



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Экспериментальной физики атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Выявление профилемером приземной инверсии при наблюдении туманов»

Исполнитель Кожемяцкий Виталий Валерьевич
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Восканян Карина Левановна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Восканян Карина Левановна
(фамилия, имя, отчество)

«12» февраля 2026 г.

Санкт-Петербург
2026

Оглавление

1. Теоретические и физические основы зондирования атмосферы.....	1
1.1. Атмосфера как объект термодинамического описания.....	6
1.2. Вертикальная стратификация атмосферы и критерии устойчивости.....	7
1.3. Физические основы измерения температуры и влажности при зондировании атмосферы.....	9
1.4. Роль данных стратификации приземного слоя и нижней тропосферы в прогнозировании туманов.....	25
Выводы по главе 1.....	27
2. Методы зондирования атмосферы и наземные дистанционные профилемеры (на примере МТР-5).....	28
2.1. Классификация методов зондирования и требования к вертикальным профилям.....	29
2.2. Контактные методы зондирования.....	31
2.3. Наземные активные методы дистанционного зондирования.....	35
2.4. Наземные пассивные методы дистанционного зондирования.....	42
2.5. Космические методы зондирования атмосферы.....	44
2.6. Обратные задачи, регуляризация и контроль качества профильных данных.....	45
2.7. Наземный микроволновый температурный профилемер МТР-5.....	46
Выводы по главе 2.....	55
3. Исходные данные и методика их подготовки.....	57
3.1. Источники, период наблюдений и состав массивов.....	57
3.2. Профилемер МТР-5 в Красноярске: пункт наблюдений и режим получения данных.....	58
3.3. Формат и содержание файла данных МТР-5: температурный профиль и параметры инверсии.....	60
3.4. Метеоданные аэродрома UNKL: идентификация туманов и дымок.....	62
3.5. Синхронизация временных рядов и контроль качества.....	63
3.6. Примеры данных и первичная визуальная проверка.....	64

3.7. Сопоставление эпизодов тумана/дымки с профилями МТР-5 и статистическая оценка.....	66
3.8. Выводы по главе 3.....	73
4. Результаты и практическая значимость использования профилемера МТР-5	79
4.1. Краткое резюме полученных результатов для 2022 года.....	79
4.2. Ограничения радиозондирования для оперативного прогноза тумана.....	82
4.3. Практическая полезность МТР-5 для авиационных прогнозов и мониторинга качества воздуха.....	83
4.4. Преимущества, ограничения и источники неопределённости данных МТР-5.....	84
4.5. Рекомендации по применению МТР-5 на аэродромах и в городской среде.....	85
4.6. Итоги и перспективы развития подхода.....	86
Список использованных источников.....	84

Введение

Как известно [1,8,11], атмосфера представляет собой многоуровневую динамическую систему, в которой вертикальное распределение температуры и влаги определяет устойчивость, турбулентный обмен и условия формирования опасных для авиации явлений – облаков и туманов. Для анализа и прогноза этих опасных явлений необходимы данные мониторинга атмосферы, а именно получение вертикальных профилей распределения метеорологических параметров.

С практической точки зрения измерительная задача осложняется тем, что наиболее информативные признаки туманообразования (сильная инверсия, слабый ветер, быстрое сближение T и T_d у поверхности) развиваются на временных масштабах 10–60 мин и в вертикальных масштабах 10–100 м. Поэтому методы зондирования, ориентированные на свободную тропосферу, могут быть недостаточно чувствительны к флуктуациям в приземном слое, если их вертикальное разрешение или частота наблюдений недостаточны [2,11]. Поэтому наиболее интересным является исследование приземного слоя, в частности диапазона высот 0–300 м, критического для выявления приземных инверсий при туманах [2,17].

Цель работы: выявление профилемером приземной инверсии при наблюдении туманов.

Для достижения поставленной цели необходимо решить несколько задач:

- изучить теоретические и физические основы зондирования атмосферы;
- рассмотреть существующие методы зондирования атмосферы, в том числе устройство и работу наземных дистанционных профилемеров (на примере МТР-5);

- отобрать исходные данные и изучить методику их подготовки для исследования;
- провести анализ возможности выявления профиломером приземной инверсии при наблюдении туманов;
- оценить результаты и практическую значимость использования профиломера МТР-5.

Исследование выполнено на основе данных температурного профиломера МТР-5 и наблюдений погоды по аэродрому Красноярск за 2022 год.

1. Теоретические и физические основы зондирования атмосферы

В прикладной метеорологии методы зондирования нацелены на получение вертикальных профилей метеовеличин и производных показателей стратификации, необходимых для анализа и прогноза опасных явлений [1,8,11].

В настоящей работе анализируется приземный слой, в частности диапазон высот 0–300 м, критический для выявления приземных инверсий при туманах [2,17].

Цель главы — изложить теоретические основы стратификации нижней атмосферы и физические принципы получения температурно-влажностных профилей различными способами зондирования. Особое внимание уделено физике измерений: какие эффекты используются для определения температуры и влажности, как формируется измерительный сигнал (датчик, радиометрия в полосах поглощения, активные методы) и какие основные источники погрешностей ограничивают информативность в пределах первых сотен метров [1,2,11,12].

1.1. Атмосфера как объект термодинамического описания

В учебной литературе по аэрологии и физике атмосферы нижняя атмосфера рассматривается как область, в которой в первом приближении справедливы уравнения гидростатического равновесия и состояния идеального газа, а изменения параметров по высоте определяются балансом адиабатических процессов, фазовых превращений воды и радиационного теплообмена [8,9,10]. Эти приближения применимы прежде всего в нижней тропосфере; слои выше тропопаузы (стратосфера и далее) в рамках данной главы упоминаются кратко, без детального анализа [10].

Структурно атмосферу принято делить на тропосферу, стратосферу, мезосферу и термосферу; однако большинство задач прикладной

метеорологии и прогноза туманов связано с нижней частью тропосферы и атмосферным пограничным слоем. Поэтому далее основные формулы и критерии рассматриваются в применении к нижней атмосфере, с фокусом на приземный слой 0–300 м [1,17].

1.2. Вертикальная стратификация атмосферы и критерии устойчивости

Под стратификацией атмосферы понимают распределение температуры, влажности и плотности по высоте, а также производных характеристик, определяющих устойчивость к вертикальным перемещениям. В прикладной метеорологии ключевую роль играют: (а) температурный градиент, (б) наличие инверсий и изотермии, (в) распределение водяного пара и слоёв насыщения, (г) высота слоя перемешивания в пограничном слое. В данной работе эти характеристики рассматриваются прежде всего для нижней атмосферы, где развиваются туманы и низкая облачность [1,17].

Нижняя часть тропосферы включает атмосферный пограничный слой (АПС), в котором существенны трение, турбулентное перемешивание и влияние подстилающей поверхности. В пределах АПС выделяют приземный слой (порядка десятков–сотен метров), где градиенты температуры и влажности максимальны и где формируются приземные инверсии, определяющие условия туманообразования. Выше располагается свободная тропосфера, где турбулентность слабее и вертикальная структура чаще определяется крупномасштабной динамикой и адвекцией [17,18]. Для задач выявления инверсий при туманах наиболее информативны профили первых 300 м, поскольку именно здесь обычно локализуются радиационные инверсии и тонкие слои насыщения [2,17].

В дневные часы при наличии прогрева поверхности часто формируется конвективный пограничный слой с близкой к нейтральной или слабонеустойчивой стратификацией и развитым турбулентным перемешиванием. Ночью и в холодный сезон типично возникновение

устойчивого пограничного слоя, характеризующегося приземной температурной инверсией, ослаблением турбулентности и сильной зависимостью от подстилающей поверхности [17].

Инверсией называют слой, в котором температура растёт с высотой ($dT/dz > 0$). В тропосфере наиболее важны радиационные приземные инверсии (ночное выхолаживание поверхности), адвективные инверсии (перенос тёплого воздуха над холодной поверхностью), а также инверсии оседания. Инверсии препятствуют вертикальному обмену, способствуют накоплению влаги и аэрозоля в приземном слое тем самым создают условия для устойчивого существования тумана и низкой слоистой облачности [8,17].

Высота слоя перемешивания используется как интегральная характеристика АПС. Её оценивают по профилям потенциальной температуры, по максимуму градиента, по профилю турбулентности или по данным профиломеров ветра и температуры.

Устойчивость стратификации к малым вертикальным возмущениям описывается квадратом частоты Брютт–Вяйсала:

$$N^2 = - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

где θ — потенциальная температура. При $N^2 > 0$ стратификация устойчива, при $N^2 < 0$ — неустойчива. На практике вместо N^2 часто используют градиент потенциальной температуры и показатели, основанные на разности температур между уровнями (например, в нижних 100–300 м) для диагностики приземных инверсий [17,18].

Для влажной тропосферы важно различать сухо- и влажноадиабатические процессы. Наличие конденсации уменьшает величину адиабатического градиента и влияет на критерии неустойчивости. Поэтому в анализе используют температурные диаграммы, конвективные индексы (CAPE/CIN) и характеристики уровня конденсации (LCL) и уровня свободной конвекции (LFC). Эти параметры вычисляются из профилей температуры и

влажности, полученных при зондировании, и служат входной информацией для прогностических схем и валидации моделей [1,8,18].

В пограничном слое для оценки сочетания устойчивости и сдвига ветра применяют число Ричардсона (градиентное или объёмное). При больших значениях Ri турбулентность подавляется, что повышает вероятность формирования приземных слоёв насыщения и тумана; при малых значениях Ri турбулентное перемешивание разрушает инверсию и препятствует развитию устойчивого тумана [17,18].

Приземный слой (порядка первых сотен метров) отличается наибольшей вариабельностью температуры и влагосодержания во времени и пространстве. Ночью при радиационном выхолаживании подстилающей поверхности формируется устойчивый пограничный слой с максимумом градиента температуры вблизи земли; при этом мощность инверсии часто составляет десятки–сотни метров, а слой насыщения может быть тонким и «прижатым» к поверхности. Для туманов это означает, что решающими становятся именно параметры стратификации в диапазоне 0–300 м: величина и высота максимума dT/dz , дефицит точки росы и положение нижней границы насыщения [17].

Для оценки приземной инверсии часто используют интегральные показатели: разность температур между уровнями 2 и 100 м, 2 и 200–300 м, высоту инверсионного слоя по максимуму градиента потенциальной температуры, а также устойчивостные параметры (Ri , N^2) в нижних слоях. Эти показатели удобно сопоставлять с данными непрерывных профиломеров (в частности, микроволновых), способных выдавать профиль температуры через короткие интервалы времени и тем самым фиксировать моменты усиления/разрушения инверсии, связанные с появлением и эволюцией тумана [1,11].

1.3. Физические основы измерения температуры и влажности при зондировании атмосферы

Измерение температуры и влажности в атмосфере (прежде всего в нижней тропосфере) реализуется двумя принципиально различными подходами: (1) контактными измерениями датчиками, помещёнными в поток воздуха, и (2) дистанционным зондированием, где параметры восстанавливаются по электромагнитным или акустическим сигналам, прошедшим через атмосферу. В обоих случаях ключевое значение имеют: определение измеряемой физической величины, калибровка, учёт динамики датчика/канала и преобразование исходного сигнала в метеорологическую величину с оценкой неопределённости [1,11,12].

Ниже рассмотрены физические основы измерения температуры и влажности для основных типов тропосферных наблюдений: радиозондирование и другие контактные платформы; пассивная микроволновая и инфракрасная радиометрия; активные методы (акустико-радиолокационные системы, лидарные методы); спутниковые методы и GNSS-технологии. Сводно принципы представлены в таблице 1.1.

Физическая проблема измерения состоит в том, что искомые метеовеличины (температура T и влагосодержание, обычно через парциальное давление водяного пара e или отношение смещения r) напрямую не наблюдаются большинством приборов. В каждом методе сначала измеряется «первичная» величина (электрическое сопротивление, емкость, частота/фаза радиосигнала, спектральная яркость излучения и т.п.), а затем по физической модели и калибровочным зависимостям выполняется пересчет к T и характеристикам влажности. Поэтому точность профилей определяется одновременно чувствительностью измерительного элемента/канала, корректностью модели пересчета и условиями среды, влияющими на измеряемую величину (облачность, обледенение, солнечная радиация, турбулентность) [1,11,12].

В рамках тропосферы удобно пользоваться следующими связями: абсолютная температура T задаёт внутреннюю энергию, а влажность

описывают через e , r или удельную влажность q . Относительная влажность RH определяется как отношение e к давлению насыщенного пара $e_s(T)$:

$$RH = 100 \cdot e / e_s(T)$$

Следовательно, измерение RH физически является комбинированным измерением, так как требует знания T и выбранной аппроксимации $e_s(T)$ [1,2].

Таблица 1.1 - Физические принципы измерения температуры и влажности в нижней тропосфере различными методами (обобщено по [1,2,8,11,12,17])

Метод/платформа	Как измеряется температура	Как измеряется влажность	Ключевые особенности и ограничения
Радиозонд (свободный зонд)	Терморезистор (термистор/платиновый датчик): измерение сопротивления, пересчёт по калибровочной характеристике; коррекции радиационного нагрева и инерции	Ёмкостный полимерный RH-датчик или гигрометр точки росы: измерение изменения ёмкости/сопротивления, температурная коррекция; учёт гистерезиса и обледенения	Высокое вертикальное разрешение; влияние обтекания, вентиляции и радиации; требуется контроль качества и оценка неопределённости
Метеомачта	Платиновый термометр сопротивления или термистор в радиационной защите; измерение сопротивления, обязательна вентиляция/аспирация	Ёмкостный RH-датчик, психрометр или конденсационный гигрометр; нужны профилактика загрязнения и защита от осадков	Очень высокая частота; локальная репрезентативность; сильное влияние подстилающей поверхности.
Самолёт/БПЛА	Температурный зонд в набегающем потоке (платиновый датчик), компенсация кинетического нагрева; фильтрация динамических эффектов.	Ёмкостные или конденсационные датчики (frost-point), ограничение по обледенению и смачиванию.	Хорошее покрытие вдоль трасс; неравномерная вертикальная выборка; требования к безопасности полётов.
Наземный микроволновый радиометр (профилемер)	Пассивная радиометрия: измерение яркостной температуры T_b в линиях поглощения O_2 (50-60 ГГц), восстановление профиля $T(z)$ через оператор переноса излучения и регуляризацию	Измерение T_b в каналах чувствительных к водяному пару (например, около 22-23 ГГц или в многочастотных схемах), восстановление профиля/интегральных характеристик $q(z)$.	Работает непрерывно; вертикальное разрешение ограничено весовыми функциями; чувствителен к облачности/осадкам в зависимости от диапазона.
ИК-радиометрия/ ИК-спектрометрия	Измерение спектральной радиации, чувствительной к температуре (CO_2 -область); решение обратной задачи по уравнению переноса.	Каналы водяного пара (например, 6.2-7.3 мкм для верхней тропосферы, ближний ИК - для колонн); восстановление профиля влажности по спектру.	Сильные ограничения из-за облаков; лучше работает в верхней тропосфере и в ясных условиях.
RASS (акустико-	Активный метод:	Влажность напрямую не	Эффективен в нижней

радиолокационная система)	измерение скорости звука c по доплеровскому сдвигу акустической волны радиолокатором; пересчёт к виртуальной температуре T_v из $c^2 = \gamma R T_v$.	измеряется, но влияет на T_v через q ; для выделения T требуется оценка q по другим данным.	тропосфере; зависит от шума/осадков; даёт профиль T_v с минутной периодичностью.
Лидар водяного пара (Raman/DIAL)	Температура возможна по ротационно-рамановскому или рейлеевскому рассеянию (обычно в верхней тропосфере); в прикладных задачах чаще измеряют аэрозоль/облачность	Raman: отношение интенсивностей линий H_2O/N_2 ; DIAL: дифференциальное поглощение на двух длинах волн, даёт профиль $q(z)$.	Высокое вертикальное разрешение; ограничения по облачности, осадкам и дневному фону.
Спутниковые ИК/СВЧ зондировщики	Восстановление профиля T по многоспектральной радиации (ИК/СВЧ) с использованием оператора наблюдений и вариационных методов.	Профиль/колонна влаги по водяным каналам (ИК/СВЧ), точность ухудшается под облаками; СВЧ лучше всепогодно.	Глобальное покрытие; вертикальное разрешение ограничено; ключевая роль ассимиляции и контроля качества.

