гр}}} \sqrt{\sum \sigma E_{\lambda}^2}$$

Пример такого графика представлен на рис. 2.19.

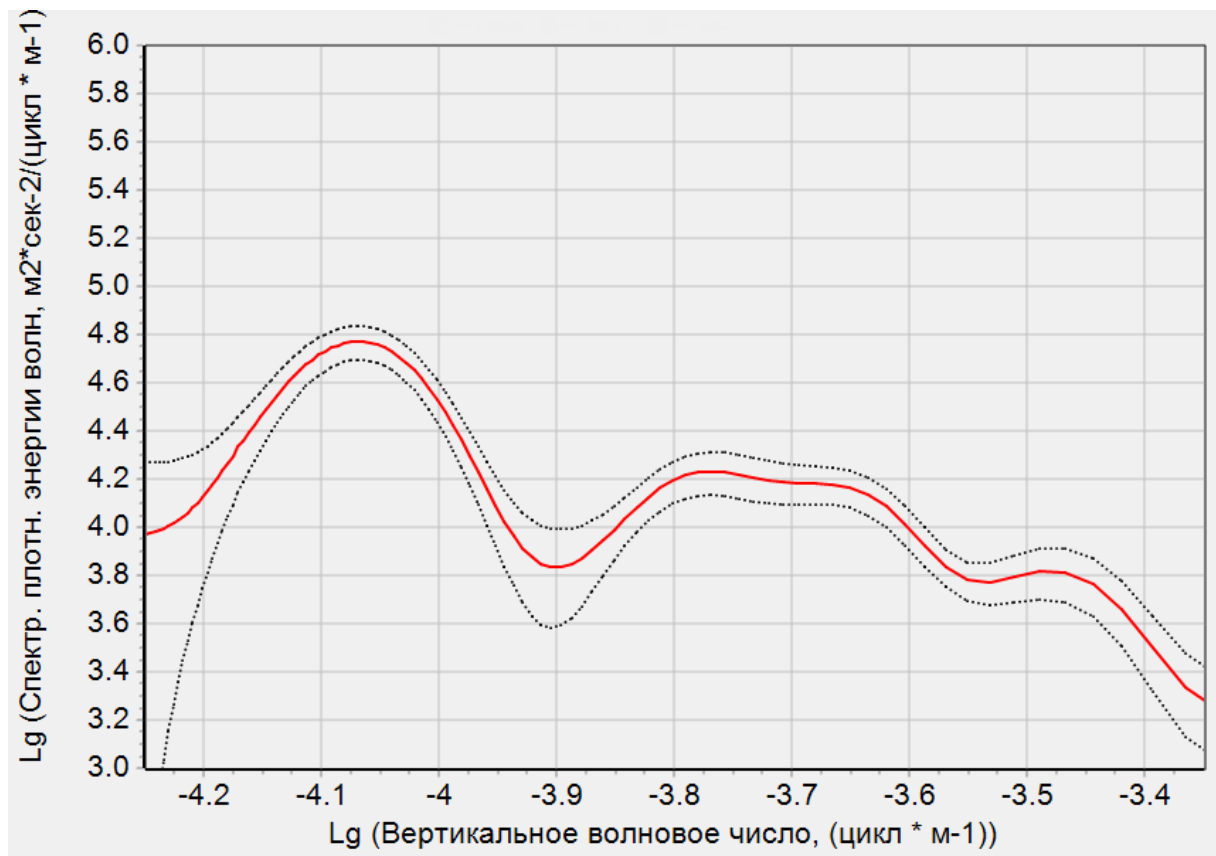


Рисунок 2.19 – спектральная плотность потенциальной энергии ИГВ, очищенная от шума с погрешностями за ночь в логарифмическом масштабе за всю ночь 26-27.03.2014 г.

Спектральная плотность потенциальной энергии ИГВ вычисляется программой обработки в автоматическом режиме в случае, если измерения температуры длились всю ночь.

2.6 Программное обеспечение для работы с результатами лидарного зондирования

Программа “Lidar Data Manipulation” предназначена для работы с результатами лидарных измерений, хранящимся в базе данных (рис. 2.20).

Задайте фильтр

Д/В нач.	Тип измер.
29.01.2016 19:19	Озон/Аэрозоль
24.01.2016 21:20	Поляризация
24.01.2016 20:12	Озон/Аэрозоль
15.01.2016 01:41	Температура
14.01.2016 22:23	Поляризация
14.01.2016 21:14	Озон/Аэрозоль

Информация измерения

Дата и время начала измерения: 15 января 2016 г. 01:41

Продолжит.измер.(мин): 00:15

Комментарий: 15.01.2016

Номер измер: 05

Фильтр

Тип измерения

Период
с 01.01.1900 по 31.12.2099

Показать все Найти

Исключить часовые измер.

Выбрать все

Станция: Обнинск

Операция обработки: Усреднение

OK

Рисунок 2.20 – Выборка данных из БД в программе “Lidar Data Manipulation”

Основные возможности программы:

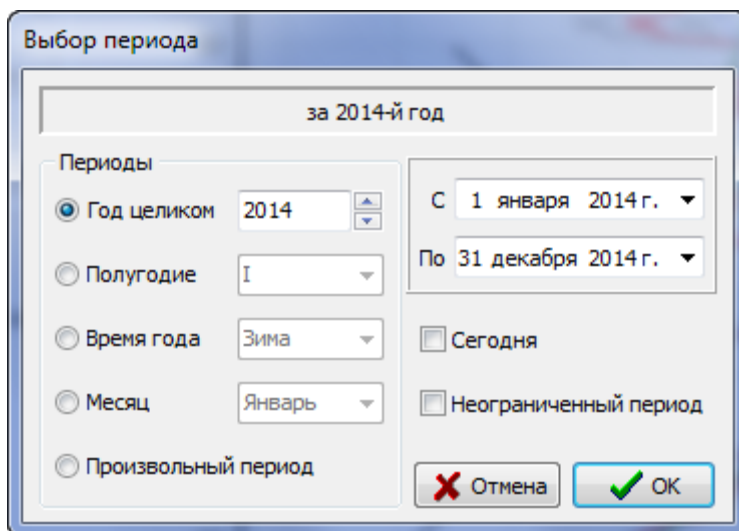
- Обзор базы данных результатов измерений. Возможность выбора региона, типа измерений и периода обработки
- Расчет средних профилей по любому из параметров за определенный промежуток времени
- Учет средних погрешностей
- Расчет средневзвешенного модельного профиля
- Сравнение расчетных результатов с модельными и спутниковыми
- Построение графиков интегральных величин озона и аэрозоля за определенный промежуток времени
- Синхронный анализ данных с разных станций
- Возможность выбора месяца модели для сравнения
- Экспорт результатов работы программы в Excel

Работа с программой

Для того чтобы рассчитать средние значения какого-либо профиля, нам нужно:

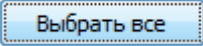
1. Выбрать регион, например, .

2. Задать период обработки, например, 2014 год целиком.



3. Выбрать тип измерения: температура, аэрозоль или озон.



4. Из БД загрузится список измерений в соответствии с заданным фильтом. Из данного списка необходимо выбрать какие-либо конкретные измерения, или нажать кнопку .

5. Далее выбрать параметр для расчета по конкретному типу измерения, например, если тип измерения температуры, то параметр может быть



6. Если мы хотим сравнить наш параметр со спутниковыми данными, то необходимо поставить соответствующую галочку



Результатом расчета будет заданный профиль в соотвии с фильтом в сравнении с средневзвешенной моделью и спутниковыми данными (также за выбранный период). Пример – рисунок 1. Программа автоматически определит месяц модели, или, если задан большой период, например год, модельный профиль будет рассчитан с учетом весовых коэффициентов измерений за каждый месяц и выведен на график для сравнения. То же самое справедливо и для спуниковых данных.

Если необходимо построить какую-либо интегральную характеристику, например концентрацию озона в единицах Добсона от 12 до 35 км за длительный период, нужно выполнить действия пунктов 1-5, и затем отметить галочкой ☒ Интегральный график. Результатом работы будет рис. 2.21.

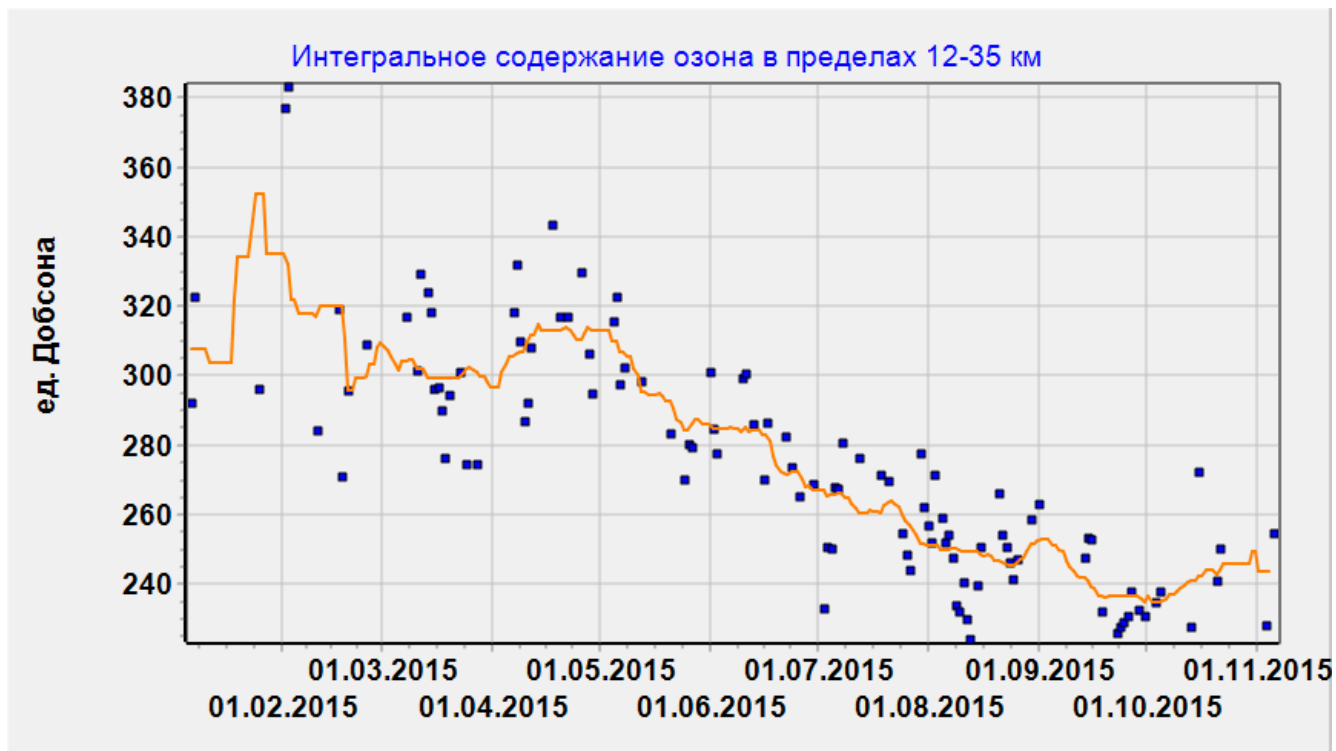


Рисунок 2.21 – интегральное содержание озона за 2015 г. в пределах 12-35 км над Обнинском

Иногда для удобства отображения информации на графике необходимо использовать логарифмический масштаб. Для этого выбираем нужный нам параметр, например «Коэффициент обратного аэрозольного рассеяния на 532 нм», нажимаем «ОК» и ставим галочку ☒ **LogX**. Пример – рис. 2.22.

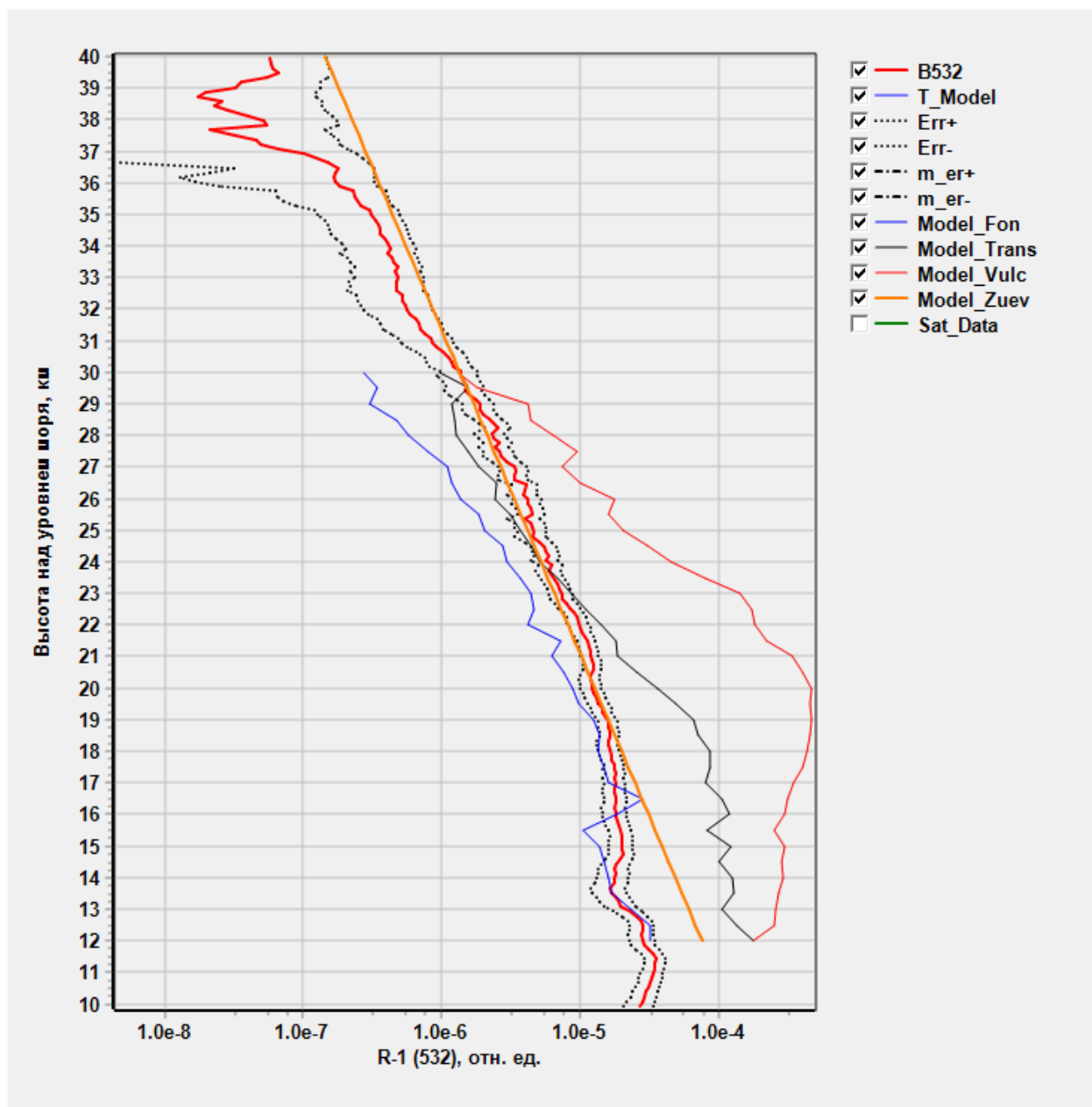


Рисунок 2.22 – профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в логарифмическом масштабе.

Если нужно сделать более детальный анализ или необходимо построить другие типы графиков, данные можно экспортировать в Excel кнопкой . Результаты расчетов будут сохранены в файл Data.xls.

2.7 Выводы по главе 2

Создан программный комплекс «Обработка и анализ лидарных измерений», который включает в себя методы обработки сигналов измерений температуры, характеристик аэрозоля, концентрации озона, а также разработанные модели реализованы. Программный комплекс позволяет в автоматическом и интерактивном режимах проводить обработку сигналов трехволнового лидарного зондирования.

В рамках программного комплекса ОАЛИ разработан интерактивный модуль для определения характеристик ВВ, локализованных во времени и в определенном интервале длин волн (волновых пакетов). С помощью модуля ВВ рассчитываются высотные профили усредненного спектра температурных флуктуаций и плотности потенциальной энергии для отдельного ВВ, а также высотные профили потенциальной энергии ИГВ. Разработанная методика впервые позволила исследовать спектральные характеристики отдельных волновых пакетов, в виде которых, как показывают данные измерений, и наблюдаются ВВ средней атмосферы. Для выделения ВВ на фоне хаотических флуктуаций температуры разработан метод фазовых диаграмм, применяемый к серии непрерывных измерений, проводимых в течение ночи. По фазовым диаграммам в интерактивном режиме определяются период и фазовая скорость для ВВ с определенной длиной волны.

ГЛАВА 3. РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В главе дано описание методов и алгоритмов для оценки состояния средней атмосферы по данным лидарного зондирования температуры, характеристик аэрозоля и концентрации озона. Приведены примеры анализа и оценки различных параметров в виде информационного сообщения, полученные с помощью программы автоматической обработки.

Программа ОАЛИ в автоматическом режиме обрабатывает и анализирует данные лидарного зондирования. Особенность данного программного продукта состоит в том, что данные не просто обрабатываются и сохраняются в БД, но после обработки происходит сравнение результатов обработки с характерными для данных широт и сезона моделями. Затем происходит анализ изменения характеристик средней атмосферы по каждому полю и региону отдельно, поскольку данных много и поступают они с разных станций.

Первым шагом в применении методики анализа профилей температуры, аэрозоля и озона является непосредственный их расчет, методы которого подробно рассмотрены в 1 и 2 главах. Далее эти профили анализируются на предмет соответствия совокупности параметров используемых моделей, а затем дается некоторая оценка состояния средней атмосферы. Для каждого поля были разработаны разные методики анализа. Сравнение проводится на основе критериев, представленных ниже.

3.1 Анализ вертикальных профилей температуры

Вопрос о выборе фоновой модели температуры средней атмосферы был рассмотрен в обзоре литературы данной работы. В результате проведенного анализа известных моделей в качестве базовой фоновой модели была выбрана Aura-2014. Модель содержит среднемесячные высотные профили температуры средней атмосферы и описывает изменения температуры средней атмосферы, происходящие в течение года для нужной широты. Накопление достаточного

большого объема измерительной информации, полученной на Обнинской лидарной станции, позволило провести сопоставление данных измерений с моделью Auga-2014. В результате было получено подтверждение возможности использования данной модели как фоновой базовой модели для выявления возмущений температуры средней атмосферы.

Для анализа температурных профилей также задаются границы вероятных вариаций температуры (на уровне вероятности превышения 1%) в средней атмосфере по результатам ракетных измерений [147]. При построении указанных границ для температурных вариаций в [147] обобщены результаты 273 пусков, проведенных в Волгограде в зимний период 1969 – 1982 г.г. Границы задаются относительно модели Auga-2014 для каждого месяца отдельно.

Методика и алгоритмы оценки. Все возмущения вертикальных профилей температуры средней атмосферы можно разделить в соответствии с их временным масштабом на медленно и быстроменяющиеся. Поскольку лидарные измерения проводятся в течение ночи (темного времени суток), то данный промежуток времени является естественным масштабом для разделения этих двух видов возмущений температуры. Исходя из этого, изменения, происходящие в течение нескольких дней или более длительных промежутков времени, будем относить к медленным изменениям. К ним относятся сезонные и межгодовые изменения температуры, планетарные волны, стратосферные потепления. Быстрые изменения происходят в течение ночи измерений, и, как правило, имеют волновую природу. Основным типом волн, наблюдающихся в атмосфере средних широт, являются инерционно-гравитационные волны. Кроме того, при определенных условиях в лидарных измерениях проявляются приливные волны.

Выявление медленно меняющихся возмущений проводится путем сравнения экспериментально полученных температурных профилей со среднестатистическими модельными профилями. Мерой отклонения служит среднеквадратическое отклонение, заданное в статистической модели. Отступления от этого критерия могут иметь место во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП), которые вызываются масштабными изменениями циркуляции в полярной стратосфере и мезосфере, в частности,

деформацией или разрушением полярного стратосферного вихря. Индикатором наступления события ВСП может служить скорость и направление среднезонального ветра на широте 60° с.ш. и высоте 10 гПа. Во время события ВСП температура в течение нескольких суток может отклониться в плюс на несколько десятков градусов от модельной. Максимальное отклонение зависит от широты, чем больше широта, тем большими могут быть отклонения. Для широты Обнинска в качестве величины максимального отклонения можно принять 70 К.

Для оценки интенсивности волновых возмущений используется высотный профиль плотности потенциальной энергии ИГВ. На основании большого объема данных лидарного зондирования по температуре на Обнинской лидарной станции задаются средние высотные профили и их среднеквадратичные отклонения, различные в зависимости от сезона года.

Спектральные характеристики волновых возмущений температуры определяются с помощью вэйвлет-анализа. Наибольший интерес представляет спектр плотности потенциальной энергии волн. По спектрам также были составлены средние высотные профили в зависимости от длин волн, и их отклонения для каждого сезона отдельно по данным Обнинской станции.

Таким образом, в настоящее время имеется достаточно надежная информация по средним параметрам волновых возмущений атмосферы в зависимости от сезона. Данные о вариациях тех или иных параметров носят предварительный характер. В дальнейшем необходимо уточнение данных о вариациях параметров в ходе проведения регулярных измерений на лидарной сети.

Алгоритм строится в соответствии с рассмотренной выше методикой. При рассмотрении отклонений экспериментально полученных величин от их модельных значений задаются пределы допустимых отклонений, (далее допустимые пределы), под которыми понимается отклонения на уровне 2 или 3σ (где σ среднеквадратическое отклонение) в случае, когда имеется распределение вероятности наблюдения значений рассматриваемой величины по литературным данным. Если достоверные статистические данные для рассматриваемой величины отсутствуют, то первоначально параметр σ задается с использованием метода экспертной оценки, а затем его значение уточняется в процессе эксплуатации лидарной сети.

Результатам анализа является информационное сообщение, в котором последовательно отображен ход анализа и сделан вывод.

Алгоритм оценки состояния температуры средней атмосферы:

1. Обработка сигналов обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм со стандартным временем накопления (1 измерение - 1 час, либо в течение ночи последовательность измерений по 1.5 часа).
2. Сопоставление вертикального профиля температуры с моделью Aura-2014 с коридором предельных значений (квантиль 1%) в диапазоне высот от 30 до 60 км. Если отклонение от модельного профиля с учётом коридора находится в допустимых пределах, то делается вывод о том, что «выхода за пределы допустимых значений моделей не обнаружено», иначе вывод о том, что «зафиксированное возмущение температуры на данном интервале высот выходит за верхнюю или нижнюю границу модели, требуется дополнительный анализ».
3. Анализ плотности потенциальной энергии ИГВ (средней на двух участках 30-45 км и 45-60 км) на выход за пределы 2 сигма от средних значений по сезону с учетом погрешностей. Если полученные средние значения превышают допустимый порог на любом из двух участков, то в информационное сообщение заносится информация типа «плотность потенциальной энергии гравитационных волн [30.12.2014 20:37] в диапазоне от 30 до 45 км выходит за пределы 2 сигма, требуется дополнительный анализ».
4. Анализ спектров плотности потенциальной энергии ИГВ (длина волны от 3 до 25 км) на выход за пределы 3 сигма от средних значений по сезону. Если полученные средние значения превышают допустимый порог на участке спектра шириной в 4 км минимум, то в информационное сообщение заносится информация типа «Спектр плотности потенциальной энергии гравитационных волн [15.03.2015 21:48] выходит за пределы 3 сигма» и приводятся параметры возмущения: диапазон длин волн, длина волны максимума и максимальная спектральная плотность.

В заключении обработки измерений температуры формируется информационное сообщение, который после окончания обработки сохраняется в файл, имя которого содержит дату и тип измерения – рис. 3.1.