Контактные методы основаны на регистрации физических свойств чувствительного элемента, находящегося в воздушном потоке. В радиозондировании и на метеомачтах применяются прежде всего терморезистивные датчики температуры и датчики относительной влажности емкостного или резистивного типа [8,11]. Принципиальное преимущество *in situ* подхода состоит в прямой связи измеряемого сигнала с термодинамическим состоянием воздуха, что облегчает калибровку. Однако точность существенно зависит от условий обтекания, вентиляции и радиационных воздействий, особенно при слабом ветре и интенсивной солнечной радиации [11,12].

Измерение температуры. Наиболее распространены термисторы (NTC) и платиновые термометры сопротивления (Pt100/плёночные элементы). В обоих случаях измеряется электрическое сопротивление R , зависящее от температуры: для платиновых датчиков зависимость близка к линейной в рабочем диапазоне, для термисторов — экспоненциальная. Калибровка задаёт функцию пересчёта:

$$T = f(R)$$

Измерительная схема обеспечивает устойчивое определение R при минимальном самонагреве датчика [8,11].

Для термистора типична экспоненциальная зависимость сопротивления от температуры (приближение β -модели), а для платиновых термометров сопротивления — полиномиальная аппроксимация:

$$R(T) = R_0 \cdot \exp[\beta \cdot (1/T - 1/T_0)]$$
$$R(T) = R_0 \cdot (1 + \alpha \cdot (T - T_0) + \beta_2 \cdot (T - T_0)^2 + \dots)$$

Калибровка выполняется по эталонным температурным точкам; при зондировании дополнительно важна оценка динамической погрешности при разных скоростях обдува [1,2,12].

Основные погрешности температурных датчиков связаны с (а) радиационным нагревом чувствительного элемента, (б) теплопередачей от конструкций и корпуса, (в) конечной тепловой инерцией (временной постоянной) и (г) ошибками вентиляции. Поэтому радиозонды используют маломассивные элементы и конструктивные решения для принудительной или эффективной естественной вентиляции, а в обработке применяют радиационные поправки и фильтрацию для согласования времени отклика с вертикальной скоростью подъёма [11,12].

Радиационная погрешность описывается уравнением теплового баланса чувствительного элемента:

$$C \cdot dT_s/dt = hA \cdot (T_a - T_s) + \varepsilon\sigma A \cdot (T_{rad}^4 - T_s^4) + Q_{cond}$$

где T_s — температура сенсора, T_a — температура воздуха, h — коэффициент теплоотдачи (зависит от вентиляции и скорости полёта), а радиационный член определяется эффективной лучистой температурой окружения T_{rad} . При слабом обдуве (малый h) радиационный вклад доминирует, что критично в устойчивой ночной инверсии и при сильной инсоляции. В референсной обработке GRUAN применяются модели и поправки радиационного нагрева (например, для Vaisala RS92/RS41) [12,14].

Измерение влажности. В большинстве современных радиозондов используются емкостные полимерные датчики, у которых диэлектрическая

проницаемость и, следовательно, ёмкость конденсатора меняются в зависимости от количества адсорбированной воды. Электронный блок преобразует изменение ёмкости в значение RH с учётом калибровки и температурной коррекции [11]. В альтернативных системах применяются конденсационные гигрометры (точки росы/инея), где измеряется температура зеркала, при которой начинается конденсация; такой подход даёт высокую точность, но сложнее в эксплуатации [8].

Ёмкостный полимерный датчик фактически измеряет изменение диэлектрической проницаемости материала при сорбции молекул воды. Первичный сигнал — ёмкость C (или частота генератора), далее по калибровочной кривой $C \rightarrow RH$ получают относительную влажность. Кинетика сорбции/десорбции задаёт конечное время отклика τ , которое растёт при низких температурах и при обледенении [1,2,12].

Ключевые источники ошибок влажности: гистерезис и старение чувствительного слоя, загрязнение, смачивание и обледенение, а также температурная зависимость сорбции. При низких температурах и в облаках возможны систематические смещения; поэтому в сетях повышенной точности (например, эталонных) большое внимание уделяется процедурам контроля качества, учёту неопределённости и межсистемным сравнениям [12].

Динамическая (временная) погрешность влажности проявляется как запаздывание отклика («лаг») при быстрых изменениях влажности по высоте. В первом приближении:

$$dRH_m/dt = (RH - RH_m)/\tau$$

Это приводит к сглаживанию тонких слоёв насыщения и смещению границ инверсии, что особенно важно в приземном слое при предтуманных условиях. Коррекция лага применяется в референсных алгоритмах обработки радиозондов [12,14].

Конденсационные гигрометры («chilled mirror») определяют точку росы по температуре поверхности, на которой начинается конденсация, после чего парциальное давление водяного пара e получают из соотношения:

$$e = e_s(T_d)$$

Психрометрические методы используют разность «сухого» и «смоченного» термометров и баланс испарительного охлаждения; в современной аэрологии они применяются главным образом как эталонные/учебные подходы и для поверочных процедур [1,2].

Переход к производным величинам. Из измеренных T , RH и p вычисляют точку росы T_d , отношение смещения r , удельную влажность q и параметры устойчивости. Эти преобразования нелинейны и требуют согласованного учёта погрешностей. Практикумы по аэрологии уделяют отдельное внимание проверке самосогласованности профиля (монотонность $p(z)$, физически допустимые диапазоны RH , выявление выбросов) перед использованием данных в прогностических расчетах [2,8].

Пересчёт $RH \rightarrow e$ и переход к производным величинам выполняют по стандартным соотношениям:

$$e = (RH/100) \cdot e_s(T)$$

$$r = 0,622 \cdot e / (p - e)$$

$$q = r / (1 + r)$$

$$T_v \approx T \cdot (1 + 0,61 \cdot q)$$

$$\theta = T \cdot (p_0/p)^{(R_d/c_p)}$$

Здесь p_0 — опорное давление, R_d — газовая постоянная сухого воздуха, c_p — теплоёмкость при постоянном давлении. Эти преобразования связывают измеренные T и влажность с устойчивостью и турбулентным обменом в нижней тропосфере [1,2,8].

Пассивные дистанционные методы не «измеряют» температуру и влажность напрямую, а регистрируют электромагнитное излучение, формируемое атмосферой. В микроволновом и инфракрасном диапазонах атмосфера является поглощающей и излучающей средой, поэтому измеряемая яркостная температура T_b (или спектральная радиация) зависит от вертикального распределения истинной температуры и концентрации поглощающих газов (прежде всего O_2 и H_2O) [1,3,11].

В основе пассивной радиометрии лежит уравнение переноса излучения:

$$dI_{\nu}/ds = -\kappa_{\nu} \cdot I_{\nu} + \kappa_{\nu} \cdot B_{\nu}(T)$$

$$I_{\nu} = B_{\nu}(T_B)$$

где I_{ν} — спектральная яркость, κ_{ν} — коэффициент поглощения/излучения, $B_{\nu}(T)$ — функция Планка, T_B — яркостная температура. При приближении Рэлея–Джинса связь между яркостной температурой и излучением упрощает интерпретацию [1,25].

Микроволновые температурные профиломеры используют полосы поглощения кислорода около 50–60 ГГц, где коэффициент поглощения хорошо известен и сравнительно слабо зависит от влажности. Измерение набора частот в пределах кислородной полосы и, при необходимости, углов сканирования формирует систему интегральных наблюдений с различной вертикальной чувствительностью. По этой системе восстанавливают профиль температуры $T(z)$ методами регуляризации, статистической инверсии или оптимальной оценки [1,3].

Физические основы температурного микроволнового зондирования по полосам поглощения O_2

Ключевое преимущество кислорода как «термометрического» газа состоит в практически постоянной (по сравнению с водяным паром) объемной доле O_2 в атмосфере. Это означает, что изменчивость коэффициента поглощения в кислородных полосах определяется главным образом давлением и температурой, а не источниками/стоками газа. В диапазоне 50–60 ГГц наблюдается плотный набор вращательных линий O_2 , сильно уширенных давлением (коллизионное уширение), поэтому поглощение становится заметным уже в нижней тропосфере и обеспечивает «слоистую» чувствительность к температуре по высоте [1,11,25].

Давленное уширение приводит к тому, что ближе к центру кислородной полосы оптическая толщина растёт быстрее, и максимальный вклад в измеряемую яркостную температуру смещается к более высоким слоям. Напротив, в частотах, удалённых от центра полосы («крылья»), атмосфера более прозрачна, и наблюдение становится чувствительным к нижним сотням

метров. Именно это используется в многоканальных профилемерах: набор частот вокруг кислородной полосы формирует набор весовых функций, чувствительных к разным высотам [11,13].

Для профилемеров температурного типа, включая МТР-5, характерно использование частоты вблизи 56–57 ГГц (например, 56,6 ГГц), обеспечивающей устойчивую связь между измеряемой яркостной температурой и температурой слоя, причём вариации влажности оказывают вторичное влияние по сравнению с температурой. Тем не менее для приземного слоя важны поправки на жидкую воду в облаках и на неоднородность подстилающей поверхности, которые могут менять эффективную яркость в оконных каналах и влиять на инверсию [1,11].

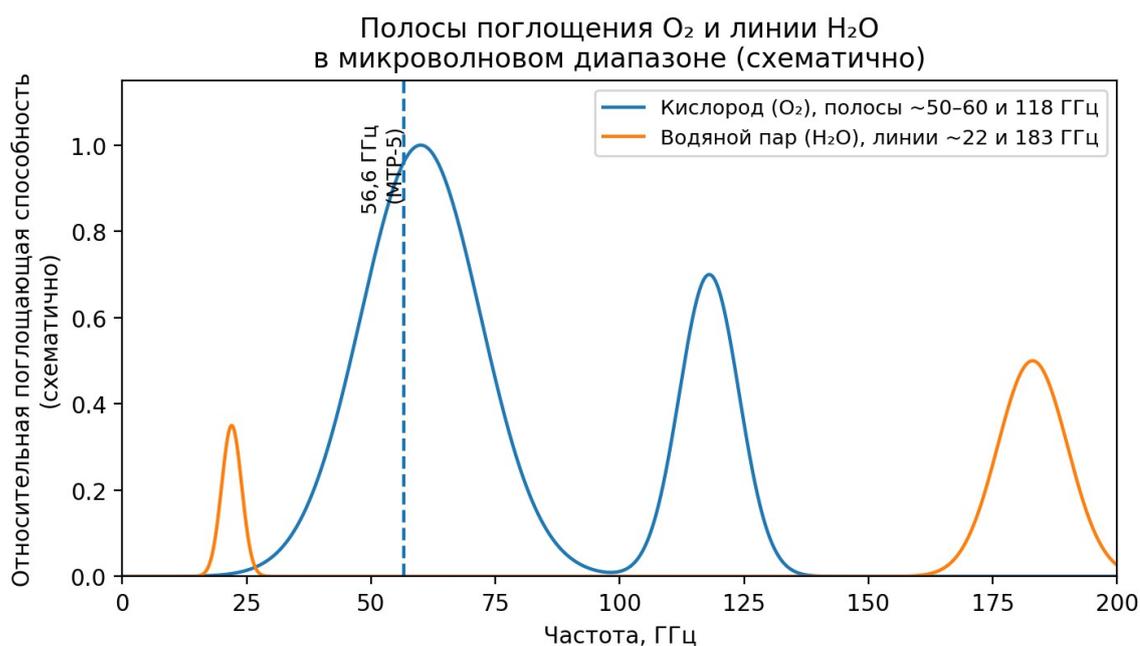


Рисунок 1.1 — Полосы поглощения O_2 и линии H_2O в микроволновом диапазоне

Для наземного профилемера измеренная яркостная температура $T_V(\nu, \theta)$ при частоте ν и угле визирования θ может быть представлена в виде интегрального соотношения:

$$T_B(\nu, \theta) \approx \int_0^\infty W(\nu, z, \theta) \cdot T(z) dz + (\text{вклад поверхности и космического фона})$$

$$W(\nu, z, \theta) = \kappa_\nu(z) \cdot \exp[-\tau_\nu(z, \theta)]$$

здесь $W(\nu, z, \theta)$ — весовая функция (в русской литературе также встречается термин «функция вклада»), описывающая вклад слоя z в измерение; τ_ν — оптическая толщина вдоль луча. Набор кислородных каналов формирует «пакет» весовых функций с максимумами на разных высотах, что обеспечивает чувствительность к профилю температуры. Для усиления чувствительности к приземному слою 0–300 м применяют угловое (elevation) сканирование: при меньших углах визирования путь в нижних слоях возрастает, и весовые функции «сдвигаются» к поверхности [1,11,25].

Вертикальное разрешение микроволнового профилемера определяется шириной и взаимной независимостью весовых функций: вблизи поверхности они неизбежно перекрываются, поэтому реконструируемый профиль является сглаженной оценкой $T(z)$. Однако для задач выявления приземной инверсии важны не тонкие детали на масштабе метров, а устойчивые признаки: знак и величина градиента в первых 100–300 м, высота «крышки» инверсии и скорость её эволюции. В этом смысле непрерывные измерения T_B и правильная инверсия дают надёжный диагностический сигнал даже при ограниченной вертикальной разрешающей способности [11,13].

Для влажности в микроволнах используют каналы, чувствительные к водяному пару (например, около 22-23 ГГц) и/или комбинации оконных и «линейных» каналов. Поскольку вклад облачной жидкой воды и осадков также влияет на поглощение и рассеяние, алгоритмы обычно оценивают одновременно профили водяного пара и интегральные параметры облачности, а в неблагоприятных условиях (дождь) точность ухудшается [3,11].

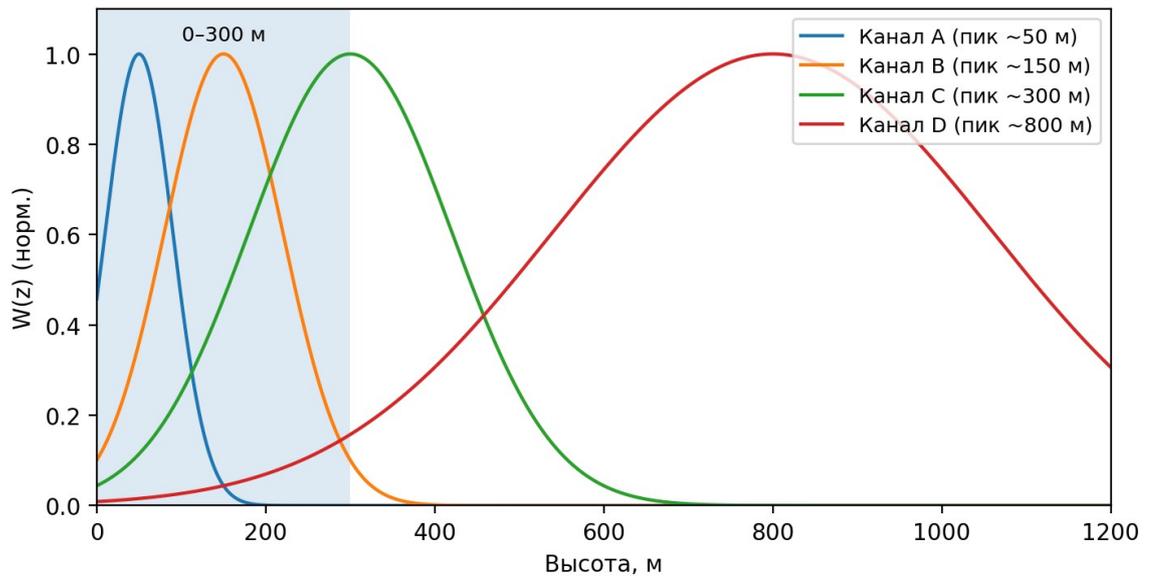


Рисунок 1.2 — Пример весовых функций для наземного СВЧ-профилемера

Вектор наблюдений y (набор измеренных $T_B(v_i)$) связан с вектором состояния x (профили $T(z)$, $q(z)$) через прямой оператор $F(x)$, основанный на переносе излучения. Обычно решают обратную задачу методом оптимальной оценки:

$$\hat{x} = x_a + (K^T \cdot S_e^{-1} \cdot K + S_a^{-1})^{-1} \cdot K^T \cdot S_e^{-1} \cdot (y - F(x_a))$$

где x_a — априорный профиль, K — якобиан, S_e и S_a — ковариации ошибок. Такой подход объясняет зависимость качества профилей влажности от априорной информации и облачности: жидкая вода в облаке усиливает микроволновое излучение и может маскировать вклад водяного пара, если не учитывать её отдельно [1,11,25].

Калибровка, обратная задача и источники неопределённости в микроволновой профилометрии.

Практическая реализация микроволнового зондирования требует стабильной радиометрической калибровки: измеряемая мощность на входе приёмника переводится в яркостную температуру по калибровочным точкам (внутренние нагрузки «горячая/холодная», небесная опора, контроль усиления и шумовой температуры). В эксплуатационных алгоритмах широко

применяются процедуры самоконтроля и периодической перекалибровки, поскольку дрейф калибровки напрямую превращается в систематические ошибки профиля температуры [11].

В условиях туманов и низкой облачности ключевым фактором становится наличие жидкой воды в облаке. Хотя кислородные каналы слабо чувствительны к водяному пару, они могут испытывать добавочный вклад от облачной жидкости и, в меньшей степени, от осадков. Поэтому современные схемы инверсии часто используют совместную оценку температуры и интегральных характеристик облачной воды (или применяют маскирование/флаги качества), а также привлекают приземные измерения температуры и влажности для «якорения» решения у поверхности [3,11].

С точки зрения задач 0–300 м важна и геометрия наблюдений: при угловом сканировании увеличивается доля пути в приземном слое, что повышает чувствительность к инверсии, но одновременно делает результат более чувствительным к неоднородности подстилающей поверхности (различия эмиссивности, локальные источники тепла/влаги). Это требует аккуратного выбора площадки, учёта подстилающей поверхности и использования сопутствующих метеодатчиков (Т, RH, давление, видимость) для интерпретации профилей в туманных ситуациях [11,13].

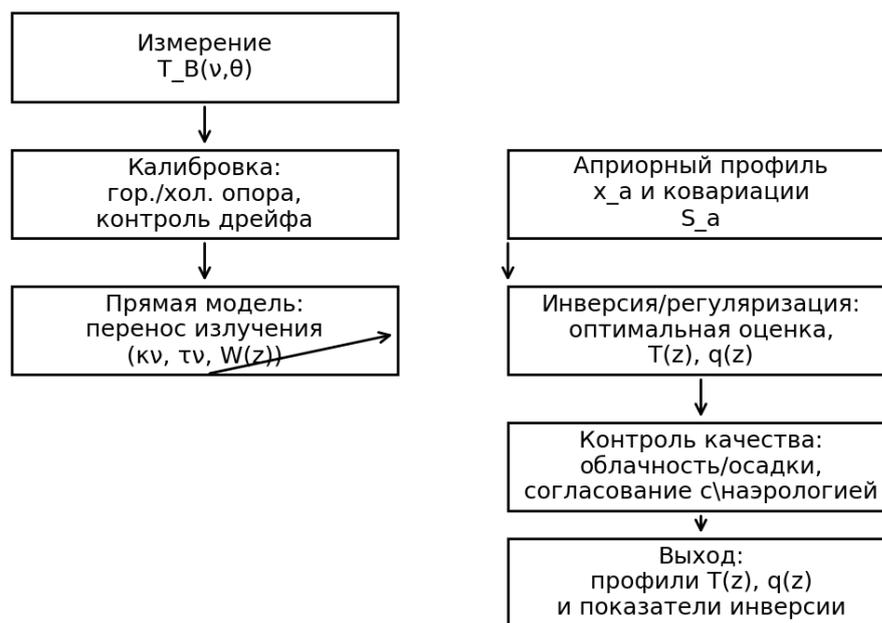


Рисунок 1.3 — Схема получения профилей температуры/влажности по данным микроволнового профилемера

Инфракрасные методы основаны на измерении спектральной радиации в полосах поглощения CO₂ (температурная информация) и H₂O (влажность). Вертикальная чувствительность задаётся спектральными весовыми функциями, зависящими от оптической толщины. В нижней тропосфере ИК-каналы часто «закрываются» облаками и неоднородной подстилающей поверхностью, поэтому в практических системах ИК-профили дополняются СВЧ-данными и моделями. В учебных материалах по спутниковому зондированию подчёркивается, что корректная интерпретация ИК-измерений требует строгого учёта облачности и эмиссивности поверхности [20].

ИК-зондирование имеет более узкие весовые функции, но сильнее зависит от облачности: облака увеличивают оптическую толщину и «экранируют» слои ниже. Поэтому на практике применяют облачную фильтрацию и комбинирование ИК и микроволновых каналов, а также используют ассимиляцию радиаций вместо чисто профильных продуктов. Систематические ошибки могут быть связаны с неопределенностью коэффициентов поглощения и эмиссивности поверхности [11,22,23].

К активным методам относятся системы, которые формируют зондирующий сигнал и регистрируют ответ среды. Для измерения температуры в нижней тропосфере практическое значение имеют акустико-радиолокационные комплексы (RASS), объединяющие акустический излучатель и радиолокатор. Радиолокатор измеряет доплеровское смещение отражённой от акустической волны радиоволны, что позволяет оценить скорость распространения звука c в воздухе. Далее виртуальная температура определяется из соотношения:

$$c^2 = \gamma \cdot R \cdot T_v$$

где γ — показатель адиабаты. Таким образом, метод даёт профиль T_v , а для перехода к T требуется оценка влажности q по независимым наблюдениям [3,8,11].

В RASS (Radio Acoustic Sounding System) радиолокатор регистрирует доплеровский сдвиг, обусловленный движением акустической волны. Ключевые соотношения метода:

$$\begin{aligned} c &= \sqrt{\gamma \cdot R_d \cdot T_v} \\ v_r &= (\lambda_r \cdot f_D) / 2 \\ T_v &= c^2 / (\gamma \cdot R_d) \end{aligned}$$

Из измеренного доплеровского сдвига f_D получают радиальную скорость v_r , далее после геометрической поправки оценивают скорость звука c и вычисляют T_v . Поскольку T_v зависит от влажности, для перехода к T требуется дополнительная информация о q_v [1,11].

Влажность активными оптическими методами измеряют главным образом лидарами водяного пара. В рамановских лидарах используется неупругое рассеяние света на молекулах: измеряется отношение сигналов в линиях, связанных с H_2O и опорным газом (обычно N_2), что позволяет получить профиль абсолютной влажности. В DIAL-схеме применяются две близкие длины волны: одна соответствует сильному поглощению водяным паром, другая - слабому; разность затуханий по дальности даёт концентрацию H_2O [3].

Для рамановского лидара отношение смещения водяного пара восстанавливают по отношению сигналов линий H₂O и N₂: $q_v(z) \propto C \cdot [P_{H_2O}(z)/P_{N_2}(z)] \cdot \exp\{\int_0^z [\alpha_{N_2}(\zeta) - \alpha_{H_2O}(\zeta)] d\zeta\}$. Коэффициент C задается калибровкой (обычно по радиозондам). В DIAL-схеме используют две длины волны («on/off») и оценивают поглощение водяным паром по разности логарифмов сигналов; метод чувствителен к точности сечений поглощения и к аэрозольному рассеянию [26,11].

Преимуществом лидаров является высокое вертикальное разрешение (десятки метров) и возможность исследования тонкой структуры слоёв насыщения в АПС. Ограничения связаны с осадками, плотной облачностью и дневным фоном, а также с необходимостью тщательной калибровки и контроля стабильности оптического канала. Поэтому в прикладных схемах лидарные профили часто рассматриваются как часть комплексной системы вместе с радиометрией и контактными измерениями [3,11].

Основные ограничения по точности связаны с overlap в ближней зоне, дневной фоновой засветкой и неопределенностью экстинкции. Тем не менее, лидарные профили дают метрическое вертикальное разрешение и позволяют выявлять тонкие слои насыщения и резкие границы инверсий в АПС, что важно для диагностики и краткосрочного прогноза туманов [26,1].

Методы на основе навигационных спутниковых систем используют влияние тропосферы на распространение радиосигналов. Интегральная задержка в зенитном направлении (ZTD) может быть разделена на сухую и влажную составляющие; влажная часть связана с интегральным содержанием водяного пара и позволяет оценивать PWV (precipitable water vapor) при наличии информации о средней температуре атмосферы и давлении у поверхности [19].

GNSS-методы используют задержку радиосигнала в тропосфере, чувствительную к интегральному влагосодержанию. Основные соотношения записывают так:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6$$

$$N \approx 77,6 \cdot (P/T) + 3,73 \cdot 10^5 \cdot (e/T^2)$$

$$ZTD = \int N \cdot dz$$

$$ZWD = ZTD - ZHD$$

$$PWV = \Pi \cdot ZWD$$

Из фазовых измерений получают зенитную тропосферную задержку ZTD, затем отделяют сухую часть ZHD (по поверхностному давлению) и влажную часть ZWD. Интегральную водность (PWV) оценивают через множитель Π , зависящий от взвешенной средней температуры и параметризуемый по приземной температуре [11,21].

Радиоокультурационное зондирование (GNSS-RO) основано на измерении изгиба луча при прохождении через атмосферу. По данным изгиба восстанавливают профиль рефрактивности $N(z)$, связанный с давлением, температурой и парциальным давлением водяного пара. В нижней тропосфере разделение вклада температуры и влажности требует априорной информации или совместного использования других наблюдений и моделей, однако метод ценен высокой стабильностью и глобальной репрезентативностью [19].

В GNSS-RO измеряют угол изгиба луча и восстанавливают профиль $N(r)$ через преобразование Абеля. Переход к T и влажности в нижней тропосфере без дополнительной информации является недоопределенным, поэтому используют фоновые поля моделей и совместную инверсию с другими наблюдениями [11,24].

Современные численные модели погоды получают основную часть информации о температуре и влажности в нижней тропосфере через ассимиляцию спутниковых радиометрических наблюдений (ИК и СВЧ) и радиозондов. Вариационные методы ассимиляции используют оператор наблюдения, который связывает модельные профили $T(z)$ и $q(z)$ с измеряемыми радиансами, и минимизируют функционал, учитывающий ошибки модели и наблюдений [19,24].

Каждый спутниковый канал имеет собственную весовую функцию, поэтому измеряемая радиация представляет собой интегральную информацию

о вертикальной структуре. Температурная информация извлекается преимущественно из полос CO₂, а влажностная — из полос H₂O; облачность меняет оптическую толщину и снижает вклад нижних слоёв. В современных системах используются либо профильные продукты (retrieval), либо прямая ассимиляция радиаций, где оператор наблюдения включает модель переноса излучения и параметры поверхности/облачности [11,22,23,24].

Для тропосферы важна согласованность наземных и спутниковых измерений: контактные профили обеспечивают «якорь» по точности у поверхности и в нижних слоях, а спутники дают покрытие и частоту. Руководства ВМО подчёркивают необходимость метаданных, калибровки и процедур контроля качества, особенно для параметров влажности, для которых систематические смещения быстро приводят к ошибкам в прогнозе облачности и туманов [11,21].

Физический смысл синергии методов состоит в объединении наблюдений с разными весовыми функциями и разными источниками ошибок: контактные датчики дают точные локальные T и RH, но ограничены по пространству; радиометрия обеспечивает непрерывность, но зависит от априорной информации; RASS и лидары уточняют тонкую структуру инверсий и слоёв насыщения. Такое объединение повышает надёжность диагностики предтуманных условий в пограничном слое [1,11,12,24].

1.4. Роль данных стратификации приземного слоя и нижней тропосферы в прогнозировании туманов

Туман - это взвесь мельчайших капель воды или кристаллов льда в приземном слое, уменьшающая горизонтальную видимость. Для его образования требуется достижение насыщения (RH ~ 100%) и наличие ядер конденсации. Переход к насыщению может происходить либо вследствие охлаждения воздуха (радиационный туман), либо за счёт увеличения

влажносодержания (адвективный туман, испарительный туман), либо при смешении воздушных масс с разными T и q [8,17].

Вертикальная стратификация определяет, будет ли воздух у поверхности охлаждаться до точки росы и сохранится ли насыщение. Приземная инверсия уменьшает турбулентное перемешивание и «запирает» влагу и холодный воздух в тонком слое. При усилении ветра и переходе к более нейтральной стратификации перемешивание разрушает инверсию и переводит туман в низкую облачность или полностью рассеивает его. Таким образом, прогноз туманов требует информации не только о приземных значениях T и RH , но и о профиле градиентов в первых сотнях метров [17].