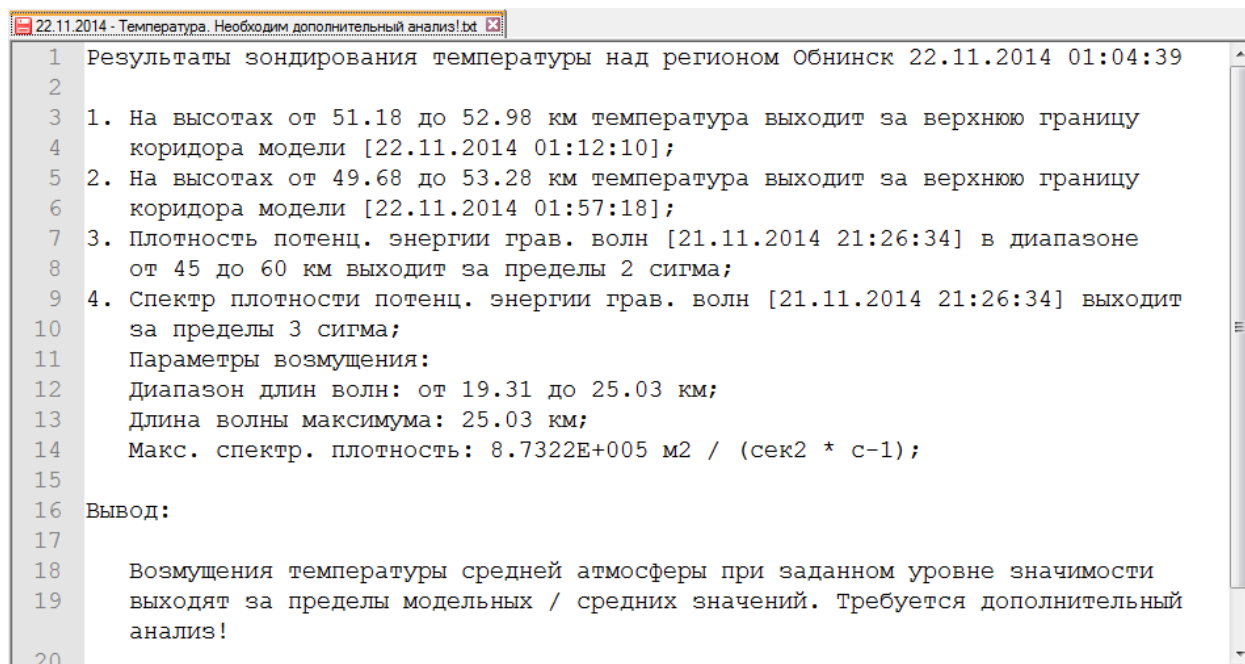


Рисунок 3.1 – Информационное сообщение, сформированное по результатам лидарного зондирования температуры 21-22 ноября 2014 г. над Обнинском

На рисунках ниже представлен результат обработки измерений температуры (рис. 3.2) и спектр плотности (рис. 3.3). На рис. 3.2 видно, что профиль выходит за рамки модели на высоте от 49 до 53 км, о чем написано в информационном сообщении.



Рисунок 3.2 – Температурный профиль 22 ноября 2014 01:57

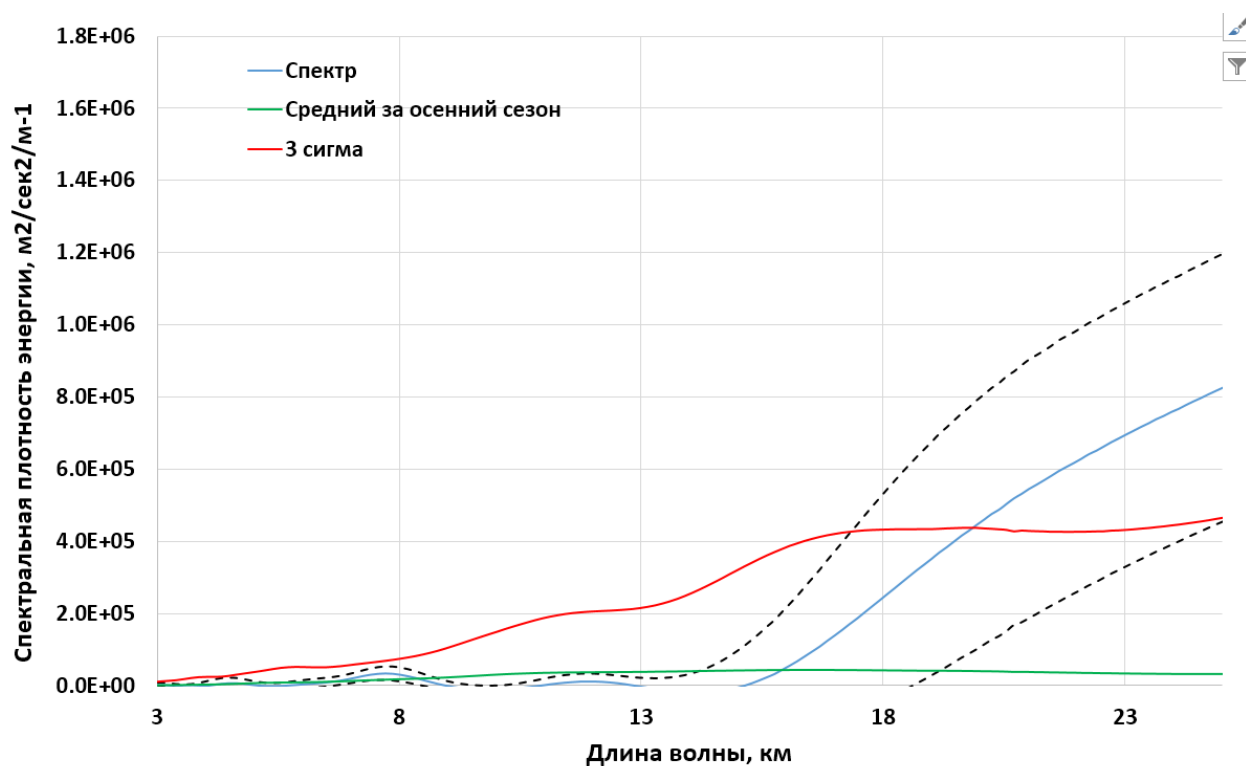


Рисунок 3.3 – Спектр плотности потенциальной энергии ИГВ 21 ноября 2014 г.

3.2 Анализ характеристик аэрозоля и степени деполяризации аэрозольного рассеяния

Для оценки изменений аэрозольного состава используется совокупность моделей для аэрозоля различного типа. Поскольку основным компонентом стратосферного аэрозоля является жидкокапельный аэрозоль, образованный водным раствором серной кислоты, то центральное место среди указанных моделей занимает оптико-микрофизическая модель сернокислотного стратосферного аэрозоля. Если наблюдаемые в эксперименте характеристики аэрозоля отклоняются от данной модели, привлекаются к рассмотрению другие модели. Выбор той или иной модели производится на основе ситуативных признаков - индикаторов, которые указывают 1) на наличие тех или иных событий внешнего (по отношению к физическим процессам в атмосфере) порядка, либо 2) на особые (измененные) состояния атмосферы, которые могут производить качественные изменения в аэрозольном составе атмосферы. К событиям внешнего порядка относятся, например, извержения вулканов, падение болидов, образование пирокумулясов и т.д. Примером измененных состояний атмосферы является понижение температуры атмосферы ниже критического уровня для образования полярных стратосферных облаков. Последнее может иметь место как непосредственно над районом наблюдения, так и на обратной траектории движения элементарного объема воздуха во временном промежутке в несколько дней. Непосредственно над тропопаузой могут появляться аэрозольные слои, возникающие в результате стратосферно-тропосферного обмена, проникновения в стратосферу тропосферного воздуха, обогащенного водяным паром с последующим его охлаждением и конденсацией.

Методика и алгоритмы оценки. Исходной информацией являются высотные профили коэффициентов обратного рассеяния на длинах волн 355 и 532 нм (или эквивалентные им высотные профили отношений обратного рассеяния) и высотный профиль степени деполяризации обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм. Анализ вертикальных профилей начинается с сопоставления с оптико-микрофизической моделью сернокислотного стратосферного аэрозоля. В рамках оптико-микрофизической модели заданы средние вертикальные профили

коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния (отношений обратного рассеяния) для трех типовых градаций аэрозольного наполнения стратосферы – фоновой, переходной и вулканической. Для фоновых условий типичным является относительно гладкий профиль отношения обратного рассеяния. Профиль, наблюдаемый в условиях, близких к фоновым, должен проходить на уровне фонового профиля, или в промежутке между фоновым и переходным профилем, но быть ближе к фоновому профилю. В период вулканических извержений наблюдаемый профиль может иметь слоистую структуру. Информация о мощных вулканических извержениях содержится на специализированных сайтах в интернете (например, на www.volcano.si.edu/index.cfm, или www.kscnet.ru/ivs/kvert/), а также попадает и в средства массовой информации. Для контроля переноса вулканического облака может использоваться метод траекторного анализа. В зависимости от мощности извержения (средняя, высокая), расположения вулкана и времени извержения наблюдаемый профиль может приближаться к модели переходного, либо вулканического типа.

При наличии локальных источников аэрозоля (извержения вулканов, пирокумулясов и др.) на гладких вертикальных профилях возникают выделенные слои. Слоистая структура является следствием специфики перемешивания в условиях устойчивой стратификации, которая типична для стратосферы. При вулканических извержениях средней мощности и пирокумулясах высота наблюдения слоев не превышает, как правило, 15 км, а пиковое значение отношения обратного рассеяния не превышает уровня модельного профиля для переходных условий. Дополнительным критерием является степень деполяризации аэрозольного рассеяния – для вулканического аэрозоля она, как правило, находится в пределах от 1% до 2%, несколько выше (до 3%) степень деполяризации составляет в аэрозольном слое, порожденном пирокумулясами.

Если на определенных участках трассы зондирования температура падает ниже критической для образования полярных стратосферных облаков (195K), то аэрозольные слои на этих участках следует идентифицировать как ПСО. По величине степени деполяризации и отношению обратного рассеяния определяется тип ПСО [12, 148].

По данным лидарного зондирования в районе тропопаузы часто

обнаруживаются слои повышенного аэрозольного рассеяния. При этом на профиле температуры образуется характерный инверсионный слой, называемый инверсионным слоем тропопаузы (ИСТ) (tropopause inversion layer - TIL). Явление ИСТ было обнаружено сравнительно недавно в результате анализа измерений температурных профилей, полученных методом радиозондирования с достаточной высоким разрешением по высоте. Оказалось, что оно встречается достаточно часто и имеет глобальное распространение [149, 150]. Область острой инверсии над тропопаузой занимает около 2 км, а величина инверсии составляет в среднем 4°. В настоящее время вопрос о происхождении этого слоя имеет дискуссионный характер. Одно из объяснений базируется на процессах динамического характера: охлаждение верхней тропопаузы происходит в результате перемешивания бароклинными вихрями, а дополнительное нагревание нижней стратосферы - в процессе меридиональной циркуляции [149]. Иное объяснение предложено в работе [151], где рассматривается радиационный механизм образования инверсии. Нагревание нижней стратосферы происходит в результате поглощения солнечного излучения озоном, а охлаждение тропосферы – результат выхолаживания, вызываемого водяным паром. По-видимому, оба этих механизма, как динамический, так и радиационный ответственны за образование ИСТ. В работе [152] проведено исследование глобальной картины вертикальной стратификации верхней тропосферы - нижней стратосферы с помощью данных, полученных методом затменных радионаблюдений, осуществляемых в системе глобального позиционирования (GPS). В средних широтах нет сильного сезонного хода по частоте наблюдения ИСТ, но наиболее глубокие ИСТ отмечаются в зимнее время. В полярных широтах (от 60 до 90° с. ш.) ИСТ наиболее часто встречаются летом. В результате ИСТ образуется «запирающий» слой, который не дает аэрозолю опуститься ниже тропопаузы. Поэтому часто в области тропопаузы образуются различные аэрозольные образования той или иной природы.

При наличии выделенного аэрозольного слоя в области от 10 до 13 км проверяется наличие или отсутствие инверсионного слоя тропопаузы. При наличии такого слоя, причина образования слоя считается установленной. Если степень деполяризации в слое превышает 0.2, проводится идентификация слоя как конденсационного образования типа перистого облака [153].

Если слой повышенного рассеяния в области от 10 до 13 км присутствует, а инверсионного слоя тропопаузы не обнаруживается, возможно, происхождение слоя следует искать на обратной траектории воздушной массы. Проверяется ее прохождение через области двойной тропопаузы, где воздух мог быть обогащен водяным паром.

Результатом анализа, как и в случае с измерениями температуры, является информационное сообщение. В него попадают результаты каждого пункта анализа. При наличии идентификации определенных аэрозольных слоев, в сообщение добавляется подробное описание последних.

Алгоритм оценки состояния аэрозоля средней атмосферы:

1. Определяется состояние атмосферы от 15 до 30 км по интегральному коэффициенту обратного аэрозольного рассеяния в сравнении с оптико-микрофизической моделью. Если это значение параметра меньше или равно $3 \cdot 10^4$, то аэрозольное наполнение стратосферы считается фоновым. Если больше $3 \cdot 10^4$ и меньше или равно $1.7 \cdot 10^3$, то наполнение стратосферы соответствует переходному периоду. Значение параметра больше $1.7 \cdot 10^3$ характеризует вулканическое состояние по данным стратосферного аэрозоля.
2. Анализ отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм и степени деполяризации аэрозольного рассеяния на присутствие полярных стратосферных облаков (ПСО). В соответствии с таблицей 3.1 [12] ПСО разделяются на 4 типа:
 - а) ПСО I_a типа NAT (твердые частицы тригидрата азотной кислоты).
Образуются при температуре менее 195 К при медленном остывании менее 5 К/день.
 - б) ПСО I_b типа STS (жидкие сферические частицы переохлажденного раствора $\text{HNO}_3 / \text{H}_2\text{O} / \text{H}_2\text{SO}_4$). Образуются при быстром остывании – более 5 К/день, сохраняются до температуры 190 К. Частицы субмикронные, применимы методы обращения многоволновых измерений для сферических частиц.
 - в) ПСО I_d (твердые частицы).
 - г) ПСО II типа ICE (кристаллы льда ниже точки замерзания воды 188 К).

Таблица 3.1 Классификация ПСО [12]

Тип ПСО	Отношение обратного рассеяния R	Степень деполяризации d_a	Температура образования
I_a	1.2–1.5	0.3 – 0.5	< 196 К
I_b	3–8	< 0.025 0.025 – 0.05	< 190 К
I_d	< 3	0.05 – 0.15	Смесь I_a и I_b
II	5–20	0.2 – 0.4	< 188 К

Часто ПСО бывают смешанного типа. Для правильной селекции таких облаков нужно использовать дополнительную информацию, например, одновременное использование трех измеряемых параметров: отношения обратного рассеяния на двух длинах волн (532 и 355 нм) и степени деполяризации на 532 нм.

3. Анализ на аэрозольные образования в области ИСТ (инверсионного слоя тропопаузы):
 - а) Определяется высота первой и последующих тропопауз. Согласно определению ВМО тропопауза – это самый низкий, уровень, с которого скорость понижения температуры V_T уменьшается до $2^\circ\text{C}/\text{км}$ или меньше, при условии, что средняя V_T между этим уровнем и всеми вышележащими в пределах 2 км уровнями не превышает $2^\circ\text{C}/\text{км}$. Если между любой точкой выше тропопаузы и вышележащей в пределах 1 км средняя V_T снова увеличивается до $3^\circ\text{C}/\text{км}$, то определяется следующая тропопауза. Всего может быть до 4-х тропопауз.
 - б) Определяется максимальное значение отношения обратного рассеяния (R-1) на трассе от 10 до 15 км, а также высота, в которой R-1 имеет свой максимум.
 - в) Если было найдено аэрозольное образование с величиной $R-1 > 0.2$, то находим максимальное значение степени деполяризации в окрестностях ± 0.5 км от высоты, в которой R-1 имел максимум.
 - г) Определяется толщина слоя аэрозольного образования по границам

полуширины.

д) Идентифицируем природу аэрозольного образования:

- если $R-1$ больше чем 0.2 и степень деполяризации аэрозольного рассеяния больше чем 0.2 в максимуме слоя – делается вывод о том, что было обнаружено перистое облако. Если $R-1$ больше, чем 0.2 и степень деполяризации аэрозольного рассеяния меньше, чем 0.2 – делается вывод о том, что было обнаружено неизвестное аэрозольное образование и требуется дополнительный анализ.

е) Определяется наличие инверсионного слоя тропопаузы.

4. Анализ профиля отношения обратного рассеяния $R(532)-1$ на выход за пределы 3 сигма с учётом погрешностей на высотах более 15 км. По данным лидарного зондирования за несколько лет на Обнинской станции были сформированы средние по сезонам профили величины $R(532)-1$ и их отклонения. Если $R(532)-1$ выходит за пределы 3 сигма относительно среднесезонного профиля, это также отражается в информационном сообщении.

По завершении обработки измерений аэрозоля также формируется информационное сообщение. Пример – рис. 3.4.

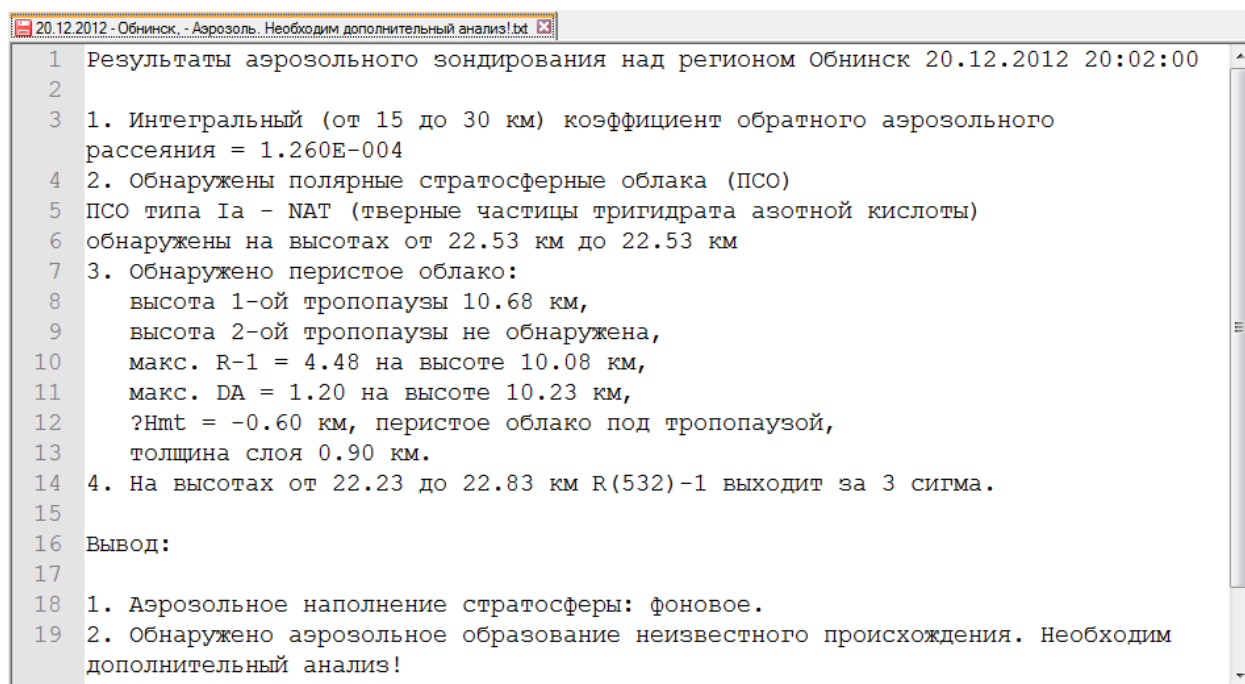


Рисунок 3.4 - Информационное сообщение, сформированное по результатам лидарного зондирования аэрозоля 20-21 декабря 2011 г. над Обнинском

Пример фонового состояния аэрозоля приведен на рис. 3.5. Несмотря на то, что профиль аэрозоля по данным лидарного зондирования находится выше в интервале высот от 22 до 30 км, чем профиль переходного состояния аэрозольного наполнения по модели (черная линия), интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния равен $1.1 \cdot 10^{-4}$, а это означает фоновое состояние.

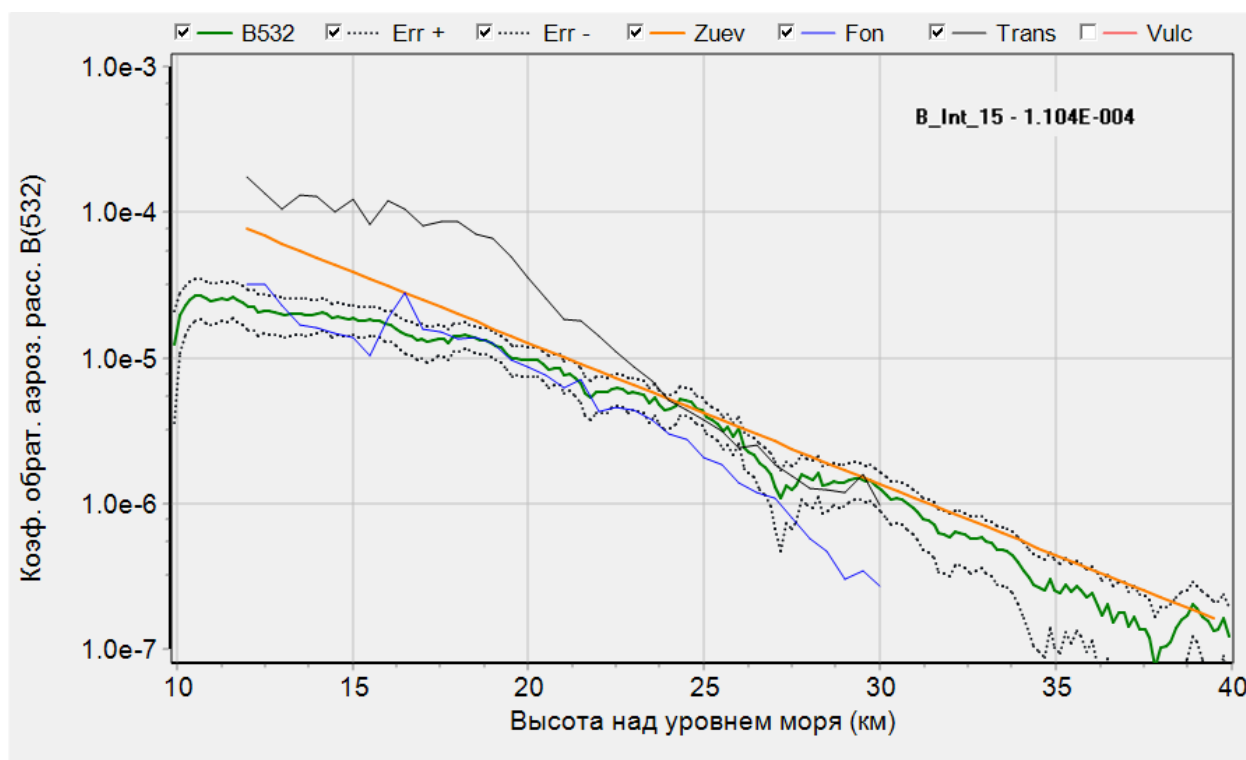


Рисунок 3.5 – Фоновое аэрозольное наполнение - Обнинск, 27.11.2014 г.

На рисунке 3.6 показан пример идентификации полярного стратосферного облака по данным лидарного зондирования в начале зимы 2012 г. Зеленая линия – это отношение обратного рассеяния на 532 нм, а синяя – степень деполяризации аэрозольного рассеяния. По совокупности значений этих двух параметров с использованием температуры (рис.3.7) происходит идентификация ПСО. Флуктуации степени деполяризации аэрозольного рассеяния на рисунке 3.6 на высоте выше 25 км означают отсутствие степени деполяризации аэрозольного рассеяния на этих высотах.

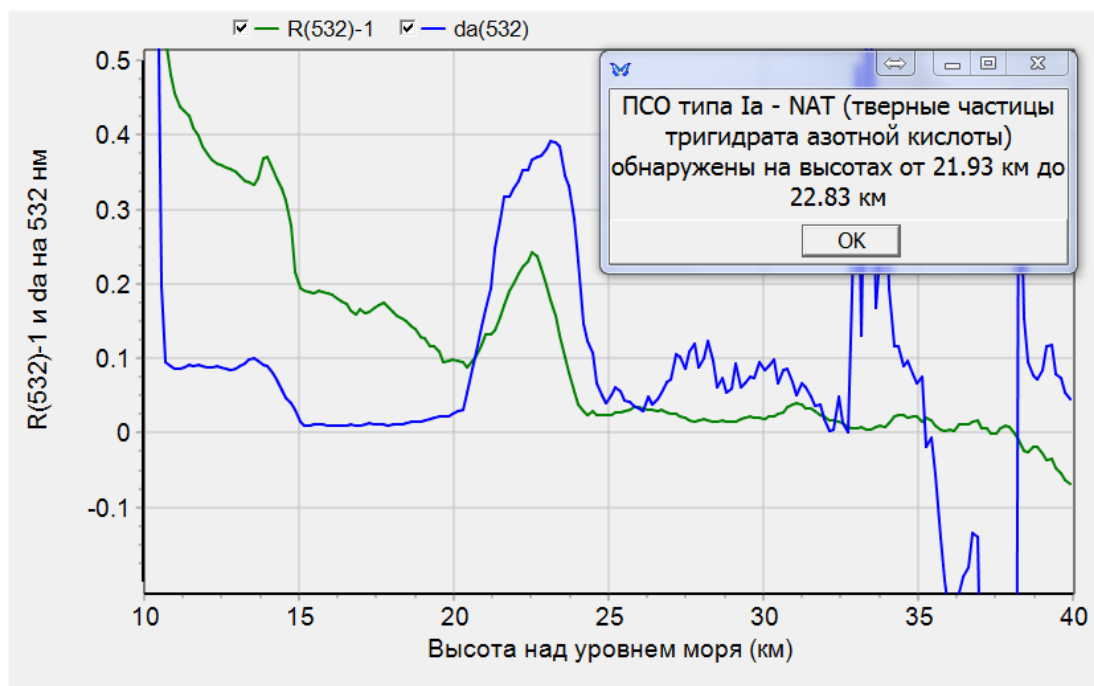


Рисунок 3.6 – Полярные стратосферные облака типа NAT – Обнинск, 20.12.2012 г.