На практике данные зондирования используют для диагностики ключевых предикторов: (а) дефицит точки росы у поверхности и по высоте; (б) высота и мощность слоя насыщения; (в) сила и высота инверсии; (г) высота слоя перемешивания; (д) вертикальный сдвиг ветра и условия для турбулентной генерации. Эти характеристики рассчитываются из профилей радиозондов или наземных профиломеров и затем используются в эмпирических схемах nowcasting и в качестве входных данных для моделей [1,2,17].

В численном прогнозе туманов (особенно радиационных) критичны корректные начальные условия в АПС. Ошибки в профиле влажности на 1-2 г/кг или в температуре на 1-2°С в тонком приземном слое могут радикально менять момент достижения насыщения и продолжительность тумана. Поэтому верификация моделей часто опирается на данные радиозондов, мачт и наземных профиломеров, а также на строгие процедуры контроля качества наблюдений и оценку неопределенности [11,12,19].

Таким образом, стратификация нижней атмосферы выступает связующим звеном между измерениями и прогнозом: она определяет физические условия для образования тумана и одновременно задаёт требования к вертикальному разрешению и точности методов зондирования в нижних слоях атмосферы.

Выводы по главе 1

В главе рассмотрены теоретические основы описания тропосферы как объекта зондирования и ключевые характеристики её стратификации, определяющие устойчивость и интенсивность перемешивания. Показано, что наиболее важным для прикладных задач является температурно-влажностная структура нижней тропосферы и АПС, включая приземные инверсии и слои насыщения [1,17].

Изложены физические принципы измерения температуры и влажности контактными и дистанционными методами. Контактные измерения обеспечивают прямую связь с параметрами воздуха, но чувствительны к обтеканию и радиационным эффектам; дистанционные методы дают непрерывные профили, однако требуют решения обратных задач и оценки неопределенности [11,12].

Рассмотрено значение профильной информации для прогнозирования туманов: профиль устойчивости и влажности определяет условия достижения насыщения, устойчивость туманного слоя и вероятность его разрушения при усилении турбулентного перемешивания. Эти положения служат методической базой для дальнейшего анализа инструментальных методов зондирования в последующих главах.

2. Методы зондирования атмосферы и наземные дистанционные профилемеры (на примере МТР-5)

Зондирование атмосферы в гидрометеорологической практике понимается как получение вертикального распределения метеорологических элементов и производных от них величин (показателей устойчивости, параметров инверсий, характеристик турбулентного обмена). Вертикальная структура определяет развитие конвекции и облакообразования, условия переноса примесей и формирование опасных явлений, поэтому данные о профиле атмосферы нужны как в фундаментальных исследованиях, так и в прикладных задачах прогноза и мониторинга [1,11].

Современная наблюдательная система строится как сочетание контактных и дистанционных методов. Контактные методы (радиозонды, самолёты и БПЛА, метеомачты, привязные аэростаты) обеспечивают прямые измерения и удобны для калибровки, но ограничены стоимостью эксплуатации, требованиями безопасности и, как правило, дают информацию в отдельных пунктах сети [1,2]. Дистанционные методы (радиолокация, лидары, радиометрия в инфракрасном и микроволновом диапазонах, акустические профилемеры, спутниковое зондирование) обеспечивают высокую оперативность и возможность охвата больших территорий, однако требуют решения обратных задач и строгого учёта ошибок восстановления [3,11].

Цель данной главы - систематизировать методы атмосферного зондирования по физическим принципам и метеорологическим характеристикам, выделить области их рационального применения, а также подробно рассмотреть наземный микроволновый температурный профилемер МТР-5 как представитель пассивных радиометрических систем для исследования атмосферного пограничного слоя.

2.1. Классификация методов зондирования и требования к вертикальным профилям

Методы зондирования принято классифицировать по признаку контакта с измеряемой средой (контактные и дистанционные), по типу носителя (наземные, воздушные, космические), по характеру взаимодействия с излучением (активные и пассивные), а также по измеряемым величинам (термодинамические, кинематические, аэрозольные и облачные параметры) [1,3,11].

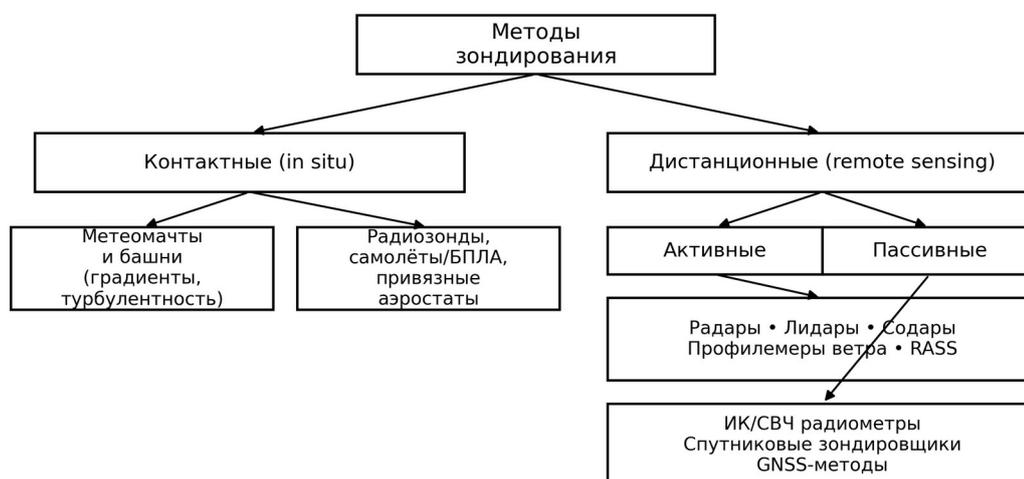


Рисунок 2.1 - Классификация методов зондирования атмосферы

Для задач оперативного прогноза наиболее информативны температурно-влажностная стратификация нижней тропосферы (параметры CAPE/CIN, наличие приземных и приподнятых инверсий, мощность неустойчивого слоя), профиль ветра и вертикальные сдвиги, а также высота и внутренняя структура атмосферного пограничного слоя. Для задач мониторинга качества воздуха дополнительно важны данные о высоте слоя перемешивания и о турбулентных характеристиках, определяющих разбавление и перенос примесей [1,2].

Для использования в метеорологии приоритетом становится воспроизводимость измерений и прослеживаемость к эталонам. В руководстве ВМО по приборам и методам наблюдений подчёркивается необходимость стандартизации процедур измерения, калибровки и контроля качества данных [11]. Эталонная сеть GRUAN ориентирована на получение профильных данных с оценкой неопределённости и подробно описанными алгоритмами обработки [12].

Измерительная система характеризуется диапазоном высот (или давлений), вертикальной дискретностью представления результата и эффективным вертикальным разрешением. Эти параметры не совпадают: например, дистанционные методы могут выдавать значения через каждые 25-50 м, однако реальная способность различать тонкие слои ограничена. Для оперативных приложений также критична частота обновления: мониторинг процессов в пограничном слое требует минутной или десятков минутной периодичности. Наконец, важны устойчивость к метеорологическим воздействиям (осадки, обледенение, сильный ветер) и полнота метаданных для контроля качества [1,11].

В дистанционном зондировании полезно использовать термин «информационный слой»: часть атмосферы, которая вносит основной вклад в измеряемый сигнал. Его вертикальная протяжённость определяется физикой взаимодействия излучения с атмосферой и геометрией измерения. Например, в микроволновой радиометрии в полосах поглощения кислорода (около 50-60 ГГц) формируются функции вклада, чувствительные к температуре, и именно они задают потенциальную высотную информативность температурных профиломеров [3,11].

Сводная характеристика наиболее распространённых методов зондирования приведена в таблице 2.1. Она демонстрирует, что ни один метод не является универсальным, поэтому на практике применяется комплексирование.

Таблица 2.1 - Сравнение основных методов зондирования атмосферы

Метод	Тип	Диапазон высот	Вертикальное разрешение	Частота обновления	Сильные стороны / ограничения
Радиозондирование	контактный	0-30 км	5-10 м (эфф. 20-50 м)	2-4 раза/сут	Высокая точность; разреженность запусков, дрейф
Метеомачты	контактный	0-100 м (реже выше)	точка/уровень	1-10 Гц	Непрерывность; локальность площадки
Содар/профилемер ветра	активный ДЗ	0.05-1 км	20-100 м	5-30 мин	Ветер/турбулентность; зависимость от шума и осадков
Метеорадар	активный ДЗ	до 150-250 км по дальности	объёмные данные	5-10 мин	Осадки, ветер; затухание, экранирование
Лидар	активный ДЗ	0.1-15 км	10-100 м	сек-мин	Аэрозоль/облака; ограничения по облачности/глазу
Спутниковый зондировщик	пассивный ДЗ	глобально	1-2 км (в НК хуже)	2-12 ч	Покрывание; трудности у поверхности и под облаками
Микроволновый профилемер T	пассивный ДЗ	0-1(2) км	25-100 м (эфф. 100-300 м)	2-10 мин	Пограничный слой; нужна валидация/модель

2.2. Контактные методы зондирования

Контактные методы основаны на непосредственном измерении параметров воздуха датчиками, находящимися в потоке воздуха. Главные преимущества - физическая «прозрачность» измерения, возможность прямой калибровки датчиков. Главные ограничения – большая пространственно-временная дискретность наблюдений (радиозонд).

Контактные наблюдения рассматриваются как основа для построения «опорной» информации, используемой при проверке дистанционных методов и при разработке алгоритмов восстановления. Наиболее распространенные контактные подходы включают: (1) стационарные профили с метеомачт; (2) привязные аэростаты; (3) самолетные и БПЛА системы; (4) радиозондирование свободной атмосферы.

Метеомачты позволяют получать непрерывные наблюдения температуры, влажности, ветра и турбулентных характеристик на высотах от единиц до десятков метров. Для пограничного слоя это наиболее «прямой» способ регистрации вертикальных градиентов и потоков.



Рисунок 2.1 Высотная метеорологическая мачта ИЭМ НПО “Тайфун”

Сильной стороной стационарных наблюдений является высокая частота (секундная и выше). Однако репрезентативность ограничена локальными особенностями подстилающей поверхности и неоднородностью микрометеорологических условий. Критичны корректная радиационная защита температурных датчиков, устранение влияния солнечного нагрева конструкций, учёт обледенения и влажностных эффектов [11].

В практических исследованиях данные мачт часто используются для настройки и проверки наземных профиломеров. Например, температура у поверхности, измеренная контактным датчиком, может применяться для калибровочных процедур микроволнового профиломера, а профиль в нижних 50-100 м - для оценки точности восстановленного радиометрического профиля при стабильной стратификации.

Привязные аэростаты и тросовые системы позволяют измерять профили в нижнем километре с высоким вертикальным шагом и возможностью длительного удержания на заданной высоте. Метод эффективен при

исследованиях ночных инверсий, морского бриза, туманов и при валидации наземных профилемеров [1,2].

Ограничения связаны с ветровыми условиями, обледенением и сложностью эксплуатации. Измерения требуют учёта динамики платформы: отклонения троса и колебания приводят к переменному положению датчика и к возможным погрешностям оценки ветра. В учебных материалах акцентируется необходимость регистрации угла троса, высоты и времени стабилизации после смены режима подъёма/спуска [2].

Самолётные измерения предоставляют горизонтальные разрезы и вертикальные профили при манёврах набора и снижения. В авиационной метеорологии существенны наблюдения в зоне аэродрома, где решаются задачи предупреждения о сдвиге ветра, турбулентности и обледенении. При анализе данных необходима строгая увязка измерений с навигационными параметрами, учёт динамического давления и обтекания датчиков [11].

Беспилотные летательные аппараты (БПЛА) становятся всё более доступной платформой для детальных измерений в пограничном слое. Их преимущества - гибкость траектории и возможность запуска «по требованию», что удобно для исследования быстро меняющихся процессов (фронты бриза, разрывы облачности, локальные инверсии). Ограничения связаны с регламентом использования воздушного пространства, ограничением по полезной нагрузке и времени полёта, а также необходимостью тщательной калибровки датчиков [1,2].

Радиозондирование остается основным источником профильной информации о температуре и влажности в свободной атмосфере. В классической схеме радиозонд, поднятый на воздушном шаре, измеряет давление, температуру и влажность и передает данные на наземную станцию; скорость и направление ветра определяются по траектории (радиопеленгацией или GNSS).

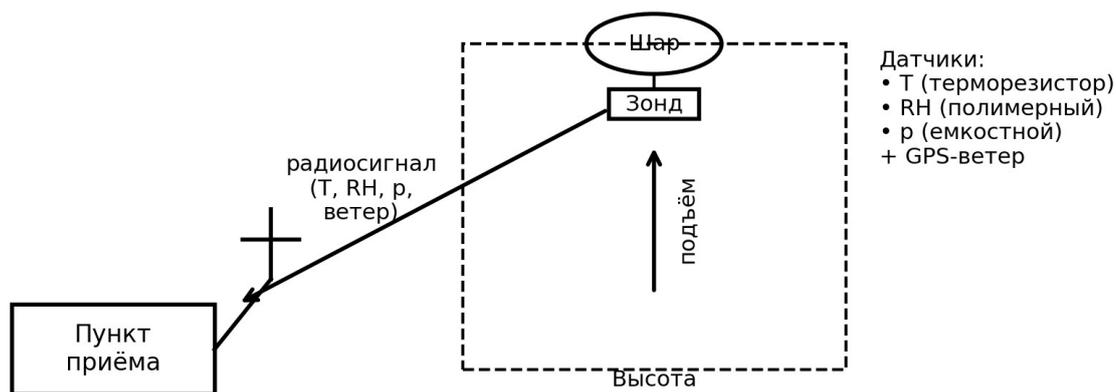


Рисунок 2.2 - Схема радиозондирования атмосферы

В задачах прогноза туманов традиционное радиозондирование имеет существенные ограничения по оперативности. Стандартные запуски выполняются, как правило, два раза в сутки (00 и 12 UTC), поэтому фактическое время поступления профиля в местном часовом поясе часто не совпадает с периодом формирования приземной инверсии и максимального увлажнения (вечерние и ночные часы). В результате профиль, полученный утром, может плохо характеризовать условия непосредственно перед наступлением/рассеянием тумана, а в ряде районов ночной прогноз оказывается без свежей аэрологической информации. Это повышает роль непрерывных наземных профиломеров приземного слоя и методов дистанционного мониторинга пограничного слоя.

Качество радиозондовых данных определяется как характеристиками датчиков, так и алгоритмами обработки, для температурных датчиков учитываются радиационные эффекты (солнечный нагрев, инфракрасный обмен), для влажности - запаздывание и температурная зависимость сенсора, а также влияние обледенения.

В отечественной практике используются различные комплексы радиозондирования, включая системы с радиопеленгационными метеорологическими комплексами.