А на рис. 3.7 показан полный температурный профиль за эту ночь. Профиль состоит из данных аэрологии до высоты 19 км, далее интерполяция до точки минимальной температуры по данным спутника Aura / MLS до 27 км, затем идет температура по данным лидарного зондирования. Видно, что минимальное значение температуры составляет около 190 К на высоте 23 км, что является предпосылкой для образования ПСО.

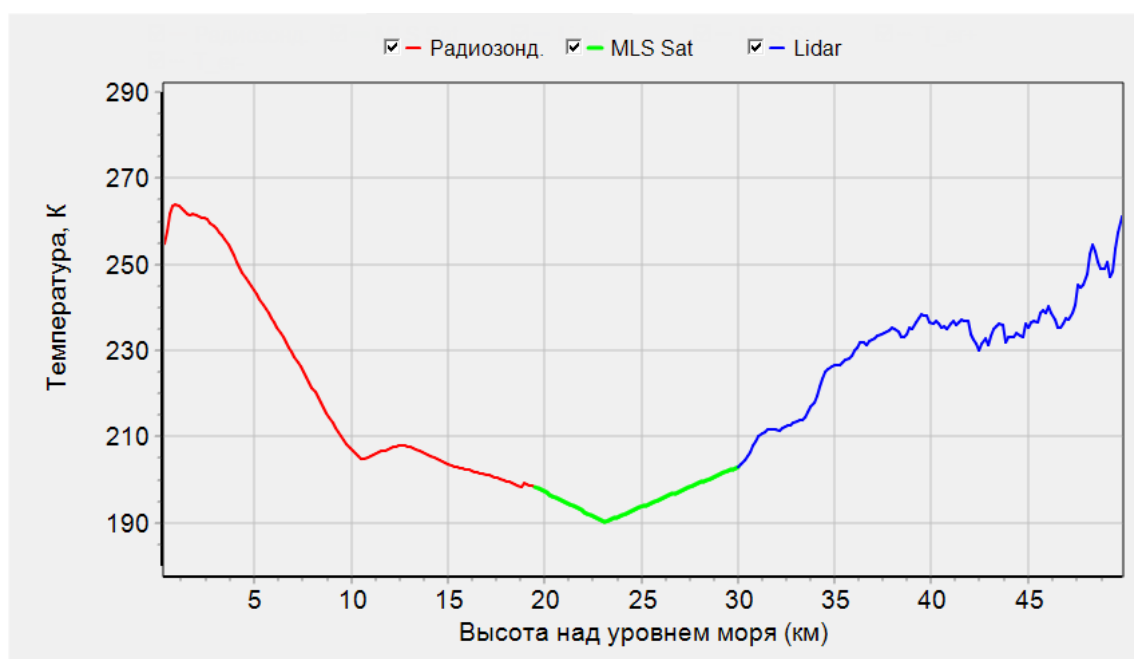


Рисунок 3.7 – Полный температурный профиль - Обнинск, 20.12.2012 г.

На рисунке 3.8 приведен пример идентификации перистого облака по данным лидарного зондирования аэрозоля.



Рисунок 3.8 – Перистое облако на высоте 11 км – Обнинск, 5.07.2014 г.

3.3 Анализ профилей концентрации озона

Первым шагом в применении методики оценки состояния концентрации озона является расчет вертикального профиля концентрации озона. Далее этот профиль анализируется на предмет соответствия совокупности параметров используемых моделей. В разделе обзора литературы в качестве модели для сравнения с концентрацией озона по лидарным измерениям была выбрана модель HALOE, разработанная на основе спутниковых измерений. HALOE включает среднезональные среднемесячные профили и задаёт коридор среднеквадратических вариаций озона. Проводится сравнение экспериментального профиля, относящегося к определенной дате измерений и месту измерений (широта, долгота места) с модельным профилем.

Методика и алгоритмы оценки. Предположим, что распределение вероятностей отклонения концентрации озона от среднего значения на данной высоте z , принадлежащей к отрезку вертикальной трассы от z_n до z_k , подчиняется нормальному закону с известным среднеквадратическим отклонением $\sigma(z)$. Радиус корреляции в интервале высот от 14 до 25 км по данным [154] составляет от 2 до 5 км в зависимости от сезона. Для зимних месяцев можно принять значение 5 км, для летних – 3 км, соответственно, осенью и весной можно взять промежуточные значения. Сходные по величине радиусы корреляции получены по данным зондирования на Сибирской лидарной станции [12]. Тогда с учетом радиуса корреляции трассу от z_n до z_k можно разбить на m отрезков, на которых средние по участку концентрации озона независимы друг от друга. Оценим вероятность P того, что экспериментальный профиль можно рассматривать как случайную выборку из ансамбля модельных профилей (нулевая гипотеза). Составим сумму

$$S = \sum_{i=1}^m \frac{(C_{\text{Э}i} - C_{\text{М}i})^2}{\sigma_{\text{Э}i}^2 + \sigma_{\text{М}i}^2},$$

где $C_{\text{Э}i}$ и $C_{\text{М}i}$ – средние по отрезку экспериментальная и модельная концентрации озона, а $\sigma_{\text{Э}i}^2$ и $\sigma_{\text{М}i}^2$ – средние по отрезку экспериментальная и модельная погрешности концентрации озона, учтённые в квадрате. Величина S представляет собой сумму квадратов m независимых нормально распределённых случайных величин с нулевым средним и единичной дисперсией. Как известно, данная величина имеет распределение χ_m^2 с m степенями свободы. Для этого распределения известны вероятности $p(\alpha)$ того, что $\chi_m^2 \geq \alpha$. Соответственно, для полученного S можно найти $p(S)$, такое, что $\chi_m^2 \geq S$. Тогда искомая вероятность $P = p(S)$. Если величина P достаточно мала, то гипотеза о принадлежности экспериментального профиля к ансамблю модельных профилей отвергается на уровне значимости P (вероятность отвергнуть нулевую гипотезу при условии, что она верна, равна P). Тем самым, с доверительной вероятностью $(1-P)$ принимается альтернативная гипотеза о том, что отклонение наблюдаемого профиля от среднестатистического не укладывается в рамки обычных вариаций концентрации озона.

Корректное использование оценивания по методу χ_m^2 возможно в том случае,

когда функция распределения вариаций концентрации озона достаточно близка к нормальному распределению. Статистический анализ вариаций концентрации озона на различных высотах проведен в работе [154]. Показано, что функция распределения вариаций концентрации озона относительно среднего близка к нормальному распределению только в интервале высот от 15 до 32 км. Ниже 15 км сами вариации сильно возрастают, а функция распределения заметно отклоняется как от нормального распределения, так и от логарифмически нормального распределения. При этом повышается вероятность вариаций, превышающих среднеквадратическое отклонение. Кроме того, радиус корреляции по высоте уменьшается, поскольку, например, слоистые образования имеют характерный масштаб 1.4 км (таблица 3.2) [107, 155-158]. В этом случае нельзя полагаться только на статистические оценки, а следует использовать дополнительную информацию не статистического характера. Поэтому для высот менее 15 км данный статистический анализ не проводится.

Таблица 3.2 – Сравнительные характеристики вариаций концентрации озона для различных физических механизмов, отвечающих за их образование

Тип вариаций	Характерное время жизни, периодичность	Характерная амплитуда	Наличие локализации по времени и высоте
Квазидвухлетние колебания в противофазе с направлением экваториального ветра на уровне 30 Гпа	~ 2-3 года	5-10% [107], 4%[158]	Весенне-зимний период [158], на высотах от 15 до 30 км; наибольшие вариации на высотах от 17 до 21 км
Солнечный цикл	11 лет	5% [158]	Верхняя стратосфера
Дальний меридиональный перенос воздуха	10-15 дней	50% на 14 км, 9% на 21 км [156]	Минидыры осенью и зимой, наибольшие вариации в нижней стратосфере

Тип вариаций	Характерное время жизни, периодичность	Характерная амплитуда	Наличие локализации по времени и высоте
Образование слоистой структуры под влиянием динамических факторов	Несколько недель	8% (макс 51%) в слое от 12 до 25 км; 2% (макс 8%) в слое от 25 до 30 км	В нижней стратосфере в течение всего года, характерный масштаб $(1,4 \pm 0,3)$ км [157].
Тропосферно – стратосферный обмен	От дней до недель	Значительные ($\approx 100\%$) отклонения в слое от 10 до 15 км в отдельных эпизодах [155]	В течение года, наибольшие вариации на высотах от 10 до 15 км

Поскольку в профилях озона по данным Обнинской лидарной станции часто наблюдаются ярко выраженные слои с повышенной или пониженной концентрацией озона, в методику анализа озона был включен поиск таких аномальных (по интегральной концентрации) слоёв. Подготовлена модель, в которой посчитаны средние по сезонам значения интегральных концентраций озона в слое от 13 до 35 км $\langle I_{O_3} \rangle$ и их среднеквадратические отклонения σ_{O_3} , а также построена функция распределения (рис. 3.9) измерений, в которых присутствуют слои с аномальной концентрацией, отличающиеся более чем на $1\sigma_{O_3}$. В данной функции отклонения от нуля были посчитаны суммы таким образом, чтобы они не превышали $\sim 3\%$ от общего количества измерений. Следуя этому, отклонения в положительную сторону от модели следует считать аномальными в том случае, когда интегральная концентрация в слое превышает уровень 2 сигма, а в отрицательную сторону – 1.8 сигма.

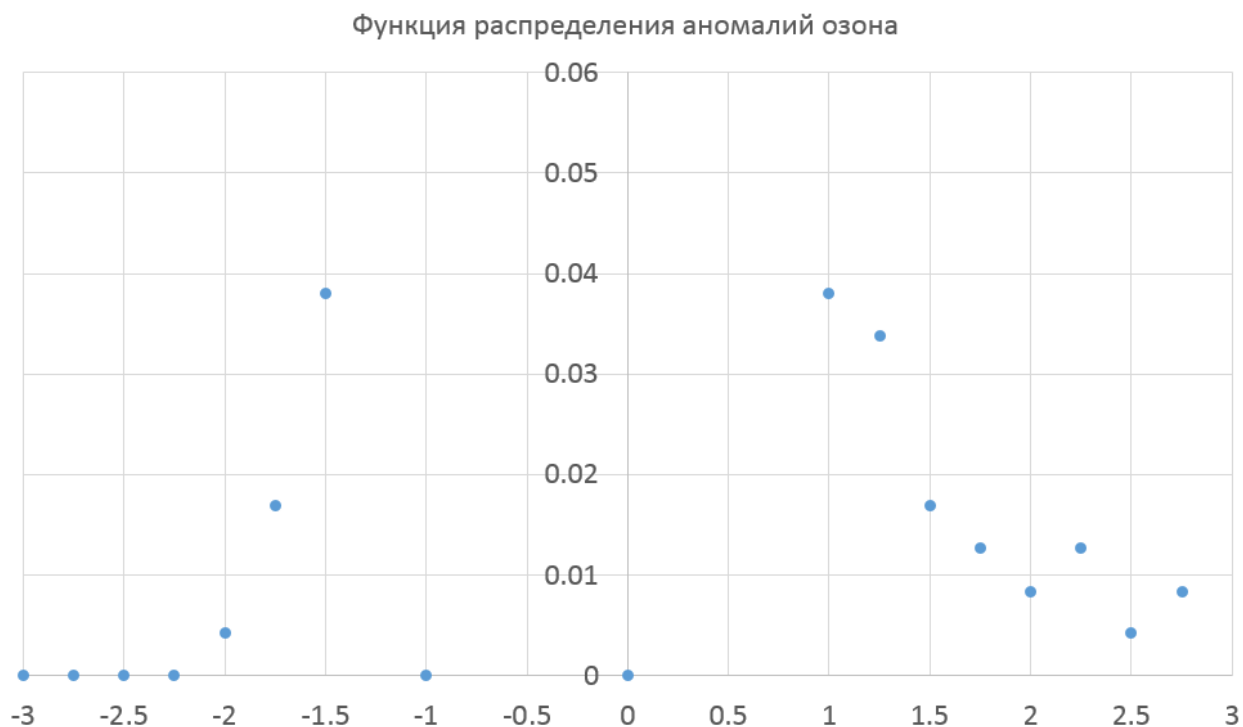


Рисунок 3.9 – Функция распределения измерений озона, в которых общее содержание в аномальном слое превышает 1 сигма

Алгоритм оценки состояния концентрации стратосферного озона:

1. Определяется общее (интегральное) содержания озона с интервале от 12 до 35 км в, выраженное в единицах Добсона.
2. Проводится анализ отклонения экспериментального профиля от модельного на высотах от 15 до 35 км с использованием статистического оценивания по методу χ^2_m . Если с вероятностью более 95% принимается гипотеза о том, что отклонение наблюдаемого профиля от среднестатистического не укладывается в рамки обычных вариаций концентрации озона, то в информационное сообщение заносится пометка о необходимости дополнительного анализа.
3. Производится поиск аномальных (по интегральной концентрации) слоёв. Находятся точки пересечения с модельным профилем (рис. 3.10). Считаются последовательно интегралы $I_{loc}(h_i, h_{i+1})$ между соседними точками h_i и h_{i+1} пересечения от отклонений от модели $\Delta C_{O_3}(h) = C_{O_3}(h) - C_{O_3M}(h)$ (где h – высота, $C_{O_3}(h)$ – текущая величина концентрации, $C_{O_3M}(h)$ – концентрация по модели). Кроме того, находятся параметры, характеризующие положение и ширину слоя:

$$\langle h \rangle = \Sigma h \Delta C_{O_3}(h) / \Sigma \Delta C_{O_3}(h)$$

$$\langle h^2 \rangle = \Sigma h^2 \Delta C_{O_3}(h) / \Sigma \Delta C_{O_3}(h)$$

$\langle h \rangle$ - средняя высота

$$\sigma_h = \sqrt{\langle h^2 \rangle - \langle h \rangle^2} - \text{ширина слоя}$$

Критерием аномальности слоя служит σ_{O_3} – он варьируется в зависимости от сезона. Фиксируются только слои, для которых $I_{loc}(h_i, h_{i+1}) / \sigma_{O_3} > k$, где $k=2$ для отклонения слоя от модели в положительную сторону, и $k=1.3$ – в отрицательную.

Если обнаружен хотя бы 1 аномальный слой в исследуемом профиле концентрации озона, в информационное сообщение заносится пометка о необходимости дополнительного анализа.

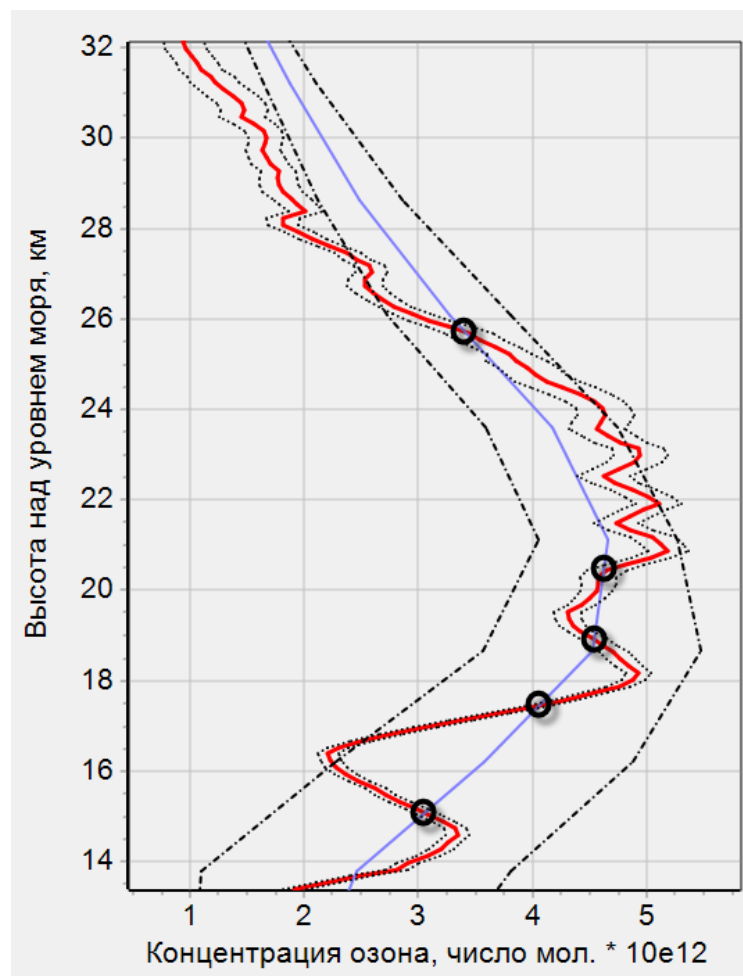


Рисунок 3.10 – Точки пересечения профиля концентр. озона с модельным профилем

По завершении обработки измерений озона также формируется информационное сообщение. Пример – рис. 3.11.

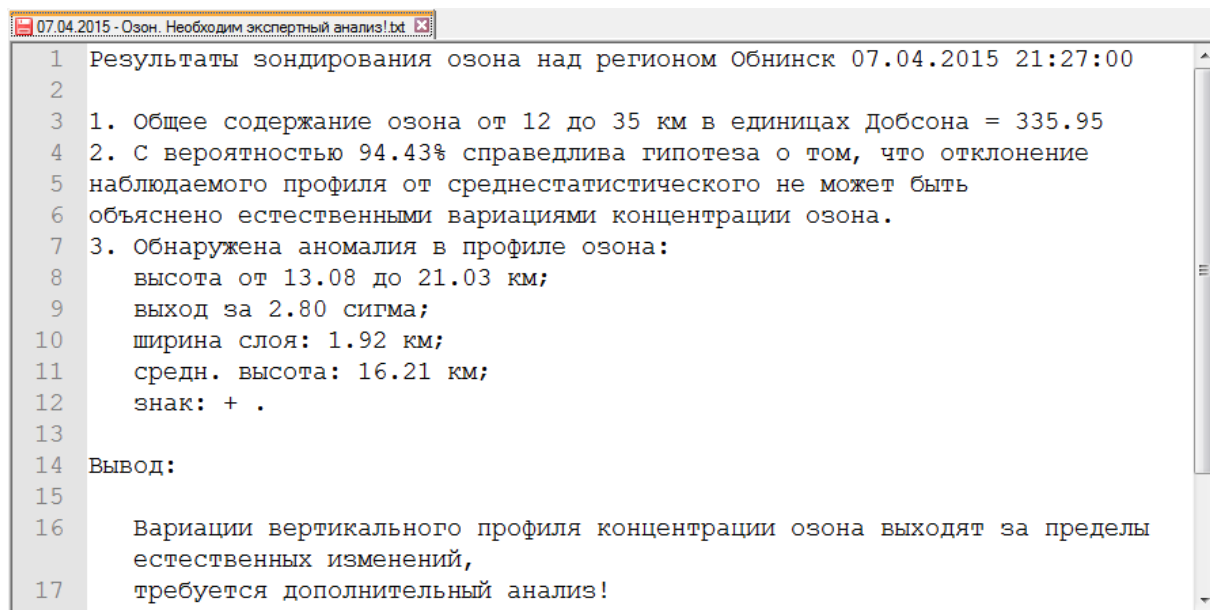


Рисунок 3.11 - Информационное сообщение, сформированное по результатам лидарного зондирования озона 7 апреля 2015 г. над Обнинском

На рисунке 3.12 приведен профиль необычно высокой концентрации озона, в аномальном слое которого было зафиксировано отклонение на 2.78 сигма.

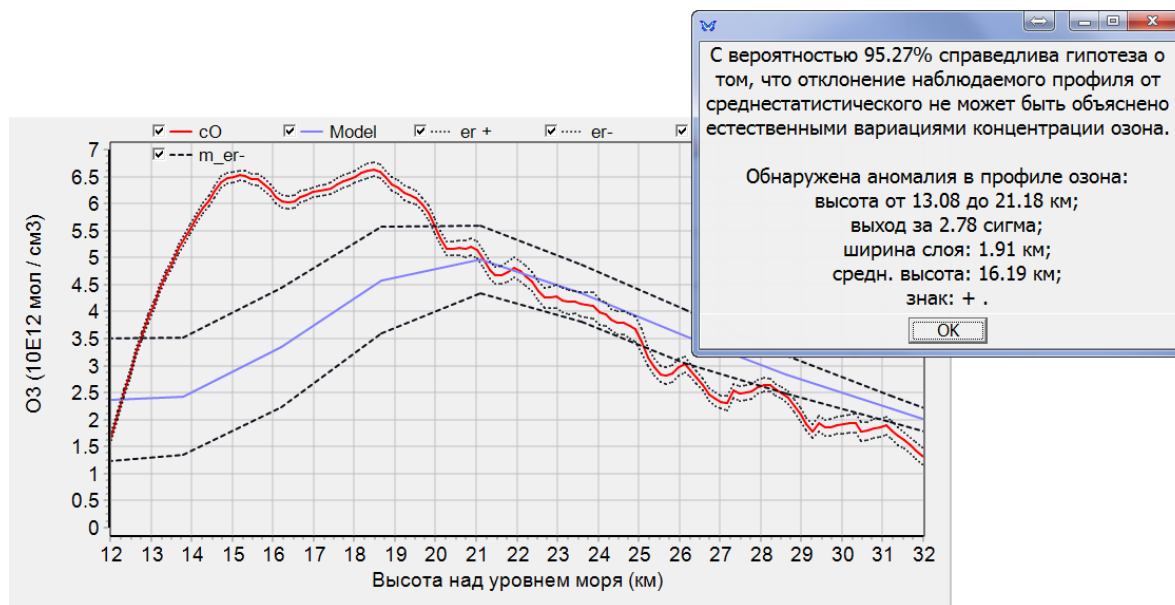


Рисунок 3.12 - Результат анализа профиля концентрации озона 7 апреля 2015г. над Обнинском

Из рисунка видно, что в данном случае необходим дополнительный анализ.

3.4 Выводы по главе 3

Разработаны методы и программные средства для оценки состояния средней атмосферы по результатам лидарного зондирования. По результатам обработки вертикальные профили лидарного зондирования с учётом погрешностей в автоматическом режиме сравниваются с известными моделями и проводится анализ на выход за пределы допустимых значений, после чего делается вывод о наличии тех или иных аномалий, характеристики которых заносятся в информационное сообщение. Кроме того, разработан метод автоматической идентификации и анализа различных аэрозольных образований типа ПСО, перистых облаков, приведены их качественные и количественные характеристики.

ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ

В данной главе представлены основные результаты лидарного зондирования средней атмосферы, полученные на Обнинской лидарной станции в период с 2011 по 2015 г. Результаты представляют эпизодические события и временные ряды данных, а также некоторые средние значения тех или иных параметров за определенный период.

4.1 Результат применения оптико-микрофизической модели

Внедрение оптико-микрофизической модели в программу автоматической обработки и анализа данных лидарного зондирования позволяет, прежде всего оценить аэрозольное наполнение средней атмосферы по результатам сравнения профилей коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния с моделью. На приведенном ниже рис. 4.1 показан вертикальный профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в сравнении с профилями, представляющими различные периоды аэрозольного наполнения, вычисленных по оптико-микрофизической модели, а также в сравнении с модельным профилем Томск-1989 [79]. Синяя, черная и красная линии – это фоновый, переходной и вулканический период аэрозольного наполнения стратосферы, взятые по оптико-микрофизической модели, оранжевая линия – модель Томск-1989. Из рисунка видно, что профиль, полученный по результатам лидарного зондирования аэрозоля, хорошо совпадает с фоновым профилем до 30 км, а после совпадает с модельным профилем Томск-1989. При этом интегральная величина $B_{\pi}(532) = 1 \cdot 10^4$, что соответствует фоновым значениям аэрозоля.