Ограничение радиозондирования для задач мониторинга пограничного слоя связано с низкой частотой запусков в стандартной сети и с тем, что зонд дрейфует и измеряет профиль не строго над пунктом запуска. Поэтому в оперативных системах возрастает роль наземных профиломеров, обеспечивающих обновление каждые несколько минут и привязку к фиксированной точке наблюдений, а радиозонды становятся инструментом регулярной валидации и калибровочной поддержки.

2.3. Наземные активные методы дистанционного зондирования

Активные методы дистанционного зондирования используют собственный источник энергии: система излучает импульс или непрерывный сигнал и регистрирует отражённое или рассеянное излучение. По изменению амплитуды, фазы, частоты и поляризации принимаемого сигнала получают информацию о распределении метеорологических целей и неоднородностей в атмосфере. К активным методам относят метеорологическую радиолокацию, лидарные измерения, акустические профиломеры (сонары), радиолокаторы ветра и комбинированные системы типа RASS [1,3,11].

Преимущества активных методов - возможность контролировать энергетический бюджет измерения и получать данные с высокой оперативностью. Ограничения связаны с затуханием и многократным рассеянием, влиянием помех, требованиями по электромагнитной и лазерной безопасности, а также с тем, что многие продукты (например, вертикальные профили ветра) требуют дополнительной интерпретации и априорных предположений [11].

Метеорологические радиолокаторы измеряют характеристики рассеяния электромагнитных волн на гидрометеорах (каплях, снежинках, граде), а также, в определенных режимах, на неоднородностях показателя преломления в турбулентной безоблачной атмосфере.

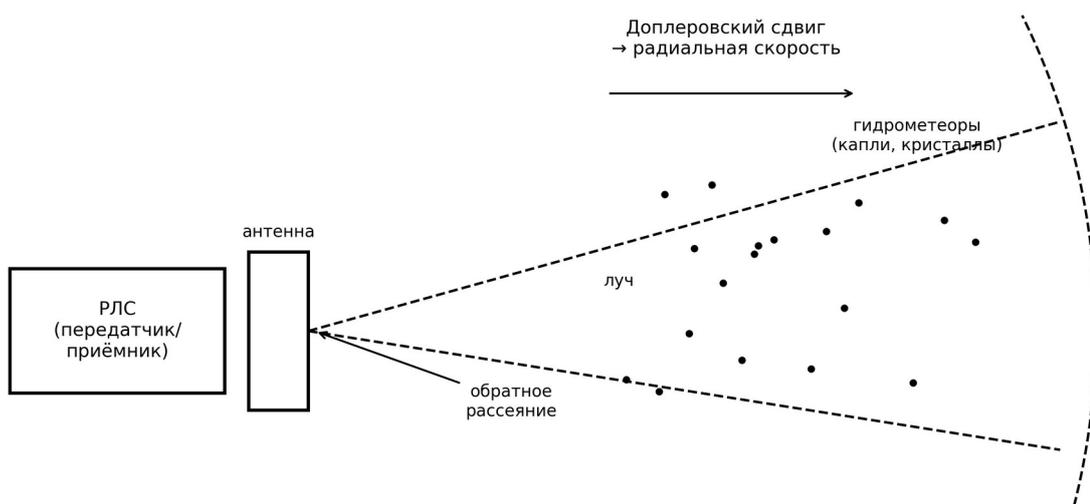


Рисунок 2.3 - Принцип действия метеорологического радиолокатора

Физическая основа - радиолокационное уравнение, связывающее мощность принятого сигнала с характеристиками антенны, дальностью, длиной волны и эффективной площадью рассеяния цели. Для распределённых целей вводится отражаемость, пропорциональная шестой степени диаметра капель, поэтому отклик радара особенно чувствителен к крупным каплям и граду. Это создаёт проблему неоднозначности: одинаковая отражаемость может соответствовать разным типам и структурам осадков, что требует дополнительных данных (поляризация, доплеровская информация, температура слоя) [4,11].

Доплеровские метеорологические радиолокаторы измеряют радиальную компоненту скорости движения рассеивающих частиц по смещению частоты принятого сигнала. Достоинство доплеровского подхода - возможность диагностики мезомасштабных циркуляций, фронтовых зон и опасных явлений (шквалы, микропорывы). Ограничение - влияние неконтролируемых скоростей падения частиц, неоднозначность и необходимость геометрического покрытия для восстановления вектора ветра.

Важным направлением является поляриметрическая радиолокация, где одновременно анализируют отражение в двух ортогональных поляризациях. Поляриметрические параметры (дифференциальная отражаемость,

корреляционный коэффициент, дифференциальная фаза) повышают способность различать типы гидрометеоров и оценивать интенсивность осадков.

К типовым источникам ошибок радиолокационных измерений относятся: затухание в сильных осадках (особенно для сантиметровых и миллиметровых диапазонов), экранирование рельефом и застройкой, а также «не-метеорологические» отражения (земная поверхность, море, птицы). Для повышения качества применяют методы фильтрации, классификации эхосигналов и коррекцию затухания; значительная часть этих процедур описана в отечественных руководствах по радиолокационным измерениям осадков и облаков [5,6].

Лидар (Light Detection and Ranging) - активный оптический метод, использующий лазерное излучение и регистрацию обратного рассеяния в атмосфере. Лидары применяются для определения высоты облаков, структуры аэрозольных слоёв, концентраций и распределения частиц, а также для измерения ветра (доплеровские лидары) и водяного пара (рамановские и дифференциально-абсорбционные лидары). В отличие от радиолокации, лидары наиболее чувствительны к мелким частицам и тонкой структуре аэрозоля и облачной дымки [11].

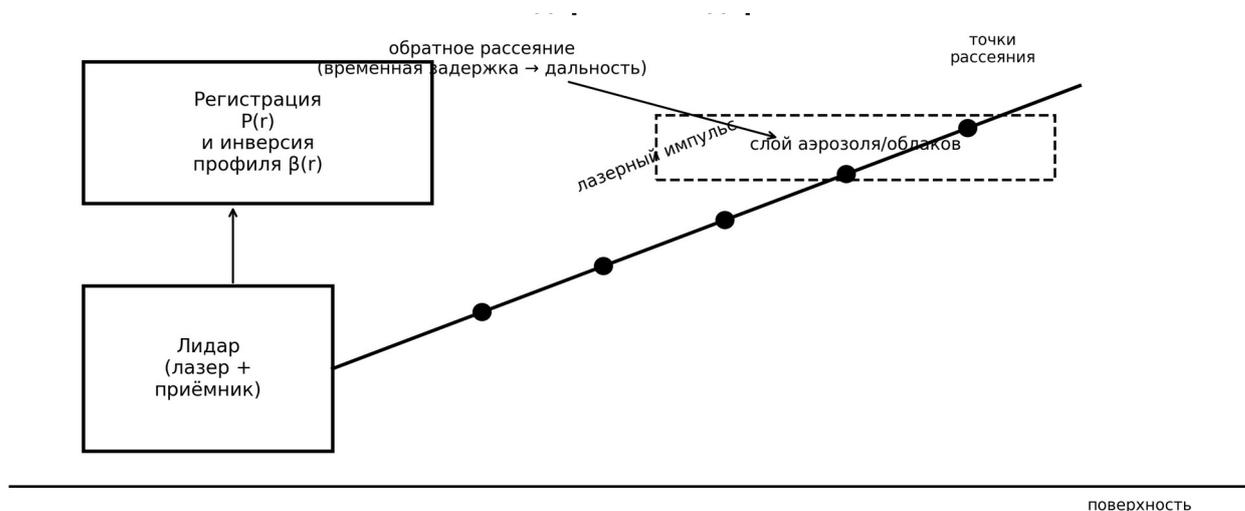


Рисунок 2.4 - Обобщенная схема лидара (упрощенная, составлено автором)

Основу обработки составляет лидарное уравнение, связывающее мощность обратного сигнала с коэффициентами рассеяния и ослабления на пути луча. Обратная задача лидарного зондирования также является некорректной и требует априорной информации или специальных режимов измерения (например, использование нескольких длин волн, рамановского канала или опорных калибровок). Для оперативного мониторинга пограничного слоя широко используется определение высоты слоя перемешивания по резкому изменению градиента аэрозольного сигнала.

Ограничением лидаров является зависимость от оптической прозрачности атмосферы: плотная облачность и сильные осадки резко снижают дальность зондирования. Кроме того, существуют требования по лазерной безопасности и ограничения по работе вблизи аэродромов. Несмотря на это, сочетание лидарных и радиолокационных данных даёт мощный инструмент для исследования облачной микрофизики и динамики пограничного слоя [11].

Содар (Sound Detection and Ranging) - акустический активный метод, основанный на рассеянии звуковых волн на температурных неоднородностях и турбулентности. Содары используются для оценки профиля ветра и турбулентных характеристик в нижнем километре, а также для выявления инверсий и струйных течений в пограничном слое [1,11].



Рисунок 2.4.1 - Доплеровский содар "MODOS"

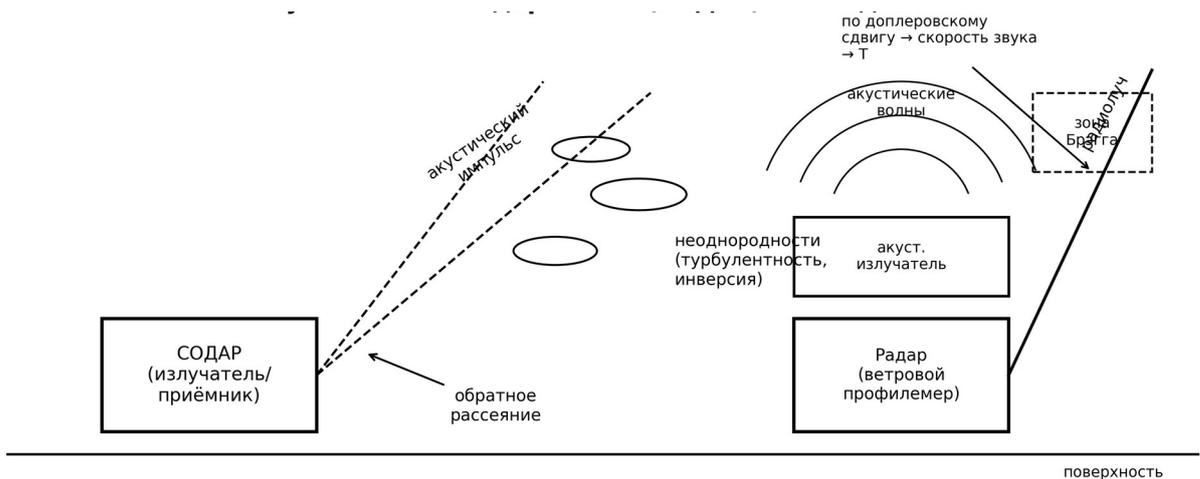


Рисунок 2.5 - Принцип акустического зондирования (SODAR) и RASS
(составлено автором)

Радиолокаторы ветра работают в метровом или дециметровом диапазоне и используют рассеяние на неоднородностях показателя преломления, связанных с турбулентностью. В сочетании с акустическим излучателем (RASS, Radio Acoustic Sounding System) возможна оценка скорости звука и, следовательно, виртуальной температуры на ряде высот. Такие системы полезны для непрерывного мониторинга ветра и стратификации, но

чувствительны к радиопомехам и требуют специальных условий размещения [11].

К ограничениям акустического зондирования относят высокую чувствительность к фоновому шуму (городская среда, ветер), а также к осадкам. Поэтому в прикладных задачах содара часто используются как часть комплексных станций совместно с радиометрией и мачтовыми наблюдениями.

Физической основой содарного зондирования является обратное рассеяние акустических волн на турбулентных неоднородностях температуры (а значит - плотности и скорости звука) в атмосферном пограничном слое. В классических вертикальных (недоплеровских) содарах регистрируется интенсивность эхо-сигнала, связанная со структурной характеристикой температуры, что позволяет выделять границы инверсионных слоев, слой перемешивания, внутренние волны и другие элементы стратификации [27].

В простейшей модели моностатического импульсного содара мощность принимаемого сигнала $P(R)$ на дальности R может быть описана уравнением:

$$P(R) = P_0 \cdot \sigma(180^\circ) \cdot (c \cdot \tau / 2) \cdot S \cdot R^{-2} \cdot L,$$

где P_0 - мощность излучаемого импульса, τ - длительность импульса, c - скорость звука, S - эффективная площадь приемопередающей антенны, $\sigma(180^\circ)$ - сечение обратного рассеяния на угол 180° , L - совокупный коэффициент потерь (геометрические, аппаратурные, поглощение и др.). На практике величина σ определяется спектром турбулентных неоднородностей температуры, поэтому интенсивность эхо-сигнала является информативной характеристикой термической стратификации и турбулентности [27].

Типичный продукт недоплеровского содара - эхограмма (факсимильная запись) интенсивности эхо-сигнала в координатах «время-высота». Температурные инверсии в АПС обычно проявляются как устойчивые слои повышенной интенсивности обратного рассеяния; утренний подъем и разрушение приземной радиационной инверсии прослеживаются как постепенное поднятие верхней границы слоя и последующее исчезновение выраженной структуры эхо-сигнала (пример на рис. 2.6) [27].

Доплеровские многолучевые содары измеряют доплеровский сдвиг частоты рассеянного сигнала в нескольких направлениях (обычно 3-5 наклонных/вертикальных лучей), что позволяет восстановить компоненты ветра u , v , w и ряд турбулентных характеристик. Непрерывность измерений делает такие системы полезными для мониторинга сдвигов ветра в нижних 300-500 м, критичных для формирования и сохранения туманов, особенно в условиях сложного рельефа и городской застройки [27,28].

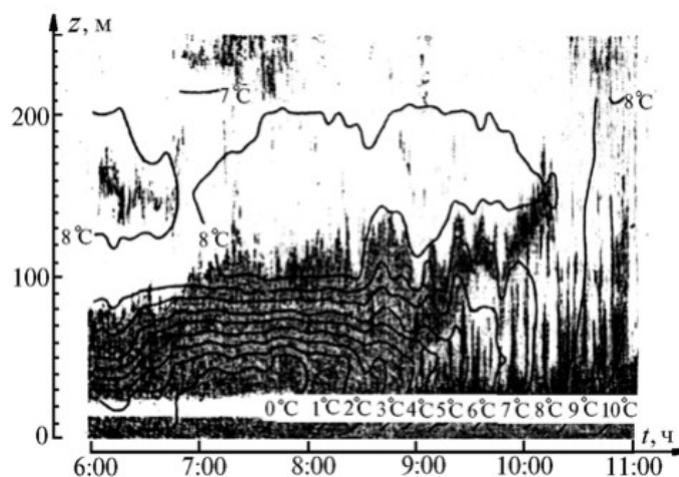


Рисунок 2.6 - Пример утреннего подъема и разрушения приземной радиационной инверсии по содарной эхограмме (Локощенко, 1996) [27]

Пример длительных непрерывных содарных наблюдений представлен в Метеорологической обсерватории МГУ, где акустическое зондирование ведется с 1988 г. (в непрерывном режиме - одним из первых в России). В настоящее время используются два прибора: вертикальный однокомпонентный содар «ЭХО-1» и доплеровский трехкомпонентный содар MODOS (МЕТЕК, Германия). Высотные диапазоны содаров «ЭХО-1» и MODOS составляют, соответственно, 25-800 и 40-500 м, пространственное разрешение - 12,5 и 20 м. С помощью MODOS в среднем за каждые 10 мин измеряются профили скорости и направления ветра, а «ЭХО-1» дает

подробные сведения о температурной стратификации и наличии слоев инверсий [28].