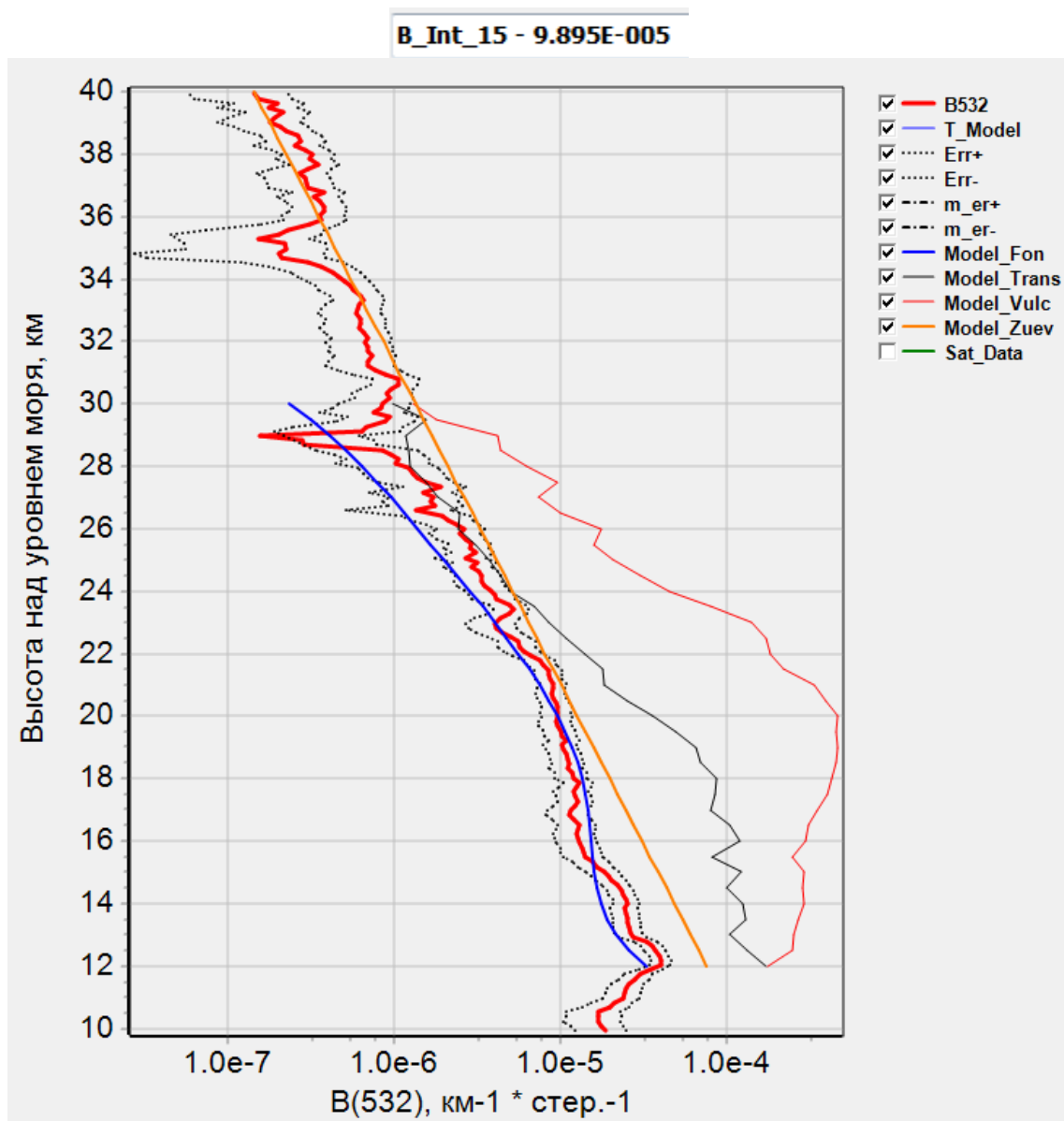


Рисунок 4.1 - Вертикальный профиль $B_a(532)$ 22.08.2015 г. над Обнинском в сравнении с различными моделями.

На рисунке 4.2 представлены профили отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм, которые были сделаны 22-25 августа 2011 г. после извержений вулканов Набро и/или вулкана Шивелуч в июне 2011 г. Аэрозольные выбросы от этих вулканов достигали высот 10-13 км. Аэрозольный слой на высоте 15 км, показанный на рисунке имеет вулканическое происхождение.

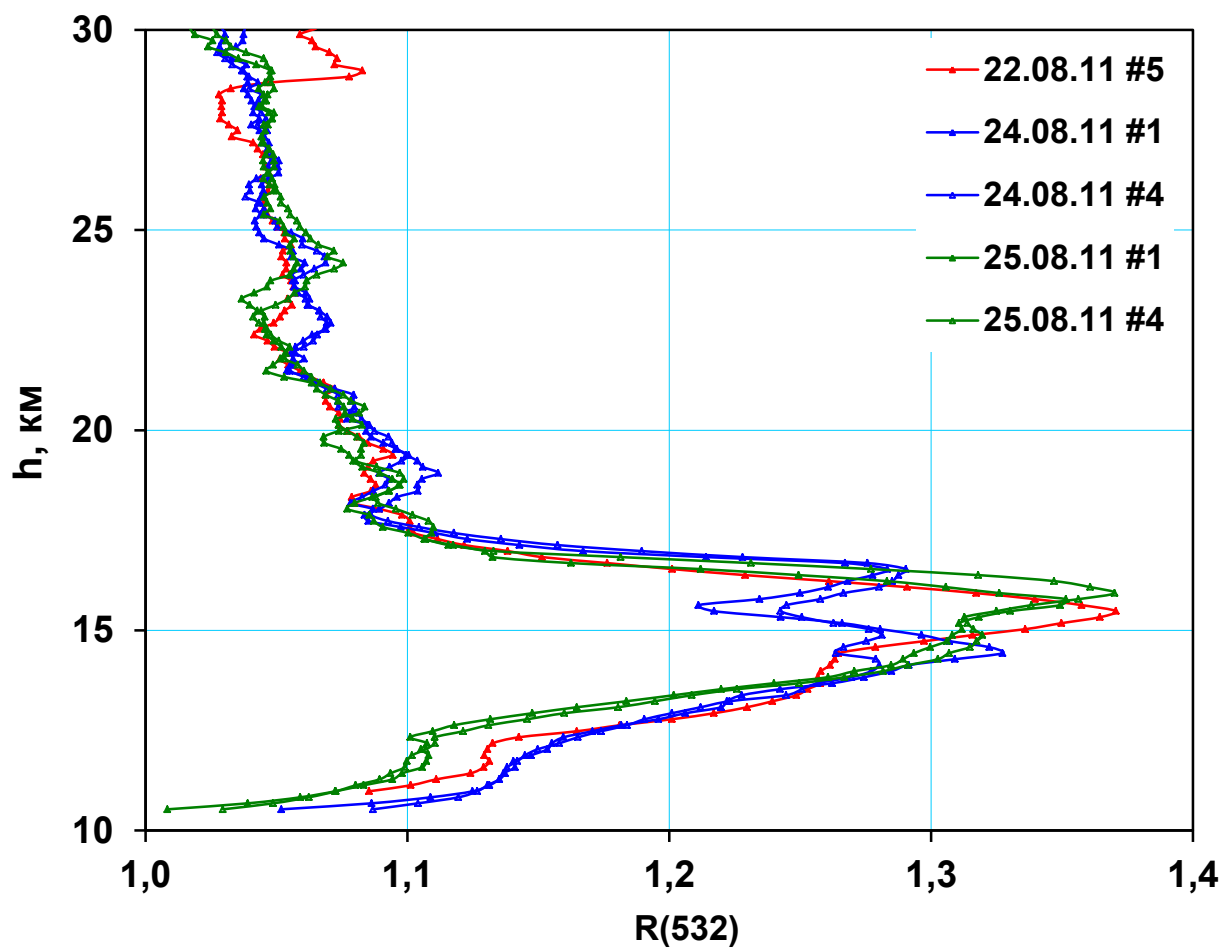


Рисунок 4.2 – вертикальные профили отношения обратного рассеяния над Обнинском 22-25 августа 2011 г.

На рисунке 4.3 показаны микрофизические характеристики аэрозоля, вычисленные с использованием оптико-микрофизической модели сернокислотного аэрозоля. Измерения сделаны в тот же период.

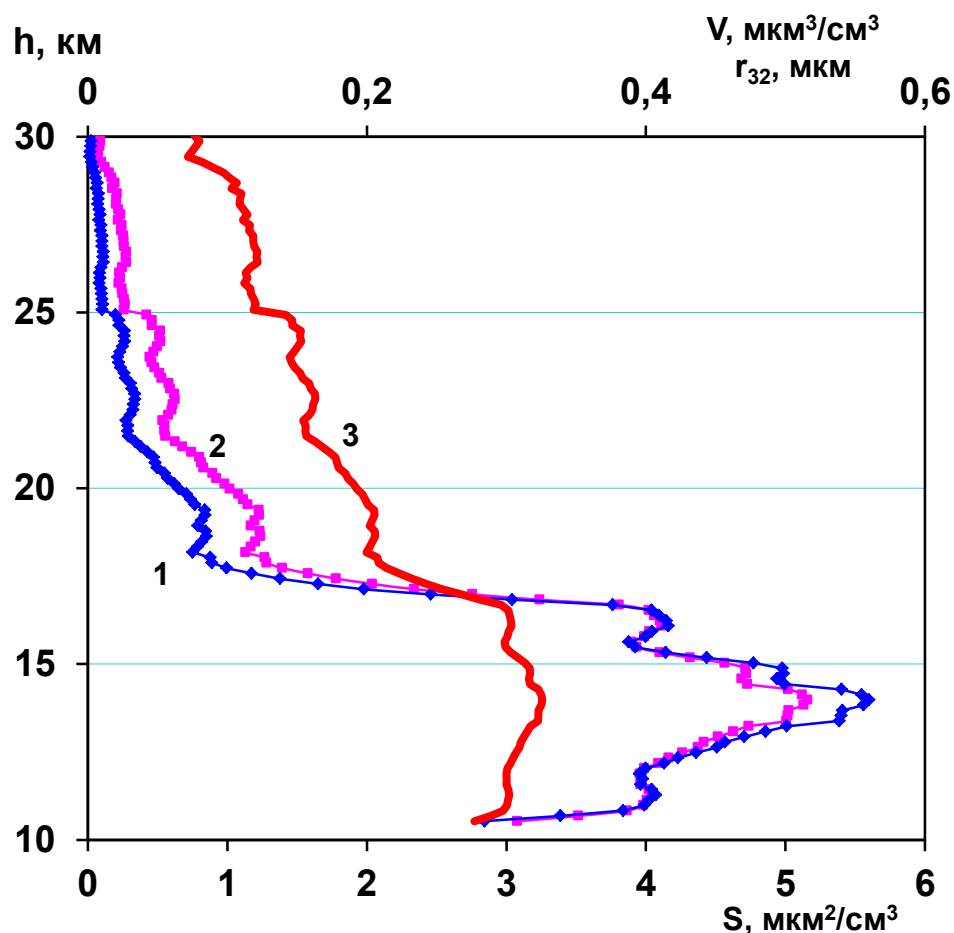


Рисунок 4.3 – микрофизические характеристики аэрозоля 24 августа 2011 г. над Обнинском. 1 – объем частиц, 2 – площадь частиц, 3 – эффективный радиус.

4.2 Профили отношения обратного рассеяния, совмещенные по результатам зондирования аэрозоля и температуры

На рисунке 4.4 представлены средние за 2014 и 2015 вертикальные профили R(532)-1 от 10 до 70 км. Синей линией на графиках отмечены профили, полученные по результатам зондирования аэрозоля от 10 до 32 км, оранжевой – по результатам совместного определения температуры и аэрозоля от 32 до 70 км. Повышенная концентрация аэрозоля на высотах ниже 13 км обусловлена присутствием различных аэрозольных образований, типа перистых облаков в области инверсионного слоя тропопаузы во время зондирования аэрозоля. Если не брать в учет результаты ниже 13 км, максимум сернокислотного аэрозольного наполнения приходится на высоту 20 км, после чего концентрация аэрозоля резко падает и, начиная от высот 40 до 70 км выходит на константу величиной 0.02 (2% относительного содержания аэрозоля).

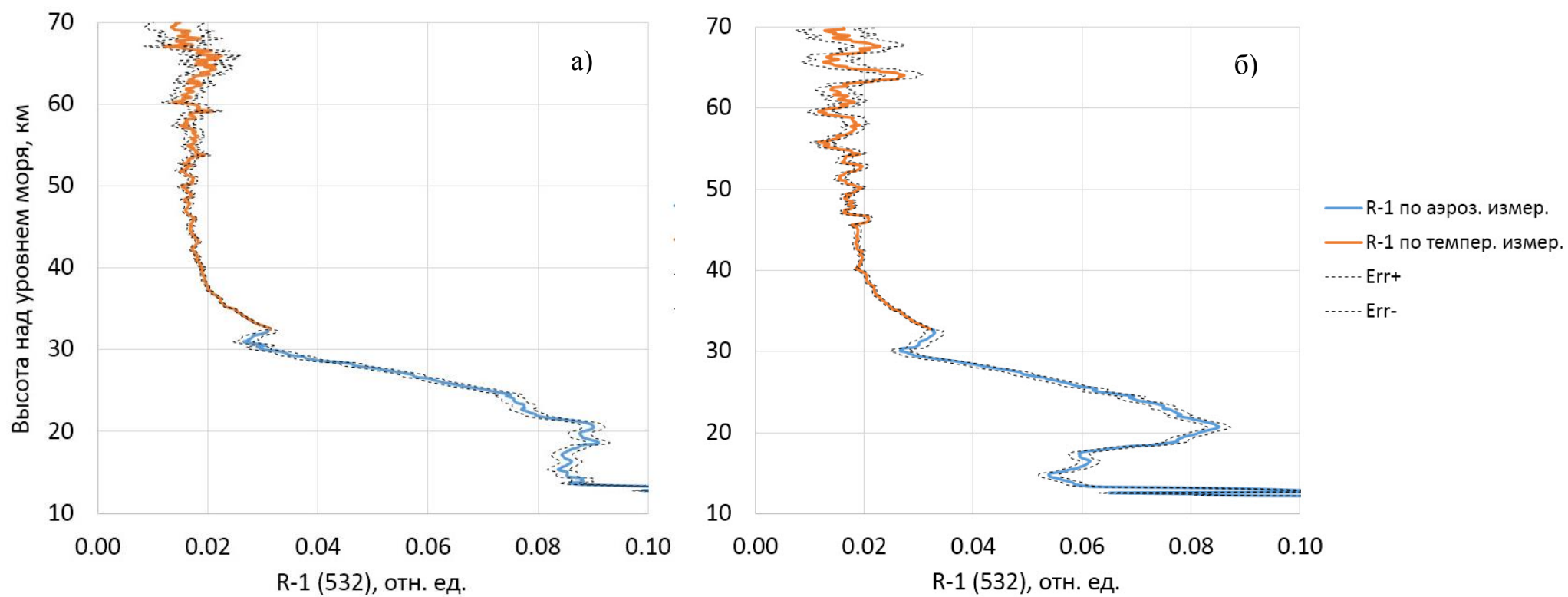


Рисунок 4.4 - Средний профиль отношения обратного рассеяния за 2014 г. (а) и 2015 г. (б)

4.3 Полярные стратосферные облака

Полярные стратосферные облака (ПСО) наблюдаются, как правило, в зимнее время в высоких широтах на высотах от 15 до 27 км [159], когда температура стратосферы в области их формирования опускается ниже порога образования частиц ПСО - 195 К. В средних широтах ПСО наблюдаются очень редко. При этом в одних случаях температура опускается ниже порога образования ПСО [160, 161], в других случаях ПСО образуются в более высоких широтах, а затем переносятся в зону их наблюдения, где температура выше порога их образования [148, 162].

На Обнинской лидарной станции (55.1° с.ш., 36.7° в.д.) удалось зафиксировать ПСО в конце декабря 2012 г. В результате деформации полярного стратосферного вихря в средней стратосфере температура над районом г. Обнинска опустилась ниже порога образования полярных стратосферных облаков – рис. 4.5.

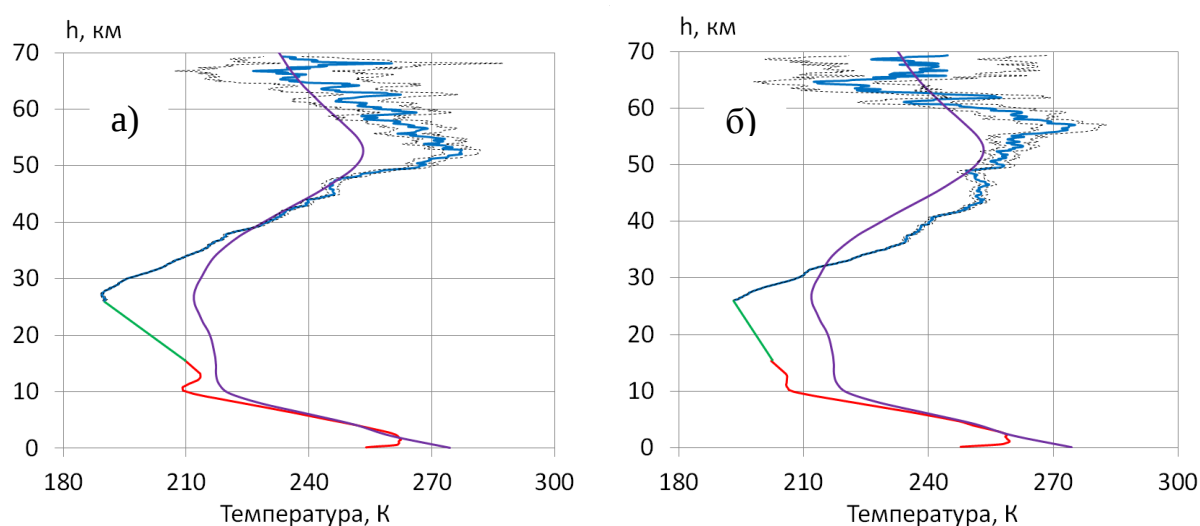


Рисунок 4.5 - Температурные профили 16(а) и 24(б) декабря 2012 г. Красная линия – данные аэрологии, зеленая – интерполяция, синяя – лидарные данные, фиолетовая – модель CIRA.

ПСО идентифицировались по увеличению отношения обратного рассеяния $R(h)$ с одновременным возрастанием степени деполяризации аэрозольного рассеяния $da(h)$ на длине волны 532 нм. ПСО наблюдались в период 20-24 декабря, когда нижняя граница зоны пониженной температуры (таблица 4.1) опустилась до уровня 20-21 км. Таблица составлена на основе лидарных измерений.

Таблица 4.1 – Граница зон пониженной температуры

Дата	16	17	18	19	20	21	22	23
Высоты, км	23-30	26-30	25-31	23-27	21-27	22-27	20-27	24-25

На рис. 4.6 показаны вертикальные профили отношения обратного рассеяния и степени деполяризации, полученный в измерениях 20-23 декабря. В этот период, за исключением 21 декабря, отчетливо наблюдался деполяризованный сигнал от ПСО на фоне обычного, не деполяризованного рассеяния. Сравнение с классификацией ПСО, составленной по данным [12, 163] и представленной в Таблице 4.1, показывает, что данные ПСО относятся к типу NAT I_a, представляющему собой твердые частицы тригидрата азотной кислоты.

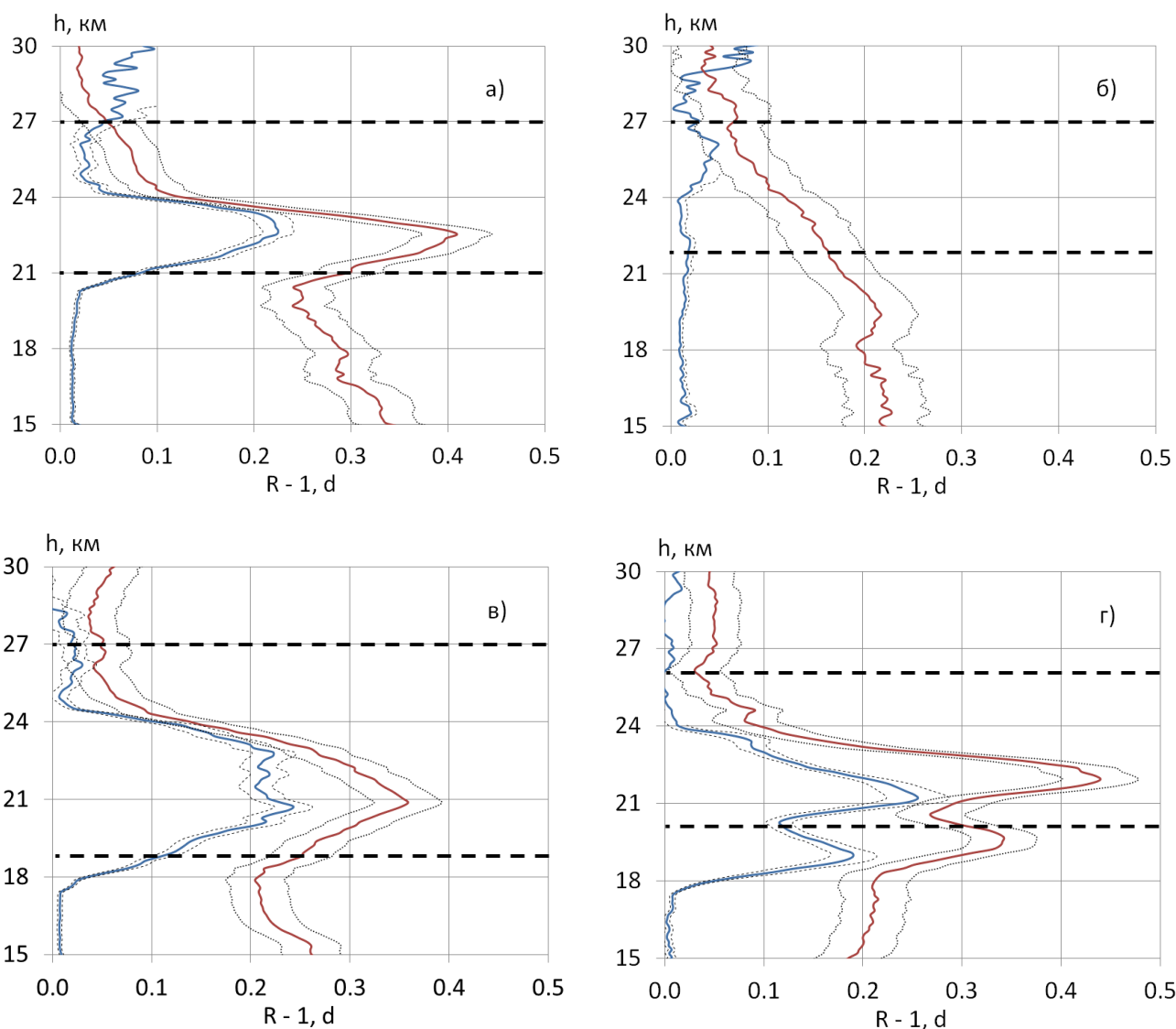


Рисунок 4.6 - Высотные профили относительного коэффициента обратного рассеяния $R-1$ (красная линия) и степени деполаризации $d_a(h)$ (синяя линия) на длине волны 532 нм при измерениях ПСО; а – 20 декабря, б – 21 декабря, в – 22 декабря, г – 23 декабря.

4.4 Аэрозольные слои инверсионного слоя тропопаузы

Кроме кристаллических аэрозольных образований типа ПСО, в аэрозольных профилях нередко обнаруживаются различные аэрозольные образования типа перистых облаков в области инверсионного слоя тропопаузы (ИСТ). Инверсионным слоем тропопаузы принято считать резкое повышение температуры более, чем на 4 К на 1.5-2 км сразу после области тропопаузы (рис. 4.7,

инверсионный слой показан стрелочкой). В результате ИСТ образуется «запирающий» слой, который не дает аэрозолю опуститься ниже тропопаузы. Поэтому очень часто в области тропопаузы образуются различные аэрозольные образования той или иной природы. При этом, как оказалось, ИСТ не такое уж редкое явление, как думали раньше, и, например, над г. Обнинском, ИСТ возникает в среднем более чем в 55% случаев от общего кол-ва измерений.