2.4. Наземные пассивные методы дистанционного зондирования

Пассивные методы дистанционного зондирования регистрируют естественное излучение объектов и среды либо отражённое солнечное излучение. В контексте атмосферного зондирования главными являются радиометрические наблюдения в инфракрасном и микроволновом диапазонах, а также оптические методы, использующие солнечное излучение (фотометры, спектрометры). Пассивные методы требуют решения обратной задачи переноса излучения для восстановления профилей атмосферных параметров [3,7,11].

Физической основой является уравнение переноса излучения, в котором измеряемая яркостная температура (или радианс) представляется интегралом по высоте от искомой величины (например, температуры) с функцией вклада, зависящей от поглощения и рассеяния в атмосфере. В учебных курсах по дистанционным методам подчёркивается, что функции вклада задают «размытие» профиля, а регуляризация и априорная информация определяют устойчивость восстановления [3,1].

Инфракрасная радиометрия (8-15 мкм и соседние окна) чувствительна к излучению поверхности и облаков и широко используется для определения температуры верхней границы облаков, вертикальных профилей температуры и влажности по спектральным каналам, а также для диагностики концентраций ряда газов. Наземные ИК-радиометры могут использоваться для мониторинга облачности и оценки радиационного баланса. Основная трудность ИК-зондирования - сильная зависимость от облачности и водяного пара, что ограничивает способность восстанавливать профиль в нижнем слое при наличии облаков [3,11].

Микроволновая радиометрия использует диапазоны, где поглощение определяется главным образом молекулярным кислородом и водяным паром. Преимущество микроволн - меньшая чувствительность к облакам (особенно к облакам с малыми каплями и к слабым осадкам), что делает микроволновые профиломеры привлекательными для круглосуточного мониторинга. В температурном зондировании широко используется полоса поглощения кислорода около 50-60 ГГц; для влажностного зондирования - линии водяного пара (например, около 22,235 ГГц) и комбинации «оконных» каналов [3,11].

Солнечные фотометры и спектрометры измеряют ослабление солнечного излучения при прохождении через атмосферу и позволяют оценивать оптическую толщину аэрозоля, содержание водяного пара и ряд газов по спектральным характеристикам. Хотя эти методы не дают прямого профиля температуры, они важны для комплексирования, поскольку аэрозоль и водяной пар влияют на радиационный перенос и на точность радиометрических восстановлений [3,11].

В практических системах мониторинга качества воздуха данные солнечной фотометрии используются для диагностики событий переноса дыма и пыли, а также для валидации лидарных профилей аэрозоля и спутниковых снимков.

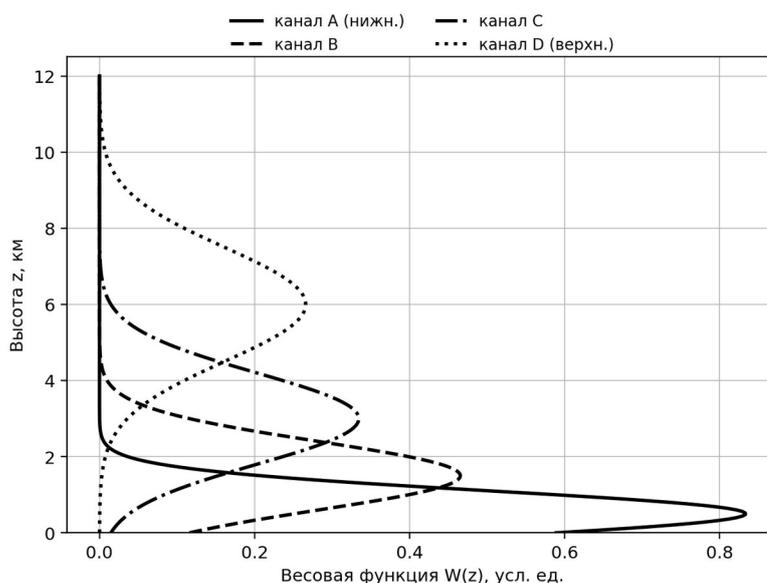


Рисунок 2.7 - Пример функций вклада для каналов пассивного зондирования

2.5. Космические методы зондирования атмосферы

Космическое зондирование обеспечивает глобальное покрытие и регулярное получение данных над труднодоступными районами. В метеорологии используются как геостационарные, так и полярно-орбитальные спутниковые системы. Геостационарные аппараты дают высокую временную частоту наблюдений над фиксированной областью, а полярно-орбитальные - более высокое пространственное разрешение и богатый спектральный набор для профилирования температуры и влажности [3,7,11].

Спутниковые методы подразделяются на пассивные (регистрация уходящего инфракрасного и микроволнового излучения, отражённого солнечного излучения) и активные (спутниковые лидары и радиолокаторы).

Профили температуры и влажности обычно получают по спектральным измерениям в полосах поглощения (ИК- и МВ-зондировщики). В микроволновом диапазоне дополнительно применяется зондирование по кислороду и водяному пару, что повышает устойчивость к облакам. Однако восстановление нижнего километра над сушей остаётся сложным из-за сильного вклада поверхности и из-за ограничений функций вклада, поэтому наземные профилемеры и радиозонды остаются необходимыми для валидации и для уточнения приземного слоя [11,12].

Отдельный класс составляет радиоокультация GNSS, где профиль показателя преломления и далее температуры/влажности получают по изменению фазы навигационного сигнала при прохождении через атмосферу. Метод обладает высокой точностью и хорошей вертикальной детализацией в стратосфере и верхней тропосфере, но менее информативен в нижнем влажном слое и при сильной градиентности [11].

Спутниковые наблюдения дают уникальное пространственное покрытие, но их профили являются результатом обратной задачи и зависят от априорных предположений и используемой модели переноса излучения. Поэтому для обеспечения точности необходимы процедуры калибровки и валидации, включающие сравнение со «стандартом» - радиозондами, а также с высокочастотными наземными профилемерами, которые хорошо описывают изменчивость пограничного слоя в течение суток [12].

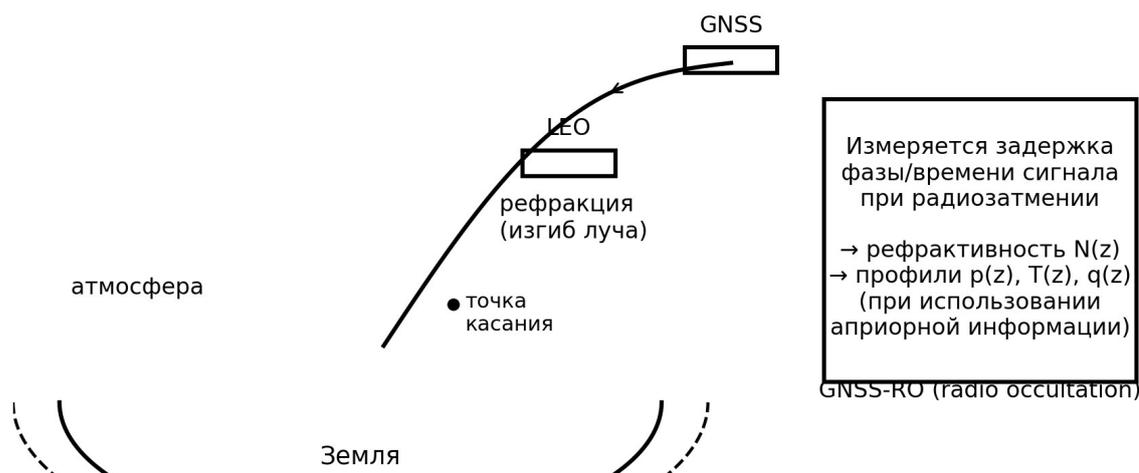


Рисунок 2.8 - Принцип радиозатменного (GNSS-RO) зондирования

В численном прогнозе погоды данные спутников, радиозондов, радаров и наземных профилемеров объединяются посредством методов ассимиляции. При этом особенно важна корректная оценка ошибок наблюдений и их корреляций. Современные подходы к представлению ошибок профильных данных развиваются в рамках концепции GRUAN и рекомендаций ВМО [11,12].

2.6. Обратные задачи, регуляризация и контроль качества профильных данных

Большинство дистанционных методов, а также часть контактных (например, радиопеленгационные измерения ветра), приводят к

необходимости решать обратные задачи. В общем виде наблюдения y связаны с искомым профилем x оператором прямой модели F и шумом ε : $y = F(x) + \varepsilon$. Поскольку оператор F часто сглаживает профиль и «сжимает» информацию, обратная задача может быть некорректной: малые ошибки наблюдений приводят к большим ошибкам восстановления [13].

В практике атмосферного зондирования применяются два взаимодополняющих подхода: (1) физически обоснованное восстановление на основе модели переноса излучения (или распространения волны) и (2) статистические (регрессионные) методы, где связь между наблюдениями и профилем строится по обучающим выборкам (например, по совместным данным радиозондов и радиометрии).

Методы регуляризации формируют устойчивое решение путём введения дополнительных условий на гладкость или на близость к априорному профилю. В оптимальной оценке минимизируется функционал, включающий взвешенную невязку наблюдений и отклонение от априорной оценки. Критически важно, что априорные допущения не должны «маскировать» реальную изменчивость: поэтому априорные статистики должны соответствовать региону и сезону, а также регулярно обновляться. [13]

Контроль качества профильных данных включает: проверку диапазонов и физической согласованности, выявление выбросов, контроль временной непрерывности, оценку чувствительности решения (например, анализ матрицы усреднения в оптимальной оценке) и сопоставление с независимыми наблюдениями. В концепции GRUAN и руководствах ВМО подчёркивается необходимость предоставления метаданных, включая информацию о калибровках, алгоритмах обработки и оценках неопределённости [11,12].

2.7. Наземный микроволновый температурный профилемер МТР-5

Наземные микроволновые температурные профилемеры предназначены для оперативного мониторинга вертикального распределения температуры в

атмосферном пограничном слое. Профилемер метеорологический температурный МТР-5 является отечественным прибором данного вида и применяется для дистанционного измерения профиля термодинамической температуры в зависимости от высоты. МТР-5 обеспечивает зондирование от уровня установки прибора до 1000 м и выдаёт профиль с дискретностью 25 м в нижних 100 м и 50 м выше 100 м [15].

Физический принцип МТР-5 основан на регистрации собственного теплового микроволнового излучения атмосферы в полосе поглощения молекулярного кислорода около 56,6 ГГц. Приём осуществляется на различных зенитных углах, благодаря чему меняется эффективная толщина атмосферы, формирующая сигнал. Выбранная частота соответствует максимуму полосы поглощения кислорода, поэтому вклад водяного пара и слабых облаков в измеряемую яркостную температуру мал, что повышает устойчивость прибора в широком диапазоне погодных условий [16].

Основное назначение МТР-5 - получение высокочастотной информации о температурной стратификации в нижнем километре. Такие данные применимы для анализа приземных и приподнятых инверсий, оценки высоты слоя перемешивания, контроля условий развития конвекции, а также для оперативного обеспечения авиации и систем экологического мониторинга. Пограничный слой характеризуется наибольшей изменчивостью во времени, и поэтому дополняющие радиозонды средства непрерывного профилирования имеют практическую ценность [1,2].

Типовые прикладные сценарии включают: мониторинг ночного выхолаживания и разрушения инверсий утром, прогноз туманов и низкой облачности, контроль термической структуры при устойчивых антициклонических ситуациях, а также сопровождение экспериментов по турбулентному обмену. При наличии независимых данных (радиозонд, мачта, лидар) профилемер может служить инструментом верификации численных моделей и спутниковых продуктов в нижнем слое.

МТР-5 включает измерительный блок с микроволновым приёмником и антенной системой, датчик внешней температуры с радиационной защитой и блок питания [15,16]. В измерительном блоке размещены радиопрозрачное окно, система терморегулирования и сканирующее устройство, обеспечивающее измерения на разных направлениях. Встроенная термостабилизация уменьшает влияние температурных колебаний на параметры приемника.

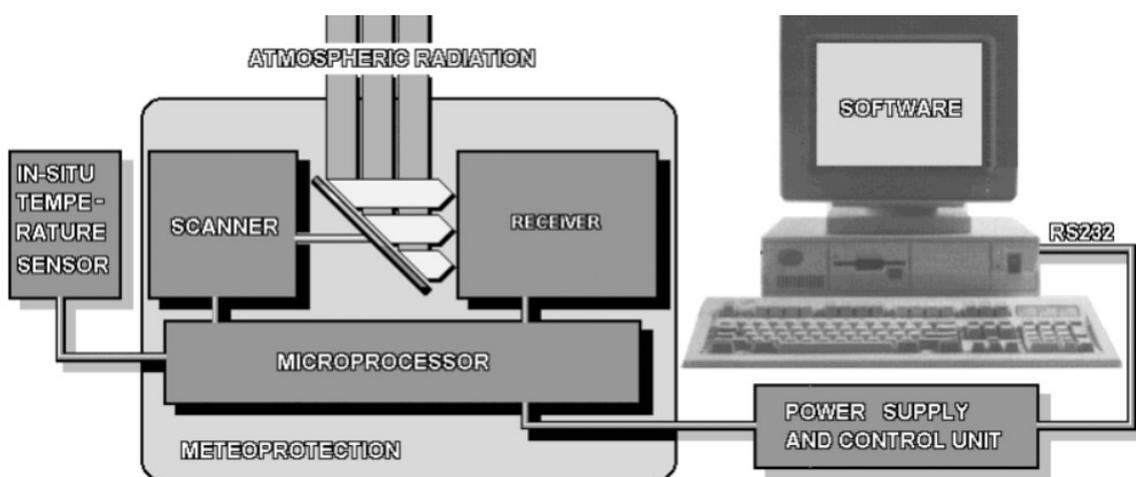


Рисунок 2.10 - Блок-схема измерительного комплекса МТР-5 (по руководству пользователя)

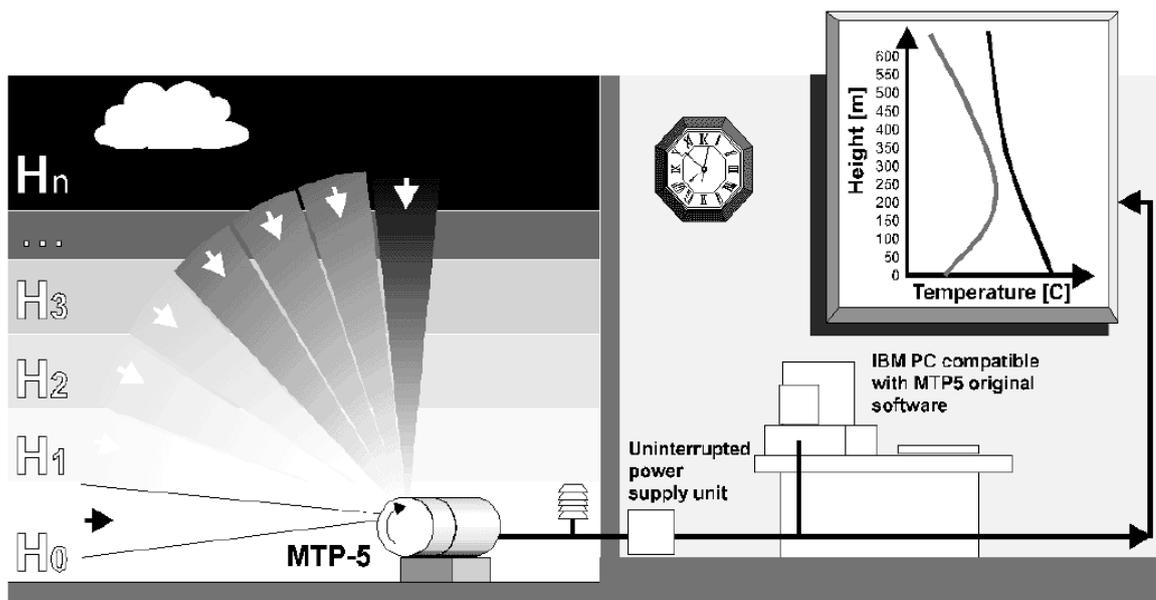


Рисунок 2.11 - Конфигурация системы МТР-5 (по руководству пользователя)

Антенная система формирует диаграмму направленности; для МТР-5 ширина диаграммы по уровню -3 дБ составляет не более 3° [15]. Сканирование по зенитным углам позволяет получать набор наблюдений яркостной температуры $T_y(\theta)$, который затем используется в алгоритме восстановления профиля температуры.