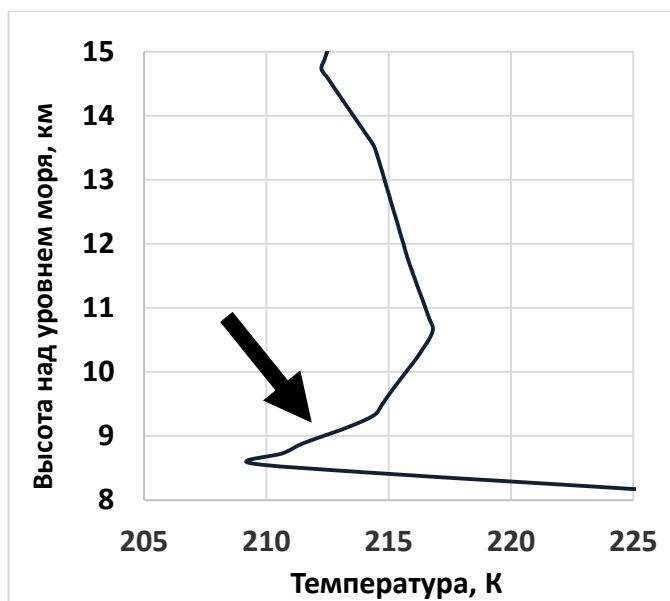


Рисунок 4.7 – Температура в области ИСТ

На рис. 4.8 приведен пример идентификации перистого облака по данным лидарного зондирования аэрозоля. Здесь, в отдельном информационном окне показаны основные характеристики данного аэрозольного образования.



Рисунок 4.8 – Перистое облако на высоте 11 км – Обнинск, 5.07.2014 г.

На рис. 4.9 представлены 3 графика – температура, отношение обратного рассеяния и степень деполяризации аэрозольного рассеяния в одном диапазоне высот. На этих графиках хорошо видно аэрозольное образование, находящееся выше тропопаузы – оно имеет стратосферное происхождение, а в районе и ниже тропопаузы уже расположено перистое облако с высокой степенью деполяризации тропосферного происхождения.

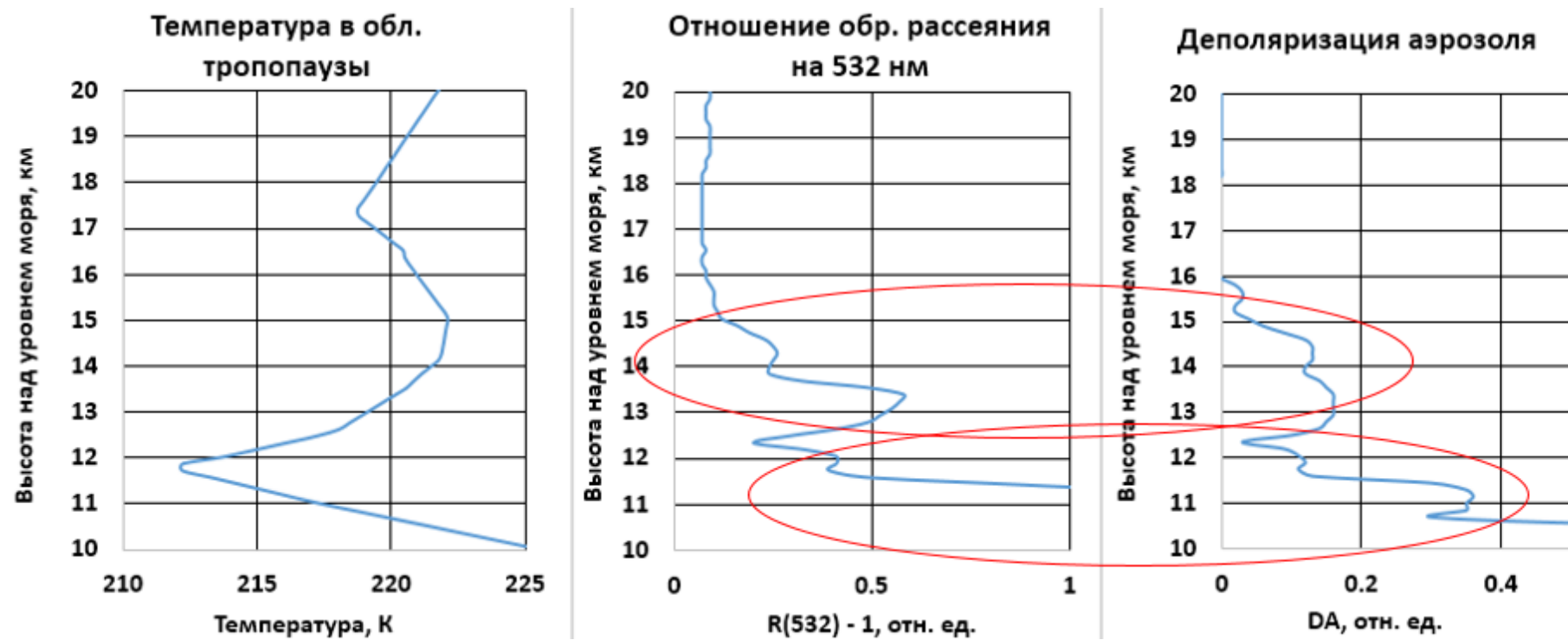


Рисунок 4.9 – 2 аэрозольных образования различной природы

4.5 Челябинский метеорит

Падение метеорита над г. Челябинск произошло утром 15 февраля 2013 г. примерно в 7:20 по МСК. Суперболид, диаметром около 17 метров и массой порядка 10 тыс. тонн, вошел в атмосферу Земли на скорости около 18 км/с и разрушился на высотах 30-50 км. Движение фрагментов с большой скоростью вызвало мощное свечение и сильную ударную волну. Основная часть вещества падающего тела сгорела, оставив после себя многочисленные следы на различных высотах в стратосфере [167].

Первые лидарные измерения после падения метеорита по погодным условиям были выполнены в г. Обнинске 18 февраля (рис. 4.10). При этом был зафиксирован относительно слабый аэрозольный слой на высоте около 42 км.

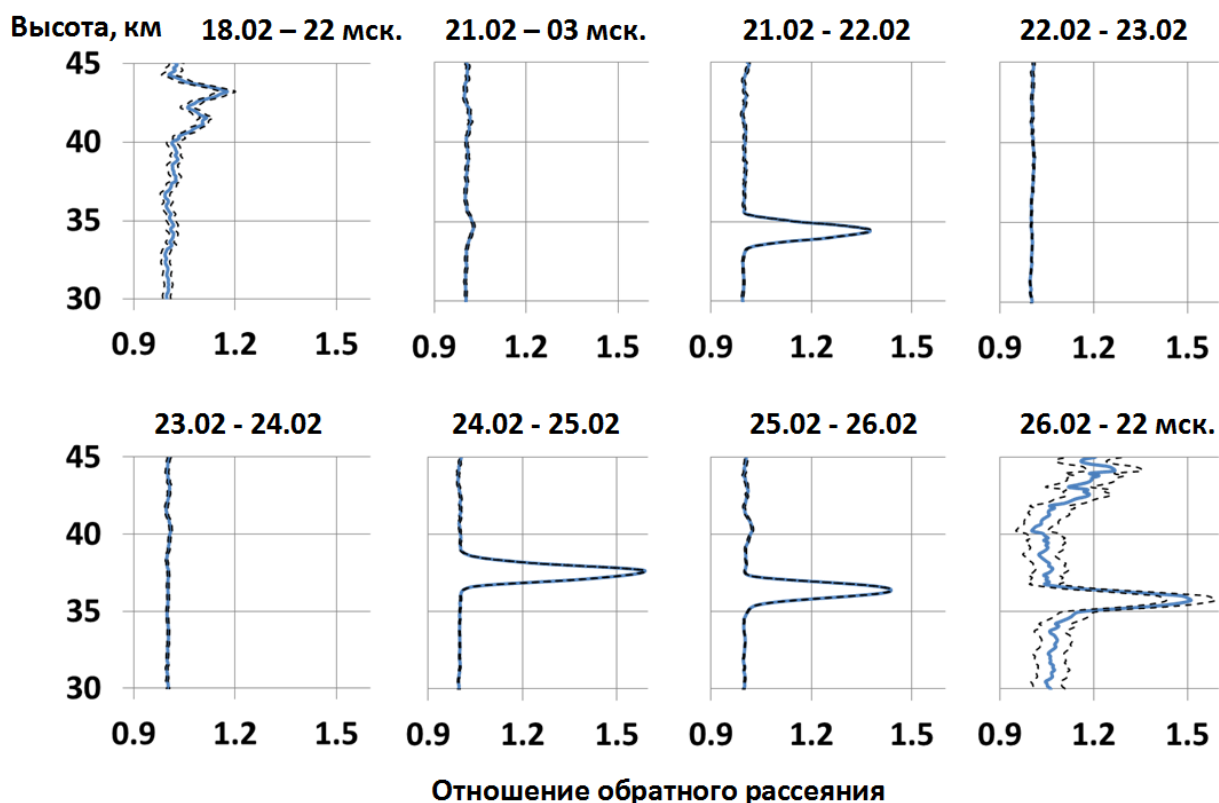


Рисунок 4.10 – Высотные профили отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм после падения метеорита

На рисунке показано, что в первый день отношение обратного рассеяния R на длине волны 532 нм составляло в максимуме слоя 1.15. В последующем,

начиная от 20 февраля примерно с 03 часов мск., слои наблюдались на высотах от 34 до 38 км. Максимальная зафиксированная величина R в середине слоя достигала уровня 2.8 отн. ед.

Следует отметить отсутствие следов слоя 21 и 23 февраля. По-видимому, распространение аэрозоля происходило в виде струи, которая смещалась по широте и не наблюдалась в Обнинске.

На рис. 4.11 показана динамика изменения метеорного слоя в течение ночи с 24 на 25 февраля. На верхних графиках показаны профили отношения обратного рассеяния с разрешением по высоте 150 м, а на нижних – степень деполяризации аэрозольного рассеяния. Видно, что метеорный слой постепенно снижается по высоте, при этом возрастает концентрация аэрозоля. Высокая степень деполяризации свидетельствует о несферичности частиц.

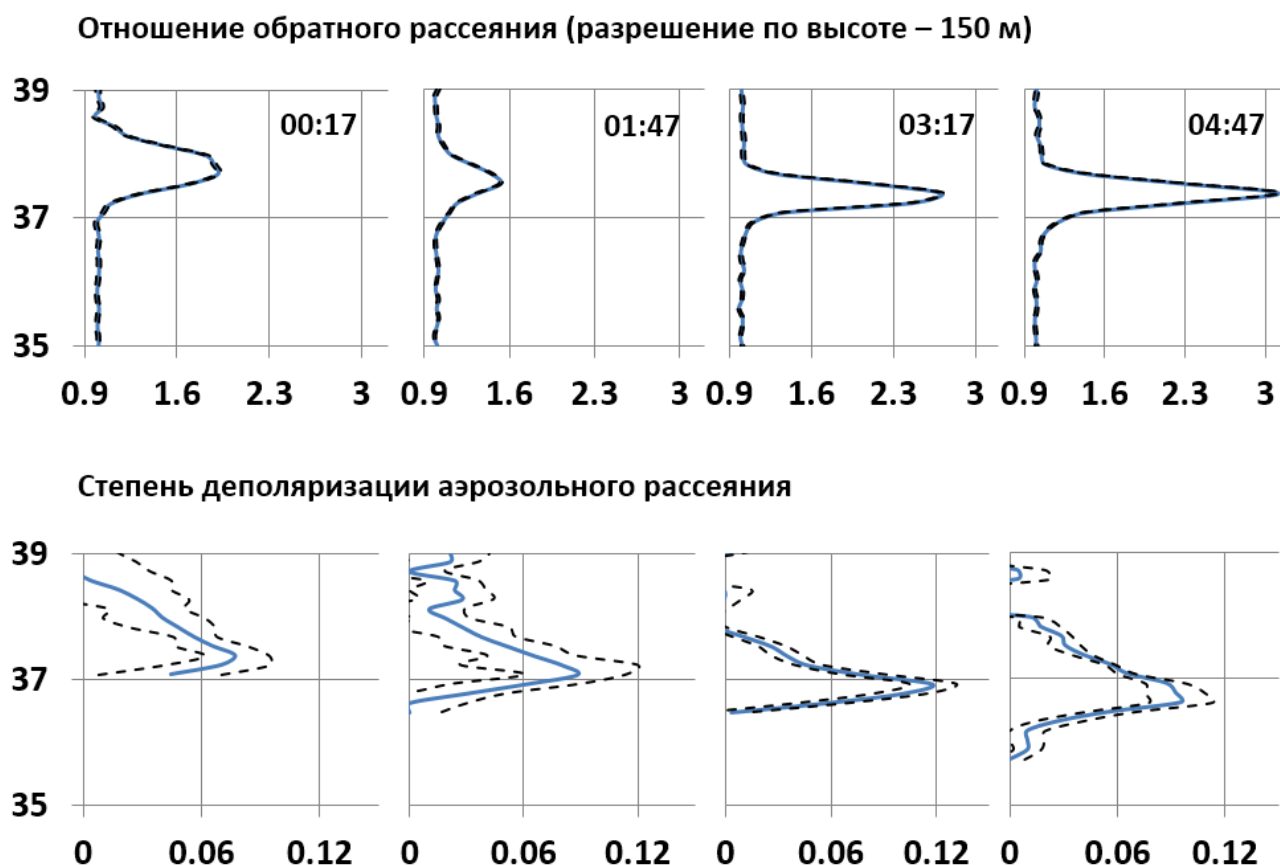


Рисунок 4.11 – Динамика изменения метеорного слоя в течение ночи 24-25 февраля

4.6 Результаты лидарного зондирования концентрации озона

Результаты измерений высотного профиля концентрации озона с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. представлены на рис. 4.12. Из рисунка видно, что максимальная концентрация озона приходится на период с декабря и апрель. При этом в ряде случаев в январе и феврале месяце наблюдалась аномальная концентрация озона в более низких слоях (14-17 км) стратосферы, обусловленная адвекцией на этих уровнях полярных стратосферных воздушных масс, более богатых озоном, чем воздушные массы умеренных широт.

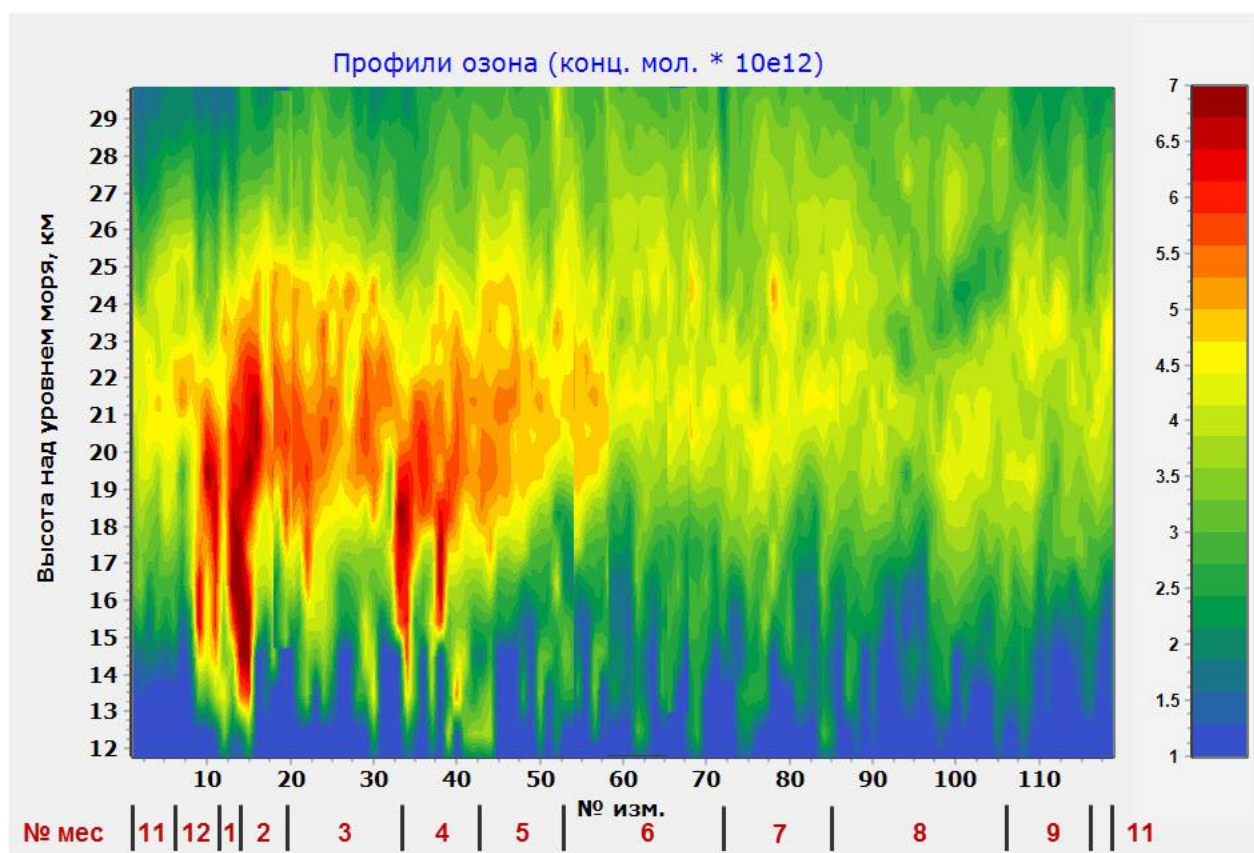


Рисунок 4.12 – Временной ход высотного профиля концентрации озона (в цветовой гамме). На оси абсцисс показана сквозная нумерация измерений с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. Вертикальными черточками отмечены границы и номера месяцев - № 12 соответствует декабрю 2014 г., № 1 – январю 2015 г. и т.д.

Временной ход интегрального содержания озона в слое от 12 до 35 км показан на рисунке 4.13 за период с июня 2012 по октябрь 2015 г. Хорошо просматривается сезонный ход концентрации. Кроме того, видно, что весенний

максимум в 2014 г. был ниже примерно на 20%, чем в предшествующем 2013 г. и последующем 2015 г. Данные вариации представляют известные квазидвухлетние колебания концентрации озона, связанные с периодическим изменением интенсивности меридионального переноса. Порядок величины вариаций $\pm 10\%$ от среднего уровня также находится в соответствии с известными данными. Среднее значение равно 268, а среднеквадратичное отклонение 35 ед. Добсона.



Рисунок 4.13 - Временной ход интегрального содержания озона в слое от 12 до 35 км за все время измерений на Обнинской лидарной станции. Прямыми цветными линиями показано среднее значение и среднеквадратичные отклонения.

На рисунке 4.14 представлены средние профили концентрации озона за 2012-2015 г. в сравнении с моделями ИОА–1985 и Haloe – синие линии на графике. Из рисунка видно, что профили концентрации озона по данным лидарного зондирования имеют хорошее соответствие с моделью Haloe, и плохое с моделью ИОА–1985. Достаточно большое различие на всех высотах наблюдается в сравнении со спутниковыми данными Aura OMI [130], которые на рисунке обозначены зеленой линией. По-видимому, она объясняется тем, что спутниковое зондирование осуществляется в светлое время суток - на 5-7 часов раньше, чем

проходят лидарные измерения, а также расстоянием до от точки лидарного до точки спутникового зондирования.

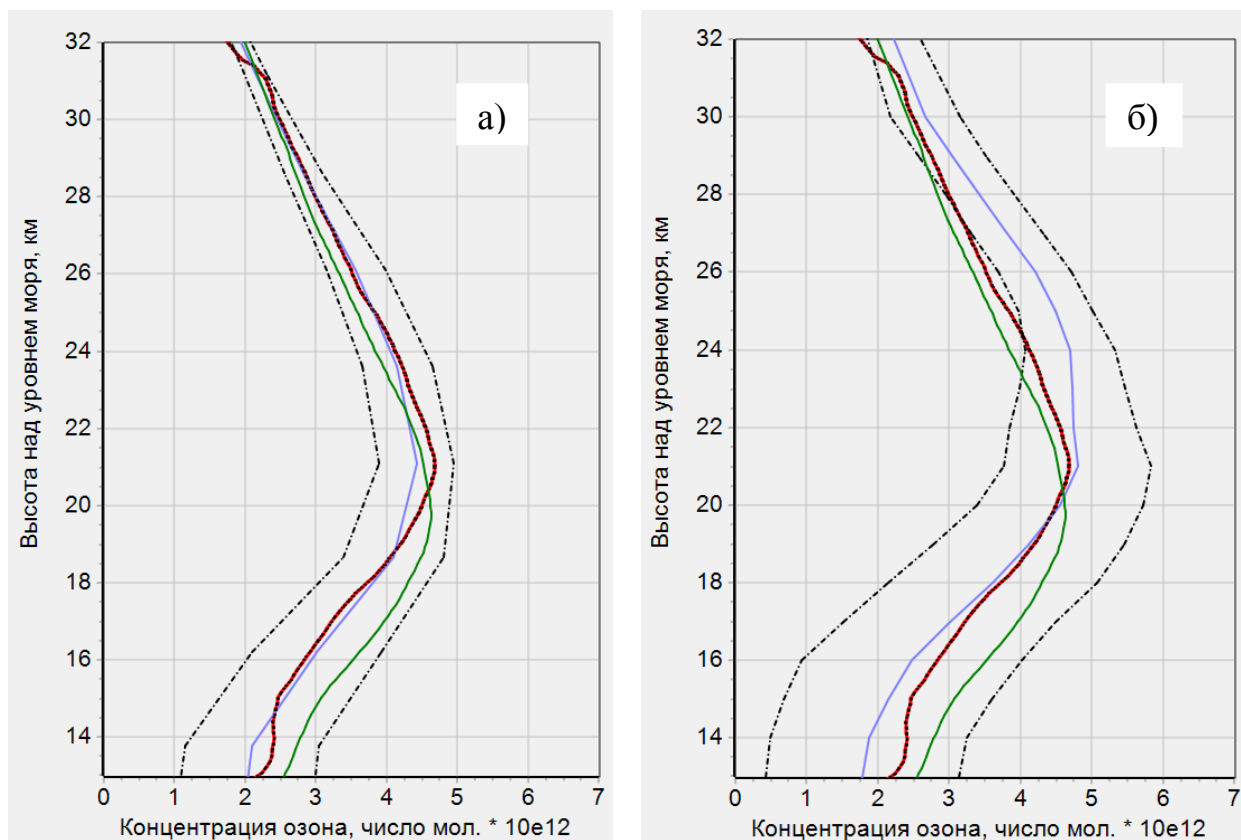


Рисунок 4.14 – средняя концентрация озона за все время измерений в сравнении с моделью Haloe (а) и с моделью ИОА–1985 (б)

На рисунке 4.15 проведено сопоставление лидарных измерений концентрации озона и измерений общего содержания озона, выполненных в НПО «Тайфун» с помощью спектрометра Брюера (данные предоставлены В. Н. Теребом). При этом лидарные профили проинтегрированы в интервале высот от 12 до 35 км, а данные измерений ОСО умножены на 0.8, чтобы исключить вклад тропосферных и стратосферных участков вертикальной трассы, не входящих в зону измерений лидара. Число 0.8 подобрано с целью приведения измерений различными методами к одному масштабу для лучшего сопоставления временного хода. Из рисунка 4.15 видно, что с учетом данного масштабного множителя имеется хорошее качественное согласие измерений двумя различными методами. Лидарные измерения хорошо отражают сезонный ход концентрации озона, а также

и межгодовые различия. Последний вывод следует из сравнения данных весенних измерений за 2013 и 2014 г.г. (максимумы в районе 450 и 850 дней).

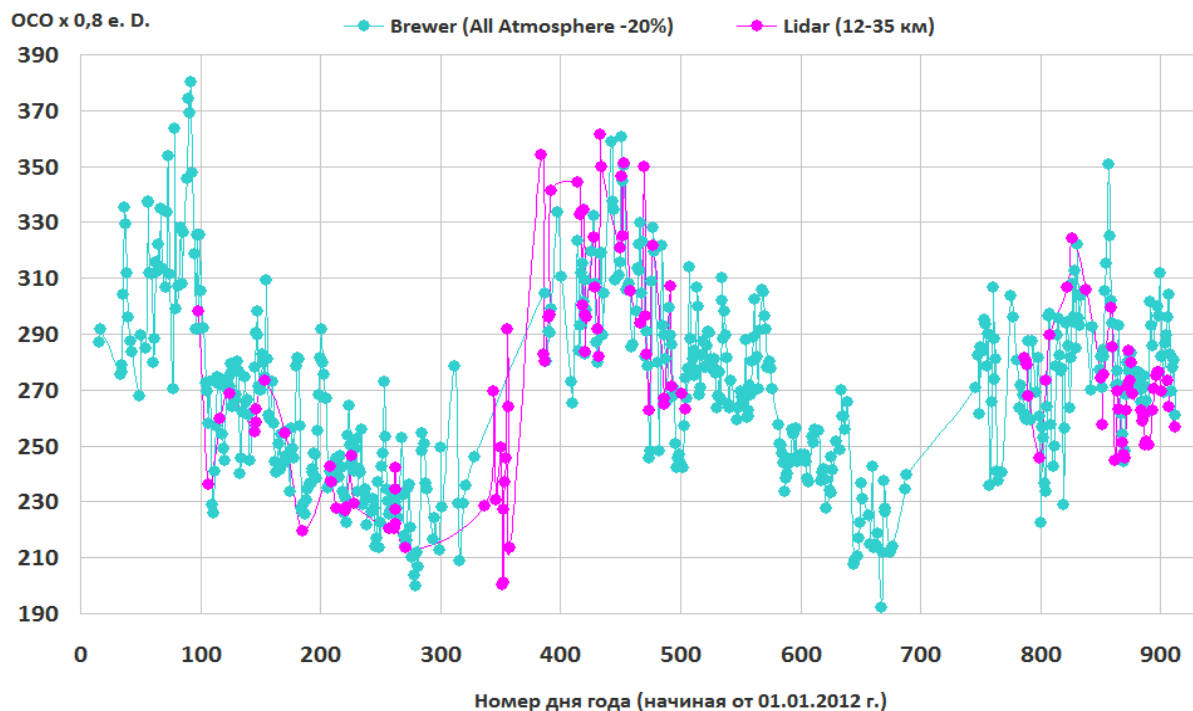


Рисунок 4.15 – Сопоставление лидарных измерений интегральной (12-15 км) концентрации озона (фиолетовая линия) с данными измерений общей концентрации озона (бирюзовая линия), умноженными на 0.8 в районе г. Обнинска с 2012 по 2014 г.

4.7 Результаты определения высотных профилей температуры и параметров температурных возмущений

Результаты измерений высотного профиля температуры по данным лидарного зондирования на Обнинской лидарной станции с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. показаны на рисунке 4.16. Все измерения за период с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. пронумерованы в возрастающем порядке и, кроме того, на оси абсцисс отмечены границы месяцев измерений. Из рисунка 4.16 видно, что увеличения температуры средней атмосферы происходили в период от начала декабря 2014 г. по конец января 2015 г. Анализ сопутствующих данных, полученных из интернета, показал, что в это время имели место события

ослабления полярного стратосферного вихря и внезапных стратосферных потеплений. Затем до конца марта состояние средней атмосферы было невозмущенным, а в конце марта - начале апреля началось финальное стратосферное потепление и переход на летний тип циркуляции средней атмосферы.

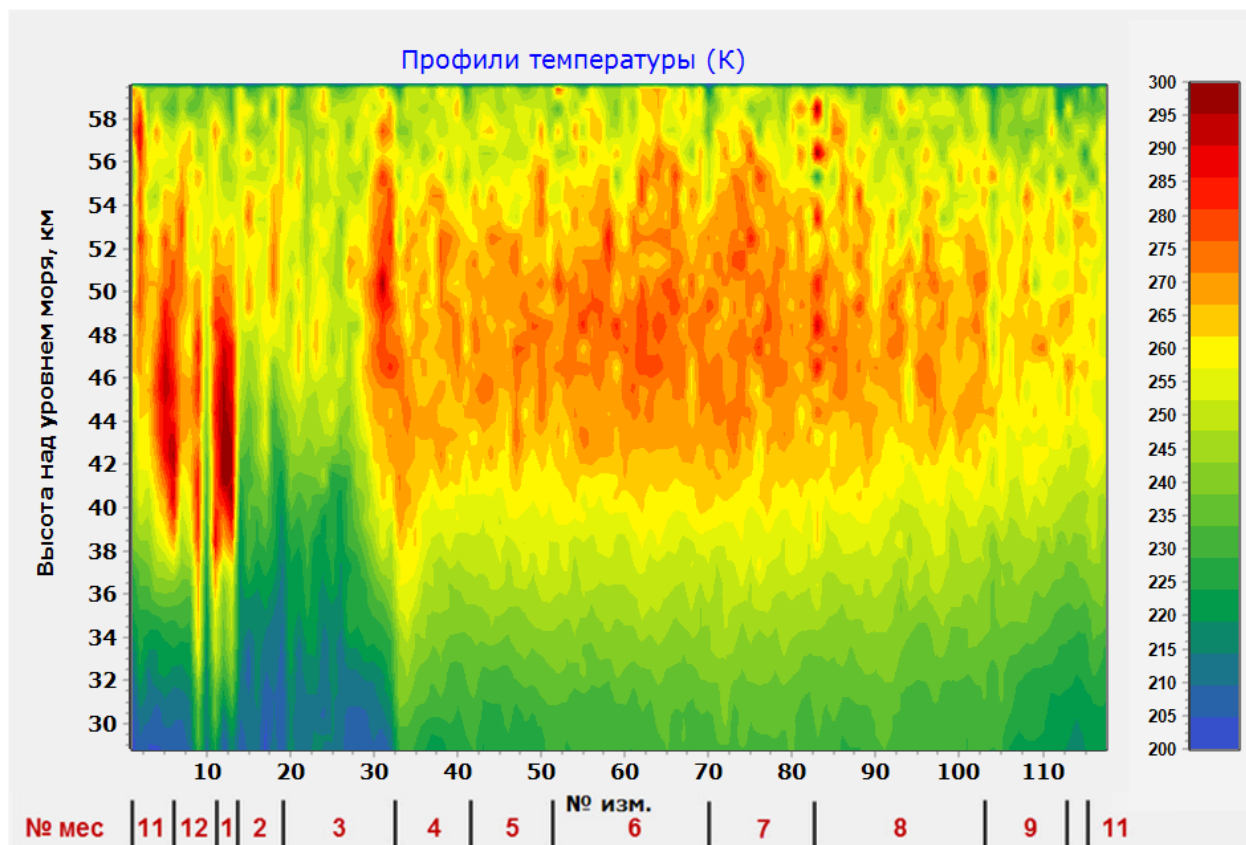


Рисунок 4.16 – Временной ход высотного профиля температуры средней атмосферы (в цветовой гамме). На оси абсцисс показана сквозная нумерация измерений с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. Вертикальными черточками отмечены границы и номера месяцев - № 12 соответствует декабрю 2014 г., № 1 – январю 2015 г. и т.д.

При сопоставлении результатов лидарного зондирования температуры с моделью Aura-2014, температурный профиль за выбранный период времени загружается из БД и строится на графике. При этом, для сравнения на графике, отображаются профили модели и коридор предельных значений – рис. 4.17. На графике показаны черные линии большим пунктиром, которые представляют

границы вероятных вариаций температуры (на уровне вероятности превышения 1%) в средней атмосфере по результатам ракетных измерений [147].

По теории вероятности известно, что на уровне превышения вероятности 1% за выход предельных значений, коэффициент для среднеквадратического отклонения ($k \cdot \sigma$) должен быть равным ~ 2.7 ($k = 2.7$). Учитывая достаточно большой объем накопленных данных по температуре за период с 2012 по 2015г. на Обнинской лидарной станции, рассчитан профиль среднеквадратического отклонения по температуре по всему объему данных и сопоставлен с данными ракетных запусков – рис. 4.17.

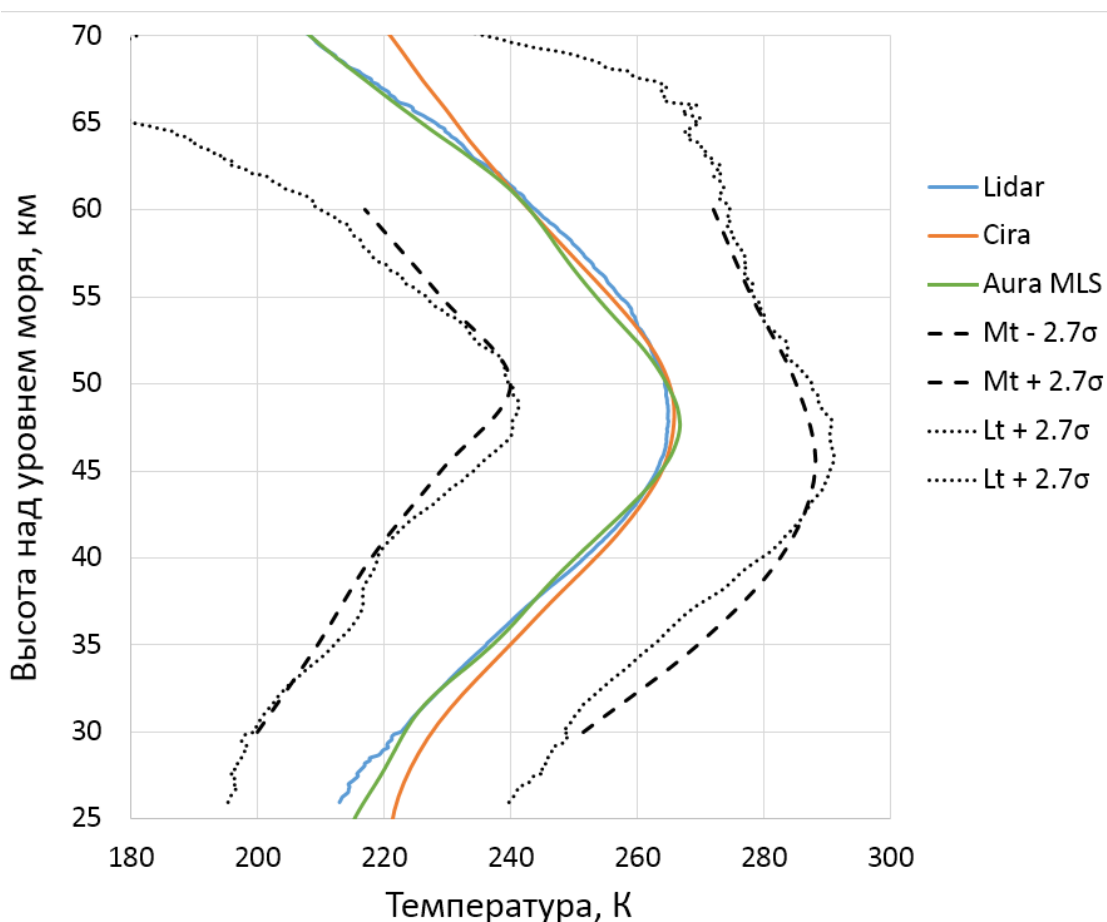


Рисунок 4.17 – Профили средней температуры за 2012-2015 гг. по данным лидарного зондирования в сравнении с данными модели CIRA-86 и спутникового зондирования, показанные в рамках коридора предельных значений. Черные линии с крупным пунктиром – данные ракетных запусков, мелким пунктиром – ср.кв.д. откл. по данным лидарной температуры, умноженные на 2.7.

Из рисунка видно, что совпадение предельно допустимых отклонений между данными ракетных запусков и лидарным зондированием достаточное хорошее. Максимальная разница составляет 7 градусов Кельвина на высоте 35 км только на верхней линии предела. Отклонения как для ракетных данных, так и для лидарных строились относительно модели Aura-2014 (зеленая линия на графике).

Также необходимо отметить хорошее соответствие профилей температуры по данным лидарного и спутникового зондирования практически на всех высотах, за исключением области 50-60 км, в которой различия могут быть обусловлены влиянием ежегодных больших и малых стратосферных потеплений.

Сезонная зависимость плотности потенциальной энергии ИГВ волн показана на рисунке 4.18, где представлен временной ход среднемесячных средних по интервалам высот от 32 до 45 км и от 45 до 55 км значений плотности потенциальной энергии ИГВ. Данные представлены за период с января 2014 по октябрь 2015 г. ввиду того, что за эти 2 года измерения проводились достаточно регулярно – несколько раз в месяц. Из рис. 4.18 видно, что максимум плотности потенциальной энергии наблюдается в декабре, после чего энергия постепенно убывает и в июне достигает минимальных значений.

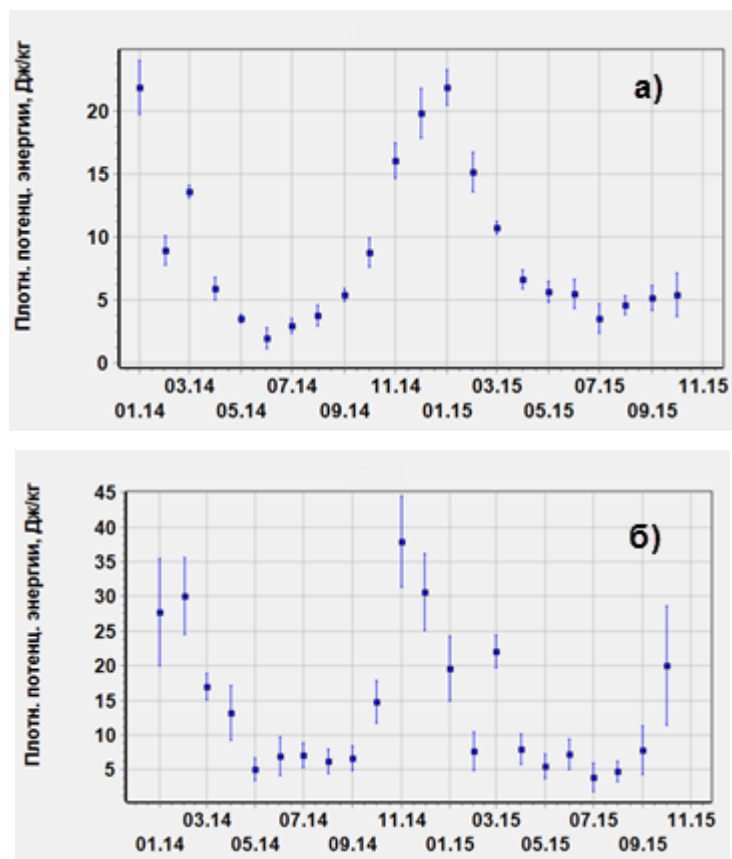


Рисунок 4.18 – Временной ход среднемесячных средних по интервалам высот от 32 до 45 км (а) и от 45 до 55 км (б) значений плотности потенциальной энергии ИГВ.

Вертикальные отрезки представляют погрешность оценки среднемесячных значений плотности.

4.8 Определение характеристик стратосферного аэрозоля

На рис. 4.19 представлен в цветовой гамме временной ход высотного профиля отношения $R(h,532)$. Измерения за период с ноября 2014 г. по октябрь 2015 г. пронумерованы в возрастающем порядке, а на оси абсцисс отмечены границы месяцев измерений. Такой способ представления результатов связан с неравномерностью распределения ясных ночей и, соответственно, выполненных измерений в течение рассматриваемого периода.

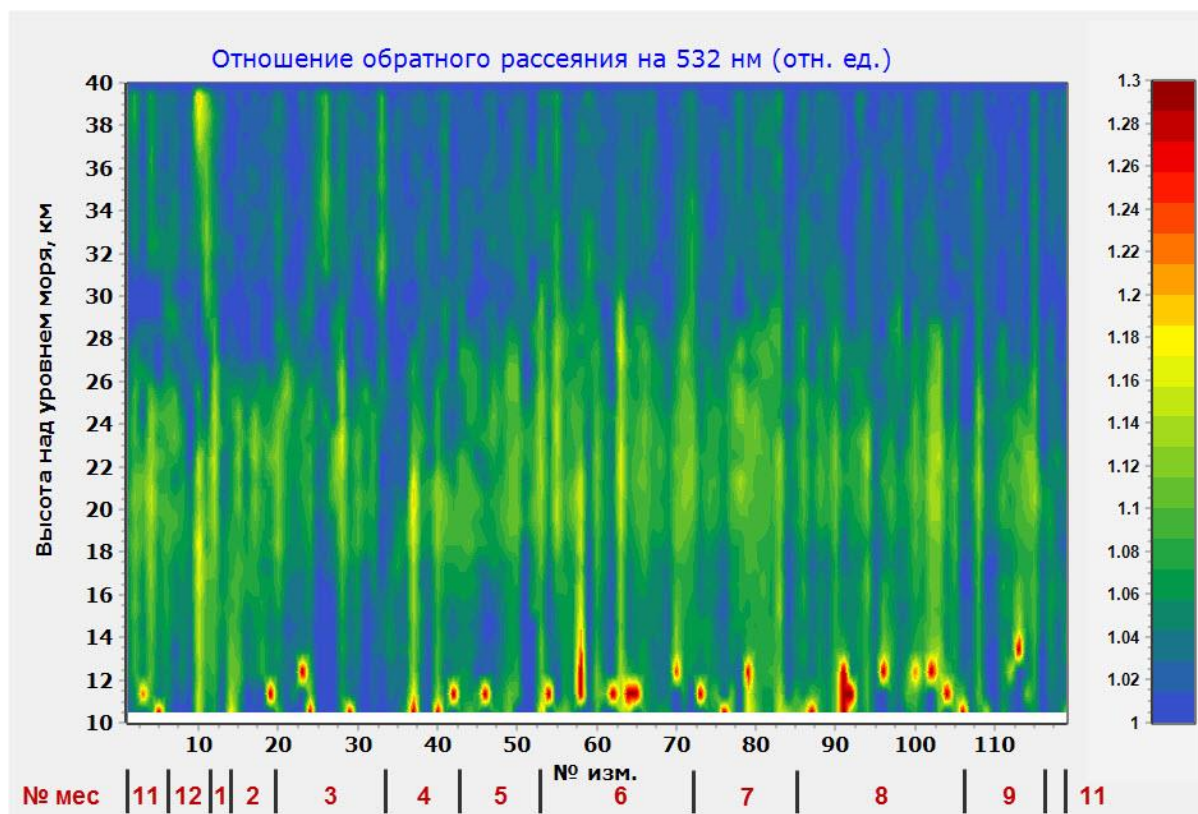


Рисунок 4.19 – Временной ход высотного профиля величины отношения обратного рассеяния $R(h, 532)$ (в цветовой гамме). На оси абсцисс показана сквозная нумерация измерений с декабря 2014 г. по май 2015 г. Вертикальными черточками отмечены границы и номера месяцев - № 12 соответствует декабрю 2014 г., № 1 – январю 2015 г. и т.д.

На рис. 4.19 выделяется основной аэрозольный слой стратосферы (так называемый слой Юнге – 16-24 км), ведущее значение в его пополнении принадлежит вулканическим извержениям. В отдельные периоды наблюдается повышенное содержание аэрозоля на высотах более 30 км. Яркие точки в нижней стратосфере представляют собой аэрозольные образования (в том числе перистые облака) в области инверсионного слоя тропопаузы. Кроме того, в ряде случаев аэрозольные образования над тропопаузой протягиваются вверх и сливаются с основным аэрозольным слоем стратосферы.

На рис. 4.20 представлен лидарный профиль среднего за 2012-2015 г. коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в сравнении с модельными профилями. Из рисунка, что лидарный профиль наиболее хорошо сопоставим с

профилем модели, соответствующего фоновому периоду аэрозольного наполнения стратосферы (синяя линия). Наибольшие различия заметны на высотах ниже 16 и выше 22 км. Различие в нижней стратосфере объясняется частым присутствием аэрозольных образований, в том числе перистых облаков в области инверсионного слоя тропопаузы, а в средней стратосфере вулканической деятельностью и переносом аэрозоля из других областей.

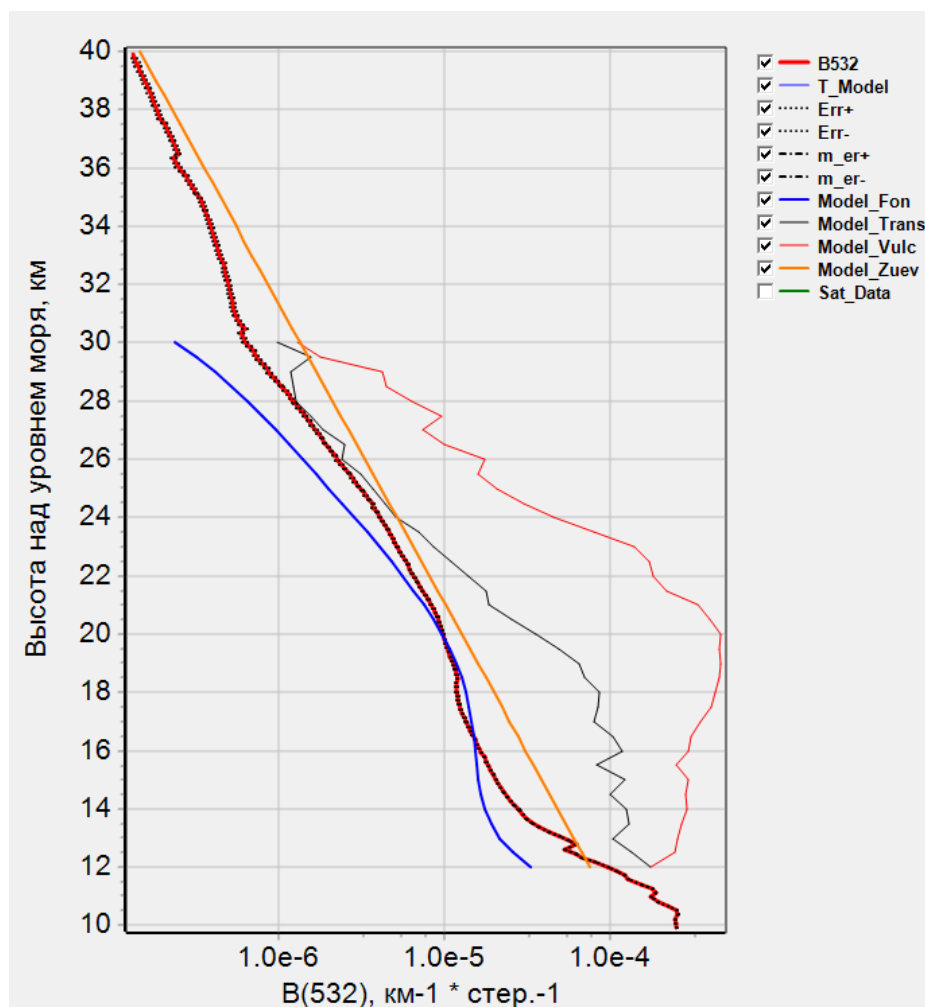


Рисунок 4.20 – Средний профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния за все время измерений, оранжевая линия – модель Томск-1989

Общее содержание аэрозоля в стратосфере по данным лидарных измерений характеризуется обычно величиной интегрального коэффициента обратного рассеяния (ИКОР) в интервале высот от 15 до 30 км. На рисунке 4.21 представлен временной ход данного параметра за все время измерений с 2012 г. Как следует из

рисунка, в течение всего периода измерений ИКОР колеблется около величины $1,0 \times 10^{-4}$ и в среднем остается примерно на одном уровне. Средняя величина составляет 1.06×10^{-4} , а среднеквадратичное отклонение - 3.9×10^{-5} . Оба значения нанесены на рисунок в виде прямых линий.

Хорошо просматривается тенденция постепенного уменьшения аэрозоля к весне и резкие скачки с июня месяцу в течение 2014 и 2015 г. Слабо выражено, но то же самое можно наблюдать и в 2013 г. В целом хорошо виден годовой и сезонный ход аэрозоля.

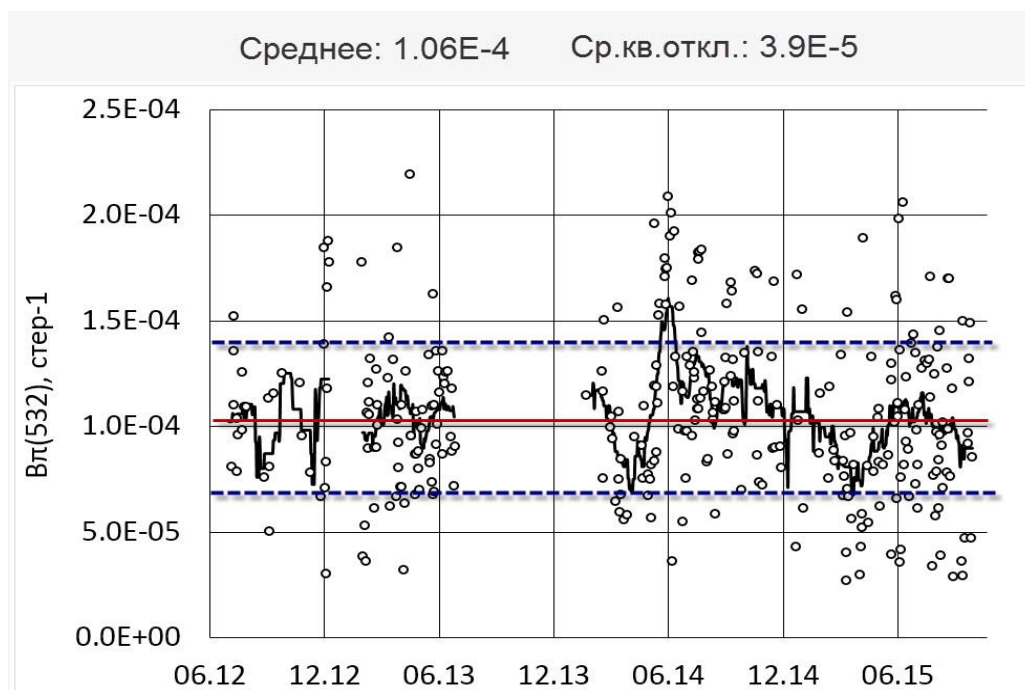


Рисунок 4.21 – Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния с середины 2012 г. по октябрь 2015. Красной линией показано среднее значение, синие линии – среднеквадратические отклонения.