Важной частью прибора является внешний датчик температуры приземного слоя в радиационной защите. Он используется как самостоятельный канал измерения приземной температуры и как опорная величина для калибровочных процедур [15,16].

В диапазоне около 56,6 ГГц основным поглотителем является молекулярный кислород, хорошо перемешанный в атмосфере, коэффициент поглощения определяет оптическую толщину и, следовательно, ту часть атмосферы, которая формирует измеряемую яркостную температуру. При наклонных направлениях луч проходит больший путь в атмосфере (оптическая толщина возрастает как $1/\cos\theta$), что повышает вклад нижних слоёв. Таким образом, измерения при разных θ дают различную чувствительность к высоте и позволяют восстановить температурный профиль в пределах информационного слоя [16,3].

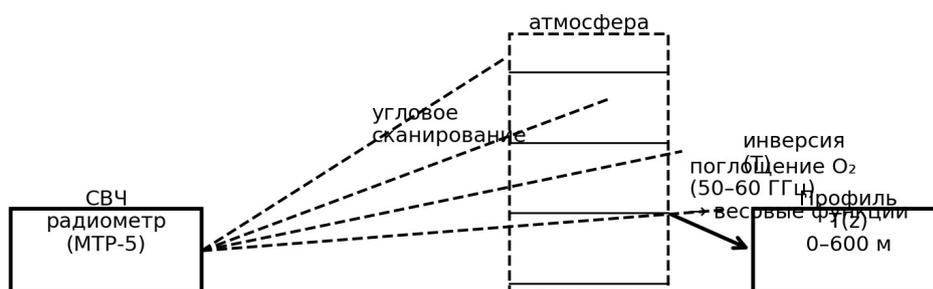


Рисунок 2.12 - Принцип работы микроволнового температурного профилемера

В руководстве по эксплуатации МТР-5 яркостная температура в выбранной полосе представляется интегралом по высоте от температуры, умноженной на функцию вклада $K(h, \theta)$. В упрощённом виде для изотропного источника можно записать:

$$T_{\theta}(\theta) = \int_0^H T(h) \cdot K(h, \theta) dh,$$

$$K(h, \theta) = (1/\cos\theta) \cdot \gamma(h) \cdot \exp\{-(1/\cos\theta) \int_0^h \gamma(h') dh'\},$$

где $\gamma(h)$ - коэффициент поглощения, а H - высота, выше которой вклад в измерение пренебрежимо мал. Такая запись подчёркивает, что каждая измеренная величина является взвешенной средней температуры по некоторому слою, а восстановление профиля требует обращения интегрального оператора [13,16].

Алгоритм восстановления профиля в МТР-5 относится к классу регуляризованных решений обратных задач. Эксплуатационная документация описывает подход, в котором исходное интегральное уравнение линеаризуется вокруг априорного (экстраполированного) профиля $T_{\theta}(h)$, после чего решается линейная задача относительно поправки $\delta T(h) = T(h) - T_{\theta}(h)$ [16]. Физический смысл такого шага - уменьшение нелинейности ядра, связанной с зависимостью коэффициента поглощения от температуры.

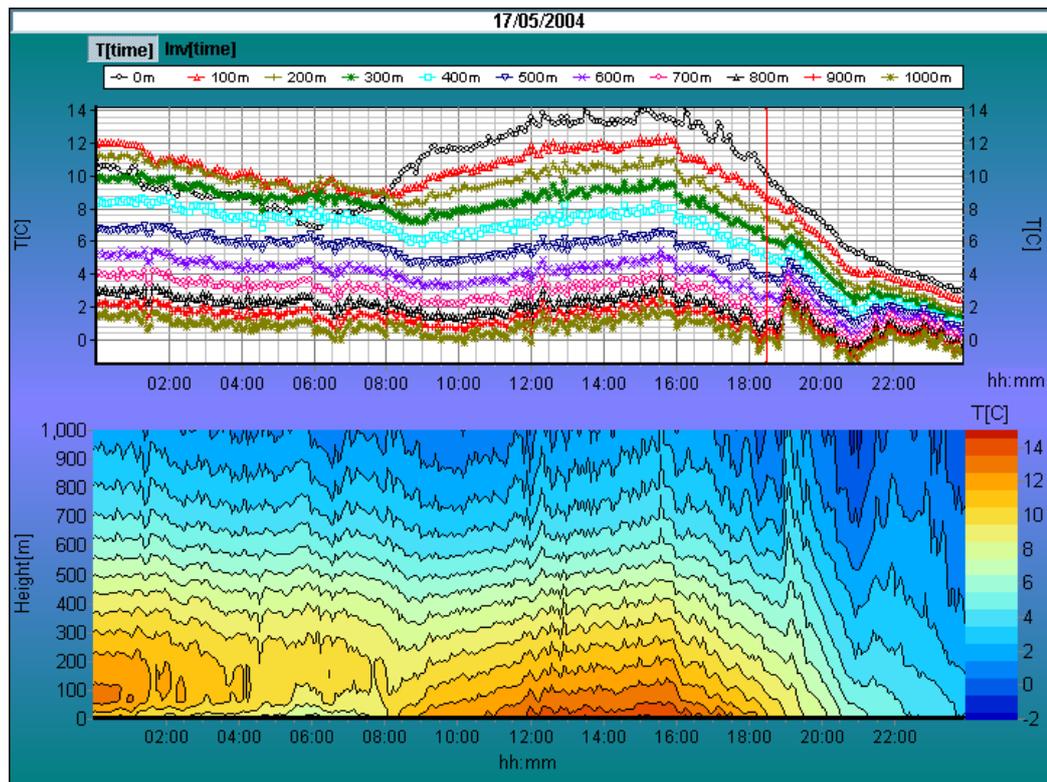


Рисунок 2.13 - Пример элемента интерфейса ПО МТР-5 (по руководству пользователя)

После дискретизации профиля по высоте задача сводится к системе линейных уравнений вида $\delta T_{\text{я}} = K \cdot \delta T + \epsilon$, где $\delta T_{\text{я}}$ - вектор невязок яркостных температур на разных зенитных углах, K - матрица функций вклада, δT - искомая поправка к температуре на дискретных уровнях, ϵ - вектор ошибок. Поскольку матрица K плохо обусловлена, решение получают методом статистической регуляризации, т.е. минимизацией функционала с ограничением на гладкость или на отклонение от априорной оценки [13,16].

В терминах оптимальной оценки решение можно записать как

$$\hat{x} = x_a + (K^T S_e^{-1} K + S_a^{-1})^{-1} K^T S_e^{-1} (y - F(x_a)),$$

где x_a - априорный профиль, S_a и S_e - ковариации априорной ошибки и ошибки наблюдений соответственно [13]. На практике параметры регуляризации подбираются так, чтобы обеспечить устойчивость решения при сохранении физически реалистичной изменчивости профиля.

С точки зрения прикладной интерпретации важно понимать, что получаемый профиль является «сглаженным» по высоте. Эффективное разрешение определяется шириной функций вклада и настройкой регуляризации и, как правило, хуже, чем дискретность выдаваемого профиля (25-50 м). Поэтому тонкие слои и резкие границы инверсий могут быть представлены в восстановленном профиле сглаженно. Эта особенность должна учитываться при сравнении с радиозондами и при расчёте производных параметров устойчивости.

Важной частью измерительного комплекса является программное обеспечение, обеспечивающее управление измерительным циклом, контроль состояния узлов прибора, накопление и хранение результатов, а также визуализацию профилей и сервисные функции. При штатной эксплуатации профилемер работает в связке с ПК в среде Windows; перед началом измерений требуется выдержать время прогрева (порядка 30–60 мин в зависимости от температуры окружающей среды), после чего система переходит в режим готовности и запускает измерения по команде оператора либо автоматически по заданному расписанию.

ПО выполняет преобразование измеренных радиометрических сигналов в профиль температуры, формирует графики и табличные выгрузки, ведет журнал сообщений и ошибок. На практике для последующей обработки (сопоставление с туманами, выявление инверсий, расчет диагностических параметров) удобно использовать как графические отчеты, так и экспорт в текстовые форматы с временной привязкой, включая метаданные измерительного цикла (время, режим, параметры контроля качества).

Калибровка микроволнового радиометра является ключевым этапом обеспечения точности радиометрических измерений.

Эксплуатационная документация МТР-5 описывает практическую процедуру калибровки, использующую тот факт, что при приёме излучения в горизонтальном направлении в полосе сильного поглощения яркостная температура близка к кинетической температуре воздуха у поверхности. Это

позволяет рассматривать горизонтальное направление как «почти чёрное тело» и строить калибровочную зависимость выходного кода приёмника от температуры приземного воздуха, измеренной контактными датчиком, на фоне естественных суточных изменений температуры [16].

Стабильность коэффициента передачи приёмника обеспечивается конструктивными решениями и термостабилизацией, а остаточное смещение контролируется по результатам калибровки и поверки. Поверка и типовые метрологические требования фиксируются в государственных документах по утверждённому типу средства измерений [15].

Основные метрологические характеристики МТР-5 сведены в таблицу 2.2 [24].

Таблица 2.3 - Основные характеристики профилемера МТР-5 (по [15])

Параметр	Значение	Комментарий
Диапазон измерений термодинамической температуры атмосферы	от -50 до +50 °С	Восстановленный профиль
Погрешность измерений температуры профиля (P=0,95)	±2,5 °С	По описанию типа
Погрешность датчика температуры приземного слоя (P=0,95)	±0,35 °С	Внешний датчик
Диапазон высот профиля от уровня установки	0-1000 м	Пограничный слой
Дискретность представления профиля	25 м (0-100 м); 50 м (100-1000 м)	Выходная сетка
Относительная погрешность определения высоты слоев	±25 %	Эффективная высотная привязка
Центральная частота приемника	56,6±0,1 ГГц	Полоса поглощения O2
Ширина АЧХ приемника (-10 дБ)	0,6 ГГц	Спектральная селекция
Ширина ДН антенной системы (-3 дБ)	≤ 3°	Пространственное усреднение
Диапазон радиояростной температуры	224-324 К	Измеряемая величина
Погрешность измерений радиояростной температуры (P=0,95)	±1,2 К	Калибровка радиометра
Чувствительность приемника при τ=1	0,1 К	Радиометрическая чувствительность
Длительность цикла измерений профиля	≤ 5 мин	Оперативность мониторинга
Условия эксплуатации	T: -40...+40 °С; RH ≤ 95 % (при 25 °С)	Требования метеозащиты

Качество профиля, восстановленного по данным МТР-5, зависит не только от внутренней калибровки и алгоритма восстановления, но и от условий размещения. Прибор должен устанавливаться на открытой площадке, минимизирующей экранирование по зенитным углам и влияние близко расположенных объектов, которые могут создавать паразитные отражения или локальные тепловые аномалии. [16].

Измерительный цикл включает сканирование по набору зенитных углов и последующее восстановление профиля. В описании типа указано, что длительность цикла не превышает 5 минут [15], что позволяет получать квазинепрерывный ряд профилей. Для исследований суточного хода и быстроменяющихся процессов в пограничном слое такая периодичность является существенным преимуществом по сравнению с радиозондированием.

К ограничениям метода относятся: 1) ограниченная высотная информативность (до 1 км) и сглаживание тонких слоёв из-за ширины функций вклада; 2) возможное влияние интенсивных осадков на радиопрозрачность окна и на яркостную температуру (особенно при мокром радиопрозрачном окне); 3) необходимость априорной информации для восстановления и зависимость результата от выбранных статистик; 4) чувствительность к локальным условиям поверхности, поскольку вклад нижних слоёв высок, а горизонтальная неоднородность может проявляться в наклонных направлениях.

Указанные ограничения не снижают ценности прибора, но требуют корректной интерпретации результатов и регулярной валидации по независимым данным. Практика комплексирования предполагает периодические сравнения с радиозондами и с контактными измерениями у поверхности, а также использование дополнительных датчиков (например, метеостанция, осадкомер, датчики состояния радиопрозрачного окна) для маркировки периодов потенциально сниженного качества измерений.

Оперативные ряды температурных профилей позволяют анализировать эволюцию пограничного слоя в течение суток. В ночные часы в устойчивых условиях формируется приземная инверсия, мощность которой и скорость её разрушения утром определяют вероятность туманов и низкой слоистой облачности. Профилемер фиксирует усиление инверсии при радиационном выхолаживании и позволяет оценить высоту её верхней границы по градиенту температуры.

В дневные часы при развитии конвекции профиль температуры в нижнем слое стремится к адиабатическому виду, а высота слоя турбулентности растёт. При наличии параллельных измерений аэрозольным лидаром или содаром высоту турбулентного слоя можно оценивать комплексно, используя температурные и аэрозольные критерии.

В условиях адвекции тёплого воздуха над холодной подстилающей поверхностью возможны устойчивые приподнятые инверсии и низкая облачность. Непрерывные профили температуры помогают диагностировать такие ситуации и уточнять прогноз условий видимости и.