На рисунке 4.22 сопоставлены интегральные значения микрофизических характеристик, полученные по результатам лидарного и спутникового зондирования [164]. Во всех случаях спутниковые данные демонстрируют меньшие значения, что связано, вероятно, с погрешностями решения обратной задачи. Но в целом, качественное совпадение результатов достаточно хорошее.

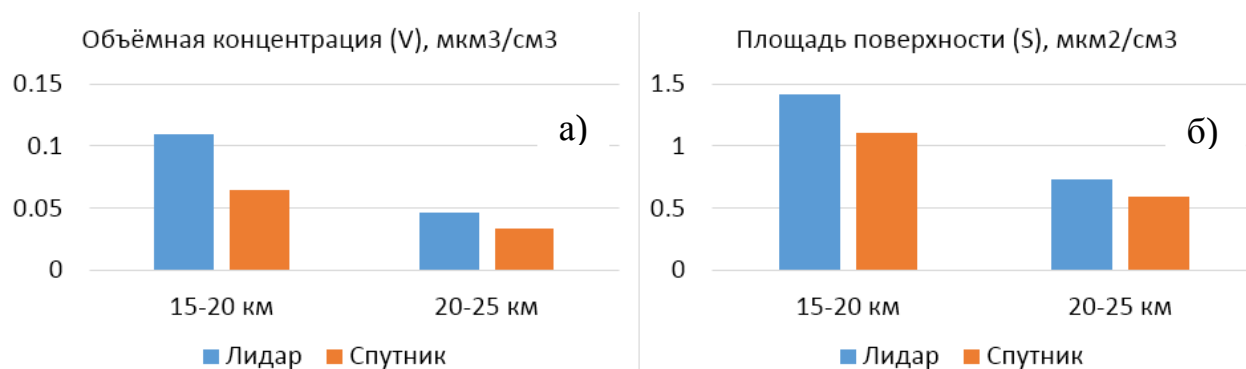


Рисунок 4.22 – Интегральные значения объемной концентрации (а) и площади поверхности частиц (б) по данным лидарного и спутникового зондирования

На рисунке 4.23 показаны коэффициенты ослабления средние за 2012-2015 г. по данным лидарных и спутниковых измерений [109]. На графике 16 км сплошная линия – данные за 2012-2014 г., штриховая - за 2015 г. В целом, совпадение результатов хорошее.

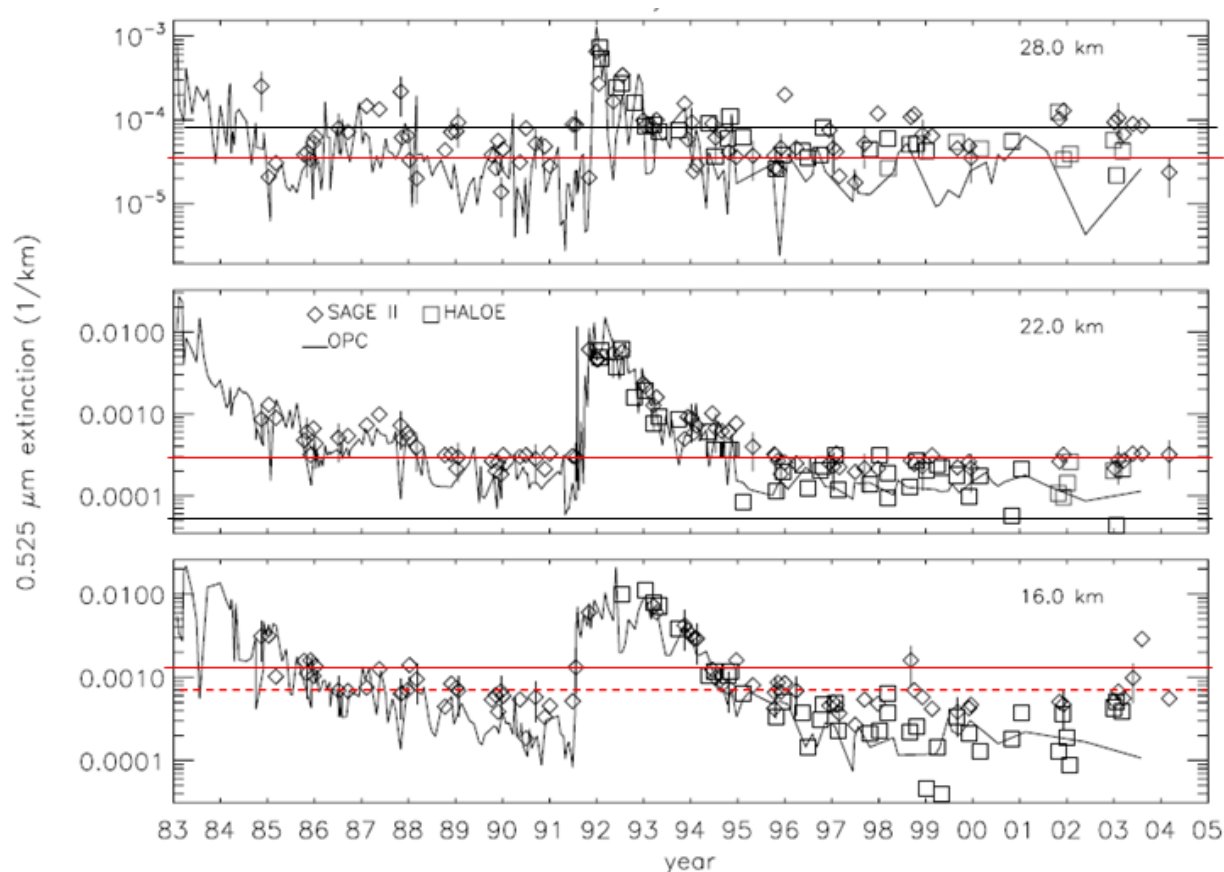


Рисунок 4.23 – Коэффициенты ослабления по данным лидарного и спутникового зондирования

На рисунке 4.24 средние значения за период с 2012 по 2015 г. вертикальных профилей отношения обратн. рассеяния ($R(532)-1$), объемной концентрации (V) и эффективного радиуса (r_{32}). Профили V и r_{32} вычислены с исп. оптико-микрофизической модели.

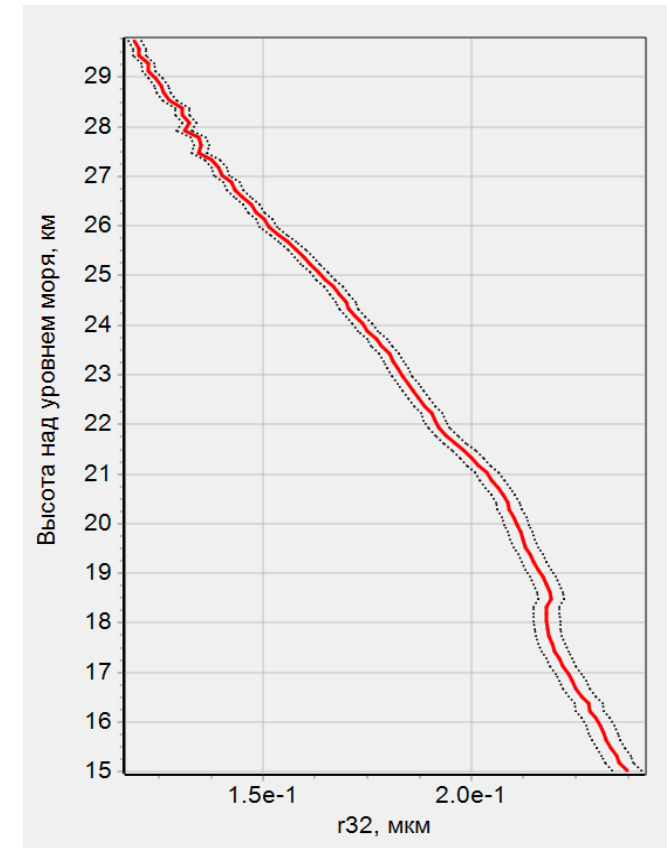
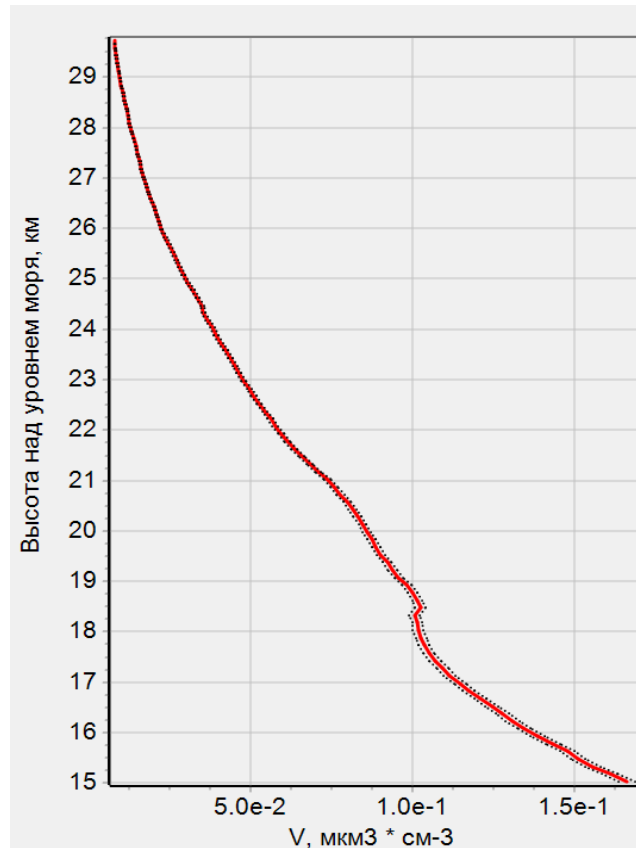
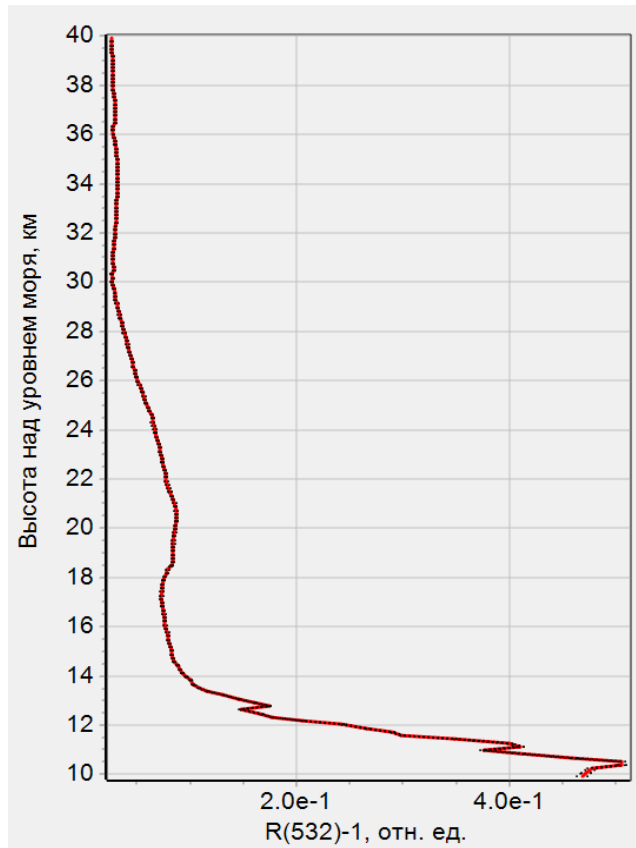


Рисунок 4.24 - средние вертикальные профили отношения обратного рассеяния (а), объемной концентрации (б) и эффективного радиуса (в)

4.9 Выводы по главе 4

Представлены характерные примеры применения разработанных методов и программ к данным измерений, выполненным на Обнинской лидарной станции. Показаны результаты применения оптико-микрофизической модели при интерпретации данных лидарного зондирования стратосферного аэрозоля. В качестве результата применения методики совместного вычисления концентрации аэрозоля и температуры приведен вертикальный профиль отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм от 10 до 70 км. Показана возможность идентификации различных аэрозольных образований, такие как полярные стратосферных облака, следы от челябинского метеорита, перистые облака в области инверсионного слоя тропопаузы. В числе прочих характеристик, у аэрозольных образований определялась степень деполяризации аэрозольного рассеяния. Продемонстрировано хорошее соответствие измерений общего содержания озона, полученных с помощью лидарного зондирования и содержания озона, измеренного спектрометром Брюера в г. Обнинске. Обнаружено хорошее соответствие независимых данных ракетного и лидарного зондирования по температуре при сопоставлении предельно допустимых границ с коридором 2.7σ. Поведено сравнение средних значений характеристик температуры, аэрозоля и концентрации озона с моделями и данными спутникового зондирования.

Заключение

Основные выводы и результаты диссертационной работы:

1. Разработана и внедрена в программу обработки данных лидарного зондирования оптико-микрофизическая модель стратосферного серноокислотного аэрозоля. В модели проанализирована модовая структура спектров и ее связь с интегральными аэрозольными характеристиками. Проведена параметризация связей между интегральными микрофизическими характеристиками аэрозоля и коэффициентами обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн зондирования 355 и 532 нм, вычисляемыми при обработке данных лидарного зондирования аэрозоля. Проведены оценки погрешностей определения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля: для коэффициентов ослабления и объемной концентрации они составляют 20-30%, для эффективного радиуса r_{32} – 31%, площади поверхности частиц – 37%. Приведены примеры интерпретации данных лидарного зондирования стратосферного аэрозоля с использованием разработанной модели.

2. Разработана методика совместного определения относительного содержания аэрозоля и температуры, основанная на модификации рэлеевского метода определения температуры с использованием априорной информации о размерах и составе аэрозольных частиц. С помощью данного метода можно рассчитывать вертикальные профили отношения обратного рассеяния на длине волны 532 нм на высотах от 10 до 70 км. Численный эксперимент с моделированием присутствия аэрозоля на трассе зондирования температуры показал, что вариации априорного параметра в допустимых пределах приводит к неопределённости при вычислении температуры не более 4%. В то же время неучёт аэрозоля при вычислении температуры на длине волны 532 нм дает ошибку около 11%.

3. Создан программный комплекс для автоматической обработки лидарных измерений, с помощью которого производится расчет параметров средней атмосферы по данным трехволнового лидарного зондирования с использованием моделей и спутниковых данных. При этом вычисляются погрешности измеряемых характеристик и проводится оценка отклонений от известных моделей. По

результатам анализа формируются информационные сообщения, в которых детально описываются возможные аномалии, обнаруженные в вертикальных профилях, сообщается о выходе за предельно допустимые значения. При необходимости обработка сигналов лидарного зондирования может быть проведена и в ручном режиме. Оператор, работающий с программой, может изменять результаты обработки, варьируя различные априорные параметры. Исходные сигналы и результаты обработки измеряемых характеристик хранятся в базе данных, что открывает новые возможности работы с данными, например, построение временных рядов, анализ информации одновременно с нескольких лидарных станций.

4. В рамках программы обработки данных лидарного зондирования создан дополнительный модуль, который позволяет производить вэйвлет-анализ температурных флуктуаций и вычислять спектральные характеристики волновых возмущений, потенциальную энергию ИГВ и её спектральную плотность. В интерактивном режиме можно оценить параметры отдельных волновых пакетов, рассчитать их потенциальную энергию, определять длину волны, фазовую скорость и период волновых возмущений. При этом параметры волновых возмущений определяются в диапазоне изменения вертикальной длины волны от 2 км до 30 км, а периода – от десятков минут до примерно 15 часов.

5. Результаты исследования, полученные с помощью разработанных в диссертации методов и программных средств, демонстрируют новые возможности лидарных методов исследования средней атмосферы, в том числе совместное определение относительного содержания аэрозоля и температуры, оценку интегральных микрофизических характеристик аэрозоля, определение энергетических и спектральных параметров волновых возмущений средней атмосферы.

6. Разработанные средства входят в состав системы геофизического мониторинга и позволяют проводить систематические наблюдения за аэрозольным составом, концентрацией озона и температурным режимом средней атмосферы, результаты которых имеют большое значение для анализа и прогнозирования изменений, происходящих в средней атмосфере.

Список литературы

1. Груза Г.В., Зайцев А.С., Катцов В.М. и др. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Москва. – 2008. – 60с.
2. Braconnot P, Nathan P.G., Yong L. et al. Climate Change: The Physical Science Basis, Understanding and Attributing Climate Change. – 2007. – P.665-744.
3. Quante M. The Changing Climate: Past, Present, Future. Berlin Heidelberg. – 2010. – 56с.
4. Израэль Ю.А., Володин Е.М., Кострыкин С.В. и др. Возможность геоинженерной стабилизации глобальной температуры в XXI в. с использованием стратосферных аэрозолей оценка возможных негативных последствий // Метеорология и гидрология. Москва. – 2013. – С.9-22.
5. Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий аэрозолей в стратосферу: глобальные и региональные особенности отклика температуры по расчетам с КМ ИФА РАН // Оптика атмосферы и океана. – Т. 22, № 06. – 2009. – С.521-526.
6. Зуев В.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д. и др. О влиянии вулканогенного аэрозоля на изменения стратосферного озона и NO₂ по данным измерений на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21, № 11. – С.945-951.
7. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. Исследование следового влияния запуска МТКК "СПЕЙС ШАТТЛ" на оптические характеристики, озон и аэрозоль верхней атмосферы методом касательного зондирования в ультрафиолетовом диапазоне с борта космической астрофизической станции "АСТРОН 891" // Оптика атмосферы и океана. – 1997. – Т.10, № 12. – С.1424.
8. Дмитриев А.Н., Шитов А.В. Техногенное воздействие на природные процессы Земли. Проблемы глобальной экологии. Новосибирск: "Манускрипт". – 2003. – 140с.

9. Rasch P.J., Tilmes S., Turco R.P. An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols // *Royal Society*. – 2008. – P.4007-4037.
10. Heckendorn P., Weisenstein D., Fueglistaler S. et al. The impact of geoengineering aerosols on stratospheric temperature and ozone // *Environ. Res. Lett.* – 2009. – P.12.
11. Randel W., Udelhofen P., Fleming E. et al. The SPARC intercomparison of middle-atmosphere climatologies // *Journal of climate*. – V.17. – 2004. – P.986–1003.
12. Зуев В.В. Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: «Наука». – 2004. – 306с.
13. Костко О.К., Хмелевцов С.С., Калягина Г.А. Определение температуры верхней стратосферы с использованием лидара // *Известия РАН. ФАО. Т.28. №5*. – 1992. – С.506-511.
14. Ferrare R.A., McGee, T.J., Whiteman D. et al. Lidar measurements of stratospheric temperature during STOIC. // *Geophys. Res.* – V.100. – 1995. – P.9303-9312.
15. Chandra H., Sharma S., Acharya, Y.B. et al. Rayleigh lidar study of the atmospheric temperature structure over Mt. Abu, India. // *Ind. Geophys. Union*. – V.9, No.4. – 2005. – P.279-298.
16. Duck T.J., Sipler D.P., Salah J.E. et al. Rayleigh lidar observations of a mesospheric inversion layer during night and day // *Geophys. Res.* – V.28. No.18. – 2001. – P.3597-3600.
17. Blum U., Hoppe U.P., Fricke K.H. Gravity wave activity in the middle stratosphere during winter as observed by the ALOMAR O3-lidar and the Bonn university lidar at Esrange in the Northern Scandinavia // *23 ILRC. Nara. Japan* – 2006. Rep. 40-5.
18. Blum U., Fricke K.H. The Bonn University Lidar at the Esrange: Technical description and capabilities for atmospheric research // *Ann. Geophys.* – 2005. – V.23. – P.1645-1658.
19. Hauchecorne A., Chanin M.L. Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km // *Geophys. Res. Lett.* – 1980. – V.7. – P.565-568.

20. Blum U., Fricke K.H. The Bonn University Lidar at the Esrange: Technical description and capabilities for atmospheric research // *Ann. Geophys.* – 2005. – V.23. – P.1645-1658.
21. Keating G.M., Chen C. Extensions to the CIRA reference models for middle atmosphere ozone // *Advances in Space Research.* – 1993. – V.13. Issue 1. – P.45-54.
22. Gerding M., Rauthe M., Hoffner J. Temperature soundings from 1 to 105 km altitude by combination of co-located lidars, and its application for gravity wave examination // 22 ILRC. Matera. Italy. – 2004. Report S4O-4.
23. Kawahara T.D. et al. Temperature and tide analysis in the mesopause region based on a sodium temperature lidar observation at Syowa station in Antarctica // 21 ILRC. Proceedings P.II. – 2004. – P.461-462.
24. Kitahara T., Kawahara T.D., Kobayashi F. et al. Sodium temperature lidar system for probing the upper atmosphere over Antarctica at Syowa station // 21 ILRC Quebec. Canada. – 2002. – P.473-476.
25. Ansmann A. et al. Combined Raman elastic-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio // *Applied Physics B.* – 1992. – V.55. – №.1. – P.18-28.
26. Reichardt J, Wandinger U., Serwazi M. Combined Raman lidar for aerosol, ozone, and moisture measurements. // *Opt. Eng.* – 1996. – V.35, N.5. – P.1457-1465.
27. Zahn U., Fiedler G.J., Fricke K. H. et al. The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: objectives configuration and performance. // *Ann. Geophysicae.* – 2000. – V.18. – P.815-833.
28. Keckhut P., Chanin M.L., Hauchecorne A. Stratosphere temperature measurement using Raman lidar // *Appl. Opt.* – 1990. – V.29, N.34. – P.5182-5186.
29. Behrendt A., Reichardt J. Atmospheric temperature profiling in the presence of clouds with a pure rotational Raman lidar by use of an interference-filter-based polychromator. // *Apl.Opt.* – 2000. – V.39. N.9. – P.1372-1378.
30. Hua D., Uchida M., Kobayashi T. UV Rayleigh-Mie lidar for temperature profiling of the troposphere // 22 ILRC. Matera. Italy. – 2004. Report S2P-12.

31. Keckut P., Hauchecorne A., Chanin M.L. A critical review of the database acquired for the long-term surveillance of the middle atmosphere by the French Rayleigh lidars // J. of Atmosph. and Oceanic Technology. – 1993. – V.10. – P.850-867.
32. Neely R.R., English J.M., Toon O.B. et al. Implications of extinction due to meteoritic smoke in the upper stratosphere // Geophys. Res. Lett., – 2011. – V.38. – Is.24.
33. Микиров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферой Земли. Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 208с.
34. Филиппов В.А. Лазерно-локационные исследования метеорных следов и внутренних гравитационных волн. Автореф. дис. к.ф.-м.н. Республика Казахстан. Алматы, – 2010. – 17с.
35. Kent G.S., Sandford M.C., Keenlside W. Laser radar observations of dust from comet Bennett. // J. Atm. Terr. Phys. – 1971. – V.33. – P.1257-1262.
36. Renard J.-B., Gwenaël B., Salazar V., et al. *In situ* detection of aerosol layers in the middle stratosphere. // Geophys. Res. – 2010. – V.37. – P.803-836.
37. Renard J.-B., Brogniez C., Gwenaël B. et al. Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // Geophys. Res. – 2008. – V.113, – P.303-327.
38. Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, – V.37. – 1980. – P.1342-1357.
39. Megner L., Siskind D.E., Rapp M., Gumbel J. Global and temporal distribution of meteoric smoke: A two dimensional simulation study // Geophys. Res. – 2007. – V.113, – P.202-227.
40. Bardeen C.G., Toon O.B., Jensen E.J. et al. Numerical simulations of the three-dimensional distribution of meteoric dust in the mesosphere and upper stratosphere // Geophys. Res., – 2007. – V.113.
41. John M. C. Plane. Cosmic dust in the earth's atmosphere. // Chem. Soc. Rev. – 2012, – V.41. – P.6507–6518.

42. Hervig, M.E., Gordley L.L., Deaver L.E. et al. First Satellite Observations of Meteoric Smoke in the Middle Atmosphere // *Geophys. Res.* – 2009. – V.36.
43. English J.M., Toon O.B., Mills M.J., Yu F. Microphysical simulations of new particle formation in the upper troposphere and lower stratosphere. // *Atmos. Chem. Phys.* – 2011. – V.11. – P.9303-9322.
44. Бычков В.В., Маричев В.Н. Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосферы и океана.* – 2008. – Т.21. №3. – С.248-255.
45. Бычков В.В., Пережогин А.С. и др. Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007-2011 г.г. // *Оптика атмосферы и океана.* – 2012. – Т.25. №1. – С.87-93.
46. Черемисин А.А., Новиков П.В., Шнипов И.С. и др. Лидарные наблюдения и механизм формирования структуры аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере над Камчаткой // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 2012. – Т.52, №5. – С.690-700.
47. Fritts D.C., Alexander M.J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere // *Review of Geophysics.* – 2003. – V.41. – P.1003.
48. Alexander M.J., Geller M., McLandress C., et al. Recent developments in gravity-wave effects in climate models and the global distribution of gravity-wave momentum flux from observations and models // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2010. – V.136. – P.1103–1124.
49. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю., Погорельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях. // *Вестник Российской академии наук.* – 2015. – Т.85. №1. – С.39–46.
50. Blum U., Hoppe U.-P., Fricke K.H. Gravity wave activity in the middle stratosphere during winter as observed by Alomar O3-lidar and the Bonn university lidar at Esrange in Northern Scandinavia / Report 4O-5. 23 ILRC. – 2006. Nara. Japan.
51. Nojima K., Abo M., Shibata Y., Nagasawa C. Lidar observations of stratospheric and mesospheric temperature / Report 4P-5. 23 ILRC. – 2006. Nara. Japan.

52. Malinga S.B., Bencherif H. Wavelet analysis of temperature ptofiles obtained by lidar over atropical site: Réunion Island (E 55.5 °, S 8.20 °) / Report 4P-14. 23 ILRC. – 2006. Nara. Japan.
53. Gao X., Meriwether J.W., Wickwar V. B. et al. Raylength lidar measurements of the temporal frequency and vertical wavenumber spectra in the mesosphere over Rocky Mountain region. // J. Geophys. Res. – 1998. – V.103. – P.6405–6416.
54. Whiteway J.A., Carswell A.I. Lidar observations of gravity wave activity in the upper stratosphere over Toronto // Geophys. Res., – 1995. – V.100. N.7. – P.14, 113-14, 124.
55. Marsh K.P., Mitchell N.J., Thomas L. Lidar studies of stratospheric gravity wave spectra. // Planet. Space Sci. – 1991. – V.39, No.11. – P.1541-1548.
56. Sato K., Yamada M. Vertical structure of stratospheric gravity waves revealed by the wavelet analyses // J. Geophys. Res. – 1994. – V.99 N. D10. – P.20, 623-20, 631.
57. Alexander M. J. Chapter 5. Gravity Waves in the Stratosphere, in AGU Monograph «The Stratosphere Revealed». – 2010.
58. Harris N., Stähelin J., Stolarski R. The New Initiative on Past Changes in the Vertical Distribution of Ozone // SPARC Newsletter N.37. 2011.
59. Матвиенко Г.Г., Банах В.А., Бобровников С.М. и др. Развитие технологий лазерного зондирования атмосферы. // Оптика атм. и океана. – 2009. т. 22.№ 10. – С.915-930.
60. Зуев В.В., Зуев В.Е., Бурлаков В.Д. и др. Климатология стратосферного аэрозоля и озона по данным многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции. // Оптика атмосферы и океана. – 2003. Т.16. № 8. – С.719-724.
61. Букреев В.С., Вартапетов С.К., Веселовский И.А. и др. Лидарная система для зондирования стратосферного и тропосферного озона на основе эксимерных лазеров. // Квантовая электроника. – 1994. Т.24. С.591-596.
62. Хмелевцов С.С., Кауфман Ю.Г., Коршунов В.А. и др. Лазерное зондирование атмосферных параметров на Обнинской лидарной станции НПО «Тайфун» в

- сб. Вопросы физики атмосферы. СПб.: “Гидрометеиздат”. – 1998. С.358-392, 516.
63. McGee T.J., Ferrare R., Whiteman D. et al. Lidar Measurements of Stratospheric Ozone During the STOIC Campaign. // *Geophys. Res.*, – V.100. – 1995. – P.9255-9262.
64. McGee T.J., Gross M.T., Singh U.N. et al. Improved stratospheric ozone lidar // *Opt. Eng.*, V.34. – 1995. P.1421–1430.
65. Bong P.C., Nakane H., Sugimoto N. et al. Algorithm improvement and validation of National Institute for Environmental Studies ozone differential absorption lidar at the Tsukuba Network for Detection of Stratospheric Change complementary station // *Appl. Opt.* V.45 No.15. – 2006. – P.3561-3576.
66. Godin-Beekmann S., Porteneuve J., Garnier A. Systematic DIAL lidar monitoring of the stratospheric ozone vertical distribution at Observatoire de Haute-Provence (43.92°N, 5.71°E). // *J. Environ. Monit.*, – V.5. – 2003. – P.57-67.
67. Веселовский И.А. Дистанционная лазерная диагностика аэрозольных и газовых составляющих атмосферы методами рамановского и упругого рассеяния. Диссертация д.ф.-м.н. М., – 2005. – 384с.
68. Pueschel R.F. Stratospheric aerosols: formation, properties, effects // *Aerosol Sci.* V.27. No.3. – 1996. – P.383-402.
69. Deshler T. A review of global stratospheric aerosol: Measurements, importance, life cycle, and local stratospheric aerosol // *Atmospheric research.* V.90. – 2008. – P.223-232.
70. Sheridan P.J., Schnell R.C., Hofmann D.J., Deshler T. Electron microscope studies of Mt. Pinatubo aerosol layers over Laramie, Wyoming during summer 1991 // *Geophys. Res. Lett.*, V.19(2), – 1992. – P.203–206.
71. Sheridan P.J., Brock C.A., Wilson J.C. Aerosol particles in the upper troposphere and lower stratosphere: Elemental composition and morphology of individual particles in northern midlatitudes // *Geophys. Res. Lett.*, V.21. – 1994. – P.2587-2590.

72. Murphy D.M., Thomson D.S., Mahoney M.J. *In Situ* Measurements of Organics, Meteoritic Material, Mercury, and Other Elements in Aerosols at 5 to 19 km // *Atmospheric Science*. – 1998. – V.282. – P.1664-1669.
73. Gerding M., Baumgarten G., Blum U. et al. Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics // *Annales Geophysicae*. – V.21. – 2003. – P.1057–1069.
74. Fromm M., Jerome A., Hoppel K. et al. Observations of boreal forest fire smoke in the stratosphere by POAM III, SAGE II, and lidar in 1998. // *Geophys. Res.* – 2000. – V.27. N.9. – P.1407-1710.
75. Goodman J., Snetsinger K.G., Pueschel R.F. et al. Evolution of Pinatubo aerosol near 19 km altitude over western North America // *Geophys. Res.* – 1994. – V.21. – P.1129-1132.
76. Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J. et al. Thirty years of *in situ* stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments // *Geophys. Res.*, – 2003. – V.108. – P.4167.
77. Коршунов В.А. О восстановлении интегральных параметров тропосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // *Известия РАН Физ. атм. и океана*. – 2007. – Т. 43. №5. – С.671–687.
78. Лысенко С.А., Кугейко М.М. Восстановление оптических и микрофизических характеристик поствулканического стратосферного аэрозоля из результатов трехчастотного лидарного зондирования // *Оптика атмосферы и океана*. – 2011. – Т.24. №4. – С.308-318.
79. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Ленинград: «Гидрометеиздат». – 1986. – 256с.
80. Виролайнен Я.А., Ю.М. Тимофеев, Стил Х., Поляков А.В., Ньючерч М. Анализ решения обратной задачи по восстановлению микроструктуры стратосферного аэрозоля по спутниковым измерениям. // *Изв. РАН. ФАО*. – 2006. – Т. 42. № 6. – С.816-829.
81. Асатуров М.Л., Будыко М.И., Винников К.Я. и др. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат земли. Л. Гидрометеиздат. – 1986. – 256с.

82. Renard J.-B., Brogniez C., Berthet G. et al. Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // *Geophys. Res.* – 2008. – V.113.
83. Hofmann D., Barnes J., O'Neill M. et al. Increase in background stratospheric aerosol observed with lidar at Mauna Loa Observatory and Boulder, Colorado // *Geophys. Res.* – 2009. – V.36.
84. Thomason L., Peter Th. Assessment of Stratospheric Aerosol Properties / SPARC Report No. 4. – 2006.
85. Kokkola H., Hommel R., Kazil J. et al. Aerosol microphysics modules in the framework of the ECHAM5 climate model – intercomparison under stratospheric conditions // *Geosci. Model Dev.*, – 2009. – V.2. – P.97–112.
86. Koziol A.S., Pudykiewicz J. High-Resolution Modeling of Size-Resolved Stratospheric Aerosol. // *Atmos. Sci.*, – 1998. – V.55. I.20. – P.3127-3147.
87. Aquila V., Oman L.D., Stolarski S. et al. Dispersion of the volcanic sulfate cloud from a Mount Pinatubo-like eruption. // *Geophys. Res.* – 2012. – V.117.
88. Randel W., Chanin M.-L. and Michaut C. Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies / SPARC Report No. 3, – 2005, – 96p.
89. Randel W.J., et al, 2004: The SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. // *J. Climate.* – 2004. – V.17. – P.986-1003.
90. Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J. et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. // *Meteorol. Soc.* – 2005. – V.131. – P.2961-3012.
91. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. // *Meteorol. Soc.* - 2011. – V.137. – P.553-597.
92. Kalnay E., Kanamitsu M., Kirtler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Meteorol. Soc.* – 1996. – V.77. – P.437–471.
93. Saha S., Moorthi S., Pan H.-L. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // *Meteorol. Soc.* – 2010. – V.91. – P.1015-1057.
94. Gibson J.K., Kallberg P., Uppala S.M. et al. ERA description // *ERA-15 Report Series.* – 1997. – №1.

95. Fleming E.L., Chandra S., Barnett J. J., Corney M. Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude, COSPAR international reference atmosphere: 1986, Part II: Middle atmosphere models // *Adv. Space Res.* – 1990. – V.10. – P.11-59.
96. Rees D. CIRA 1986 // *Advances in Space Research.* – 1988. – V.8. – №5-6.
97. Labitzke K., Barnett J.J., Edwards B. Middle Atmosphere Program. University of Illinois, Urbana. – 1985, – V.16.
98. Randel W., Chanin M.-L., Michaut C. Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies / SPARC Report No. 3, – 2002. – 96p.
99. Самохвалов И.В. Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука. – 1985. – 144с.
100. Fortuin J.P., Kelder H. An ozone climatology base on ozonesonde and satellite measurements // *Geophys. Res.* –1998. – V.103. № 31. – P.709-734.
101. Groob J.U., Russell J.M. III. A stratospheric climatology for O₃, H₂O, CH₄, NO_x, HCl and HF derived from HALOE measurements // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2005. – V.5. – P.2797-2807.
102. Hassler B., Bodeker G.E., Dameris M. A new global database of trace gases and aerosols from multiple sources of high vertical resolution measurements // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2008. – V.8. – P.5403-5421.
103. Hassler B., Bodeker G.E., Cionni I., Dameris M. A vertically resolved, monthly mean, ozone database from 1979 to 2100 for constraining global climate model simulation // *International Journal of Remote Sensing.* – 2009. – V.30. №15-16. – P.4009-4018.
104. Keating G.M., Young D.F., Pitts M.C. Ozone reference models for CIRA // *Advances in Space Research.* – 1987. – V.7. – №10. – P.105-115.
105. Hirono M., Fujivara N., Fujivara M., Shibata T. Comparative study of the aerosol properties measured by two-wavelength lidar and detector on balloon // *Japan Meteorol.* – 1985. – V.63. N.2. – P.294-302.
106. Guasta M.D., Morandi M., Stefanutti L. et al. Derivation of Mount Pinatubo stratospheric aerosol mean size distribution by means of a multiwavelength lidar // *Appl. Opt.* – 1994. – V.33. N.24. – P.5690-5697.

107. Зуев В.В., Бурлаков В.Д. Сибирская лидарная станция: 20 лет оптического мониторинга стратосферы. Томск: ИОА СО РАН. – 2008. 226с.
108. Fleming E.L., Chandra S., Shoeberl M. R., Barnett J.J. Monthly Mean Global Climatology of Temperature, Wind, Geopotential Height and Pressure for 0-120 km // National Aeronautics and Space Administration, – 1988.
109. Randel W., Chanin M.–L. and Michaut C. Assessment of Stratospheric Aerosol Properties / SPARC Report. – 2006. – No. 4.
110. Hanson D., Mauersberger K. Laboratory studies of the nitric acid trihydrate: Implications for the south polar stratosphere // Geophys. Res. – 1988. – V.15, – P.855–858.
111. Zhang R., Wooldridge P.J., Abbatt J.P., Molina M.J. Physical chemistry of the sulfuric acid/water binary system at low temperatures: Stratospheric implications // Phys. Chem. – 1993. – V.97. – P.7351-7358.
112. Beyerle G., Deckelmann H., Neuber R. et al. Occurrence of solid particles in the winter polar stratosphere above the nitric acid trihydrate coexistence temperature inferred from ground-based polarization lidar observations at Ny-Ålesund, Spitsbergen // J. Geophys. Res. – 2003. – V.106. – P.2979-2992.
113. Nagai T., Uchino O., Itabe T. et al. Polar stratospheric clouds observed at Eureka (80°N, 86°W) in the Canadian Arctic during the 1994/1995 winter // Geophys. Res. – 1997. – V.24. – P.2243-2246.
114. Larsen N., Rosen J.M., Kjome N.T., Knudsen B. Deliquescence and freezing of stratospheric aerosol observed by balloonborne backscattersondes // Geophys. Res. – 1995. – V.22. – P.1233-1236.
115. Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Стил Х. и др. Моделирование полярных стратосферных облаков: I. Микрофизические характеристики. // Оптика атмосферы и океана. – 2005. Т.18, № 3. – С.264-269.
116. Deshler T., Oltmans S.J. Vertical profiles of volcanic aerosol and polar stratospheric clouds above Kiruna, Sweden: Winters 1993 and 1995. // Atmos. Chem. – 1998. – V.30, – P.11-23.

117. Pueschel R.F., Russel P.B., Allen D.A. et al. Physical and optical properties of the Pinatobo volcanic aerosol: aircraft observations with impactors and a sun-tracking photometer // *Geophys. Res.* – 1994. – V.99.
118. Jäger H., Hofmann D. Midlatitude lidar backscatter to mass, area, and extinction conversion model based on *in situ* aerosol measurements from 1980 to 1987 // *Appl. Opt.*, – 1991. – V.30. – P.127-138.
119. Hamill P., Jensen E.J., Russell P.B., Bauman J.J. The Life Cycle of Stratospheric Aerosol Particles // *American Meteorological Society.* – 1997. – V.78. No.7. – P.1395-1410.
120. Deshler T., Johnson B.J., Rozier W.R. Balloonborne measurements of Pinatubo aerosol during 1991 and 1992 at 41°N, vertical profiles, size distribution, and volatility // *Geophys. Res.* – 1993. – V.20. P.1435– 1438.
121. Koziol A.S., Pudykiewicz J. High-Resolution Modeling of Size-Resolved Stratospheric Aerosol. // *Atmos. Sci.* – 1998. – V.55. N.20. – P.3127-3147.
122. Pueschel R.F., Russel P.B., Allen D.A. et al. Physical and optical properties of the Pinatobo volcanic aerosol: aircraft observations with impactors and a sun-tracking photometer. // *Geophys. Res.*, – 1994. – V.99. P.12915-12922.
123. Lee S.-H., Reeves J.M., Wilson J.C. et al. Particle Formation by Ion Nucleation in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere // *Science.* – 2003. – V.301. – P.1886-1889.
124. Смирнов В.В. Природа и эволюция сверхмалых аэрозольных частиц в атмосфере // *Известия РАН. ФАО.* – 2006. – Т.42, № 6. – С.723-748.
125. Hermann M., Heintzenberg J., Wiedensohler A. et al. Meridional distributions of aerosol particle number concentrations in the upper troposphere and lower stratosphere obtained by Civil Aircraft for Regular Investigation of the Atmosphere Based on an Instrument Container (CARIBIC) flights // *Geophys. Res.*, – 2003. – V.108, – P.4114.
126. Heintzenberg J., Hermann M., Martinsson B.G., Papaspiropoulos G. Number and sulfur derived 3-parameter aerosol size distributions in the tropopause region from CARIBIC flights between Germany and the Indian // *Aerosol Science.* – 2002. – V.33. – P.595-608.

127. Hofmann D.J., Rosen J.M., Gringel W. Delayed Production of Sulfuric Acid Condensation Nuclei in the Polar Stratosphere from El Chichon Volcanic Vapors // *Geophys. Res.* – 1985. – V.90. – P.2341-2354.
128. Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П. Радиозондирование атмосферы. Екатеринбург: УРО РАН. – 2004. – 590с.
129. Kats A., Khaykin M., Shifrin D. A platform for radiosonde temperature sensors compatibility tests using stratospheric balloon flights and first flight results // *TECO-2010 – WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation.*
130. NASA EOS – Aura Validation Data Center. URL: <http://avdc.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 25.09.2015).
131. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы. Рассеяние света молекулами и частицами. М.: Мир. – 1979. – 421 с.
132. Fernald F. Analysis of atmospheric lidar observations: some comments // *Appl. Opt.* – 1984. – V.23. – P.652.
133. Klett J.D. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratio. // *Appl. Opt.* – 1985. – V.24. N.11. – P.1638-1643.
134. Джеррард А., Берч Д.М. Введение в матричную оптику. М.: Мир. 1978. – 341с.
135. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. М.: ИЛ. – 1961. – 536 с.
136. Behrend T., Nakamura T. Calculation of calibration constant of polarization lidar and its dependency on atmospheric temperature // *Optics express.* – 2002. – V10. N16. – P.806-817.
137. Voigt S., Orphal J., Bogumil K., Burrows J.P. The temperature dependence (203-293) K of the absorption cross sections of O₃ in the 230-850 nm region measured by Fourier-transform spectroscopy // *Photochem. Photobiol.* – 2001. – V.143. – P.1-9.
138. Molina L.T., Molina M.J. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range // *Geophys. Res.* – 1986. – V. 91. – P.14501-14508.
139. Burrows J.P., Richter A., Dehn A. et al. Atmospheric remote-sensing reference data from GOME: Part 2. Temperature-dependent absorption cross-sections of O₃

- in the 231-794 nm range // Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. – 1999. – V.61. – P.509-517.
140. Atmospheric circulation. URL : <http://www.atmosphere.mpg.de> (дата обращения 14.10.2014).
 141. Коршунов В.А., Зубачев Д.С., Мерзляков Е.Г., Jacobi Ch. Результаты определения аэрозольных характеристик средней атмосферы методом двухволнового лидарного зондирования и их сопоставление с измерениями метеорного радиозоха // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27. № 10. – С.862–868.
 142. Wilson R., Chanin M.L., Hauchecorne A. Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar // Geophys. Res., – 1991. – V.96, – P.5169-5183.
 143. Смоленцев Н.К. Основы теории вэйвлетов. Вэйвлеты в MATLAB. М.: ДМК Пресс. – 2005. – 304с.
 144. Torrence C., Compo G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis // Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. – 1998. – V.79. №1. – P.63-65.
 145. Dewan E. Saturated-cascade similitude theory of gravity wave spectra // Geophys. Res. – 1997. – V.102. N.D25. – P.29, 799-29, 817.
 146. Zhu X., Shen Z., Eckermann S.D. et al. Gravity wave characteristics in the middle atmosphere derived from the Empirical Mode Decomposition method // Geophys. Res. – 1997. – V.102. N.D14. – P.16, 545, 561.
 147. Gaigerov S.S., Glazkov V.N., Zhorova E.D. et al. Characteristics of variations of temperature regime and circulation in the upper atmosphere in middle and high latitudes // Atmospheric and Terrestrial Physics. – 1986. – V.48. – P.1111-1116.
 148. Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В. Перенос полярных стратосферных облаков из Арктики к Томску в январе 2010 г. // Оптика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 26. – №2. – С.93-99.
 149. Birner T., Dörnbrack A., Schumann U. How sharp is the tropopause at midlatitudes // Geophys. Res. – 2002. – V.29, – N.14, – P.1700.
 150. Birner T., Sankey D., Shepherd T.G. The tropopause inversion layer in models and analyses // Geophys. Res. – 2006. – V.33.

151. Randel W.J., Wu F., Forster P. The Extratropical Tropopause Inversion Layer: Global Observations with GPS Data, and a Radiative Forcing Mechanism. // *Atm Sci.* – 2007. – V.64. – P.4489- 4496.
152. Grise K.M., Thompson D.W., Birner T. A global survey of static stability in the stratosphere and upper troposphere // *Journal of Climate.* – 2010. – V.23. – P.2275-2292.
153. Noël V., Haefelin M. Midlatitude cirrus clouds and multiple tropopauses from a 2002–2006 climatology over the SIRTa observatory // *Geophys. Res.*, – 2007. – V.112.
154. Eriksson P., Chen D. Statistical parameters derived from ozonesonde data of importance for passive remote sensing observations of ozone // *International Journal of Remote Sensing.* – 2002, – V.23, –N.22, – P.4945-4963.
155. Павлов А.Н., Столярчук С.Ю., Шмирко К.А., Букин О.А. Лидарные исследования изменчивости вертикального распределения озона под влиянием процессов стратосферно-тропосферного обмена в Дальневосточном регионе // *Оптика атмосферы и океана.* – 2012. – Т.25. №.9. – С.788-795.
156. Koch G., Wernli H., Schwierz C. et al. A composite study on the structure and formation of ozone miniholes and minihighs over central Europe // *Geophys. Res.* – 2005. – V.32.
157. Sofieva V.F., Kyrö E., Kyrölä E. Smoothness of ozone profiles: analysis of 11 years of ozone sonde measurements at Sodankylä // *Annales Geophysicae.* – 2004. – V.22. – P.2723–2727.
158. Steinbrecht W. et al. Long-term evolution of upper stratospheric ozone at selected stations of the Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC) // *Geophys. Res.* – 2006. – V.111.
159. Suortti T. et al. Evolution of the Arctic stratospheric aerosol mixing ratio measured with balloon-borne aerosol backscatter sondes for years 1988 – 2000 // *Geophys. Res.*, – 2001. – V.106, – P.20, 759-766.

160. Keckhut P., David Ch., Marchand M. et al. Observation of Polar Stratospheric Clouds down to the Mediterranean coast // *Atmos. Chem. Phys.* – 2007. – V.7. – P.5275–5281.
161. Pitts M.C., Poole L.R., McCormick M.P. SAGE II observations of polar stratospheric clouds near 50°N January 31-February 2, 1989 // *Geophys. Res.* – 1990. – V.17, – N.4, – P.405–408.
162. Черемисин А.А., Кушнаренко А.В., Маричев В.Н. и др. Метеорологические условия и полярные стратосферные облака над Якутской зимой 2004/05 г. // *Метеорология и гидрология.* – 2007. – №3. – С.43-53.
163. Giandomenico P., Marco C., Calisseb P.G. et al. Observation of polar stratospheric clouds with the ABLE LIDAR during the APE-POLECAT fight of January 9, 1997. // *Aerosol Science.* – 2003. – V.34. – P.801–814.
164. Чайка А.М., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В. Интегральные микрофизические параметры фонового стратосферного аэрозоля в 2002-2005 гг. (спутниковый эксперимент с аппаратурой SAGE III) // *Известия РАН. Физика атм. и океана.* – 2008. – Т.44. – № 2. – С.206-220.
165. Коршунов В.А., Зубачев Д.С. Наблюдение полярных стратосферных облаков над г. Обнинск в декабре 2012 г. // *Метеорология и гидрология.* – 2014. – № 4. – С.49–54.
166. Коршунов В.А., Зубачев Д.С. Об определении параметров стратосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // *Известия РАН. ФАО.* – 2013. – Т.49. – № 2. – С.196-207.
167. Коршунов В.А., Зубачев Д.С., Иванов В.Н. и др. Лидарные наблюдения стратосферных аэрозольных следов от Челябинского метеорита // *Оптика атмосферы и океана.* – 2014. – Т.27. – №2. – С.117–122.
168. Коршунов В.А., Зубачев Д.С. Определение параметров волновых возмущений средней атмосферы по данным лидарных измерений // *Оптика атмосферы и океана.* – 2015. – Т.28. – № 11. – С.993-1002.

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2015613112

**«Программа для автоматической обработки данных
лидарного зондирования и оценки параметров средней
атмосферы»**

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Научно-производственное объединение «Тайфун»
(ФГБУ «НПО «Тайфун») (RU)*

Автор: *Зубачев Дмитрий Сергеевич (RU)*

Заявка № **2015610161**

Дата поступления **12 января 2015 г.**

Дата государственной регистрации
в Реестре программ для ЭВМ **05 марта 2015 г.**

*Врио руководителя Федеральной службы
по интеллектуальной собственности*

Л.Л. Кирий