Для экологического мониторинга данные МТР-5 используются для оценки высоты слоя перемешивания, что необходимо при расчётах концентраций загрязняющих веществ и при интерпретации данных стационарных постов наблюдений. В антициклонических ситуациях при слабом ветре и устойчивой стратификации слой перемешивания может быть очень малым, что приводит к росту концентраций примесей у поверхности. Профилемер обеспечивает наблюдения, позволяющие фиксировать такие периоды и использовать их в аналитических моделях рассеивания.

Выводы по главе 2

Рассмотрены основные контактные и дистанционные методы зондирования атмосферы, показаны их физические основы, достоинства и ограничения. Выбор метода зависит от требуемого диапазона высот, оперативности и точности, а наиболее эффективным является комплексирование различных наблюдений.

Подробно проанализирован наземный микроволновый температурный профилемер МТР-5. Показано, что прибор обеспечивает регулярное измерение профиля температуры в пограничном слое до 1000 м с циклом измерений порядка нескольких минут и может использоваться для мониторинга инверсий и высоты слоя перемешивания. При интерпретации результатов необходимо учитывать некорректность обратной задачи восстановления и ограниченное эффективное вертикальное разрешение, а также проводить регулярную валидацию по контактными наблюдениям.

3. Исходные данные и методика их подготовки

Глава посвящена описанию исходных наблюдений и процедур их подготовки к последующему анализу. Поскольку тема магистерской работы связана с выявлением приземной инверсии и оценкой её роли при наблюдении туманов, ключевым является наличие достоверной информации о вертикальном распределении температуры в нижних сотнях метров и однозначного критерия фиксации тумана/дымки. В данной работе вертикальное распределение температуры в нижних сотнях метров и наблюдение тумана/дымки обеспечиваются, соответственно, стационарным температурным профиломером МТР-5 и регулярными аэродромными наблюдениями (UNKL).

Задачи главы включают: (1) описание состава переменных и формата файлов; (2) характеристику пункта наблюдений и режима формирования часовых значений по МТР-5; (3) описание источника аэродромных данных и правил выделения часов с туманом/дымкой; (4) изложение процедур синхронизации временных рядов и контроля качества. Важный принцип при подготовке данных – минимизация необоснованных «допущений»: если параметры (например, границы инверсии) уже вычислены алгоритмом обработки МТР-5, то на этапе построения исходной выборки они используются в том виде, в каком предоставлены, а возможные уточнения рассматриваются отдельно на этапе анализа результатов.

3.1. Источники, период наблюдений и состав массивов

Исходная выборка сформирована из двух источников: (1) часовые профили температуры и параметры приземной инверсии по данным профиломера МТР-5 (Красноярск); (2) срочные аэродромные наблюдения UNKL, содержащие отметки о тумане и дымке.

Период исследования – 2022 год. Для МТР-5 в массиве представлено 8492 часовых записей; для UNKL – 17463 наблюдений с шагом 30 минут, приведённых к часовому индикатору события (8760 часов, из них 554 часа с туманом/дымкой). Следует учитывать пространственное разнесение пунктов наблюдений, что может приводить к неполному совпадению явления и параметров инверсии в отдельные часы.

3.2. Профилемер МТР-5 в Красноярске: пункт наблюдений и режим получения данных

МТР-5 относится к стационарным средствам дистанционного микроволнового зондирования, формирующим температурные профили по измерениям собственного излучения атмосферы. Подробные физические основы метода изложены в главе 1, а технические особенности и место МТР-5 среди методов зондирования – в главе 2. Ниже приведены сведения, необходимые именно для понимания состава используемых данных и возможных источников неопределённости.

Профилемер МТР-5 установлен на стационарном пункте наблюдений в Красноярске; по материалам документации измерительный блок размещён на крыше здания (рис. 3.1), что уменьшает экранирование и обеспечивает более репрезентативные условия обтекания.

Высоты в профилях задаются относительно уровня установки/условного нулевого уровня, принятого в обработке. При интерпретации границ инверсии используются высоты в том виде, как они представлены в исходном массиве.



Рисунок 3.1 – Размещение профилера МТР-5 на пункте наблюдений
Красноярск

В исходном файле МТР-5 представлены часовые значения температуры на высотных уровнях и параметры инверсии. Часовой шаг отражает усреднение серии измерительных циклов внутри каждого часа, что снижает влияние случайных шумов и повышает устойчивость восстановленных профилей.

Следует учитывать, что для туманов и ночных приземных инверсий важны быстрые изменения в предрассветные часы: при часовом шаге начало/окончание усиления инверсии может быть «размазано» по интервалу, поэтому при интерпретации результатов акцент делается на устойчивые тенденции в течение нескольких часов.

На качество восстановленного температурного профиля могут влиять внешние условия и технические факторы. Среди основных факторов отмечаются: наличие осадков и обледенение элементов антенны/радиопрозрачного окна, резкие изменения радиационного фона, а также нестабильность калибровки. Эти эффекты могут приводить к росту погрешности отдельных уровней, особенно на больших высотах, где чувствительность метода ниже. Для минимизации влияния таких факторов в обработке применяются процедуры контроля качества (раздел 3.5), а при анализе туманов основной упор делается на слой 0–300 м, где влияние перечисленных эффектов, как правило, меньше и вертикальная структура более «контрастна».

3.3. Формат и содержание файла данных МТР-5: температурный профиль и параметры инверсии

Профиль температуры в файле представлен набором столбцов t_h^{****} . Высотная сетка включает уровни 0, 25, 50, 75, 100 м и далее через 50 м до 1000 м. Такая сетка позволяет детально описывать приземный слой и одновременно охватывать нижнюю часть тропосферы. В рамках данной работы при анализе туманов основное внимание уделяется диапазону 0–300 м, где формируются приземные радиационные инверсии, непосредственно влияющие на режим турбулентного перемешивания и баланс влаги.

Для описания стратификации используется знак вертикального градиента температуры: при инверсии температура возрастает с высотой в некотором слое. В файле МТР-5 приземная инверсия представлена параметрами первого инверсионного слоя: интенсивность ΔT_1 и границы $h_{1,min}$ и $h_{1,max}$.

Таблица 3.1 – Основные поля исходного файла МТР-5 и их интерпретация

0	1	2
date	Дата-время начала часового интервала осреднения	дд.мм.гггг чч:мм
t_a	Температура воздуха у поверхности (наземная м/ст.)	°С
t_h0000 ... t_h1000	Температура воздуха на заданных высотах (профиль МТР-5)	°С
t1_delta	Интенсивность первого инверсионного слоя ΔT_1	°С
h1_min	Нижняя граница первого инверсионного слоя $h_{1,min}$	м
h1_max	Верхняя граница первого инверсионного слоя $h_{1,max}$	м

Таблица 3.2 – Пример строк исходного массива МТР-5 (часовое осреднение)

Дата-время	t_a	T(0)	T(25)	T(50)	T(75)	T(100)	T(150)	T(200)	T(250)	T(300)	ΔT_1	$h_{1,min}$	$h_{1,max}$
01.01.2022 00:00	-12.42	-12.45	-12.66	-12.87	-13.08	-13.29	-13.71	-14.22	-14.82	-15.62	0.07	700.0	850.0
01.01.2022 01:00	-12.64	-12.65	-12.88	-13.1	-13.29	-13.47	-13.84	-14.28	-14.85	-15.61	0.06	700.0	825.0
01.01.2022 02:00	-12.58	-12.57	-12.82	-13.07	-13.23	-13.39	-13.71	-14.11	-14.68	-15.44	0.08	700.0	856.3
01.01.2022 03:00	-12.08	-12.05	-12.22	-12.38	-12.59	-12.85	-13.25	-13.77	-14.34	-15.03	0.09	600.0	742.9
01.01.2022 04:00	-12.02	-12.05	-12.11	-12.17	-12.36	-12.55	-12.98	-13.49	-14.06	-14.74	0.1	531.3	671.9
01.01.2022 05:00	-12.11	-12.23	-12.1	-11.97	-12.09	-12.22	-12.72	-13.26	-13.88	-14.58	0.27	2.1	50.0
01.01.2022 06:00	-11.43	-11.48	-11.46	-11.44	-11.62	-11.79	-12.31	-12.89	-13.58	-14.18	0.15	254.5	343.2
01.01.2022 07:00	-11.18	-11.2	-11.31	-11.43	-11.67	-11.91	-12.46	-13.06	-13.56	-14.26	0.13	627.3	795.5
01.01.2022 08:00	-11.21	-11.2	-11.33	-11.45	-11.67	-11.88	-12.32	-12.88	-13.33	-13.97	0.08	700.0	871.4
01.01.2022 09:00	-10.78	-10.78	-10.89	-10.99	-11.23	-11.47	-12.02	-12.56	-13.09	-13.66	0.08	690.9	827.3
01.01.2022 10:00	-10.3	-10.29	-10.38	-10.46	-10.67	-10.88	-11.39	-11.94	-12.54	-13.24	0.07	603.1	731.3
01.01.2022 11:00	-9.48	-9.48	-9.63	-9.79	-10.04	-10.28	-10.88	-11.33	-11.95	-12.67	0.05	700.0	833.3

3.4. Метеоданные аэродрома UNKL: идентификация туманов и дымок

Аэродромные наблюдения используются как независимый индикатор наличия тумана/дымки и соответствующего ухудшения видимости. В файле UNKL представлены: температура воздуха (T), относительная влажность (U), точка росы (Td), характеристики ветра, параметры облачности, видимость

(VV) и текстовое поле текущего погодного явления (WW). Для целей работы наибольший интерес представляют WW и VV, так как они описывают наличие явления и его «интенсивность» через дальность видимости.

Поле WW содержит текстовое описание погодного явления; туман и дымка в наборе данных представлены как «Туман» и «Дымка». В работе событие выделяется по наличию этих обозначений в WW (и при необходимости – в поле прошедшей погоды W'W'). Параметр видимости VV рассматривается как вспомогательный, но при формировании базового индикатора события порог по VV не задаётся.

Срочные наблюдения на аэродроме выполняются через 30 минут.

Таблица 3.3 – Пример строк данных аэродрома UNKL с наблюдением дымки/тумана

Дата-время	T, °C	U, %	DD	Ff	WW	VV, км	Td, °C
31.12.2022 08:00	-22	77	Переменное направление	1	Дымка	5	-25
31.12.2022 07:00	-21	84	Штиль, безветрие	0	Дымка	5	-23
31.12.2022 06:30	-21	84	Ветер, дующий с юго- востока	1	Дымка	4.9	-23
31.12.2022 06:00	-22	84	Ветер, дующий с востоко-юго-востока	1	Дымка	4.7	-24
31.12.2022 05:30	-22	84	Ветер, дующий с востоко-юго-востока	1	Дымка	5	-24
31.12.2022 05:00	-21	77	Ветер, дующий с юго- востока	1	Дымка	4.3	-24
31.12.2022 04:30	-22	84	Ветер, дующий с востоко-юго-востока	1	Дымка	4.5	-24
31.12.2022 04:00	-22	84	Ветер, дующий с востока	1	Дымка	3.7	-24
31.12.2022 03:30	-22	84	Ветер, дующий с востоко-юго-востока	1	Дымка	4.7	-24
31.12.2022 03:00	-22	84	Ветер, дующий с востока	1	Дымка	4.5	-24
31.12.2022 02:30	-22	77	Ветер, дующий с востока	1	Дымка	5	-25
31.12.2022 02:00	-23	84	Переменное направление	1	Дымка	5	-25

3.5. Синхронизация временных рядов и контроль качества

Подготовка исходной выборки включает нормализацию времени, объединение источников и проверку корректности значений. Процедура состоит из следующих шагов: (1) перевод строковых дат-времен в единый машинный формат и проверка часового пояса; (2) агрегация аэродромных наблюдений к часовому шагу с формированием $I_{fog}(t)$; (3) объединение таблиц по времени (каждому часу МТР-5 сопоставляется индикатор I_{fog}); (4) фильтрация записей по критериям полноты и физической корректности.

Даже при совпадении формата даты-времени источники могут относиться к разным временным шкалам (UTC или местное время). Для исключения систематического смещения выполнена проверка согласованности по суточному ходу температуры: сравнивались временные ряды t_a (МТР-5/наземный датчик) и T (UNKL). При корректной привязке времени минимумы температуры должны наблюдаться в близкие часы, а характер прогрева и охлаждения в течение суток должен совпадать по фазе. После подтверждения согласованности дальнейшая обработка выполнялась в местном времени, как оно представлено в файлах.

Контроль качества ограничивался базовыми проверками, необходимыми для сопоставления рядов: полнота профиля в слое 0–300 м, отсутствие очевидно не физических выбросов и корректность меток времени; для аэродромных данных — наличие полей WW/VV и идентифицируемых кодов тумана/дымки. Сводная схема подготовки данных представлена на рис. 3.2.

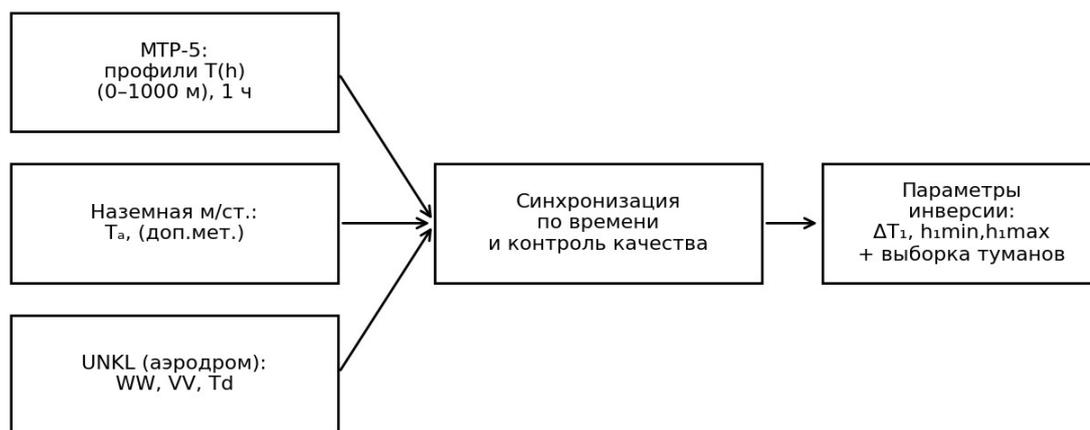


Рисунок 3.2 – Схема формирования исходных данных и параметров для анализа

3.6. Примеры данных и первичная визуальная проверка

После формирования сводной таблицы выполнена визуальная проверка согласованности: наличие тумана/дымки и характер инверсии в слое 0–300 м (а также случаи инверсии без тумана и тумана без выраженной инверсии).

На рис. 3.3 приведён пример профиля температуры 0–300 м, демонстрирующий инверсионный участок.

На рис. 3.4 показано сопоставление временного хода температуры (0, 100 и 300 м) с часами тумана/дымки по аэродромным данным.

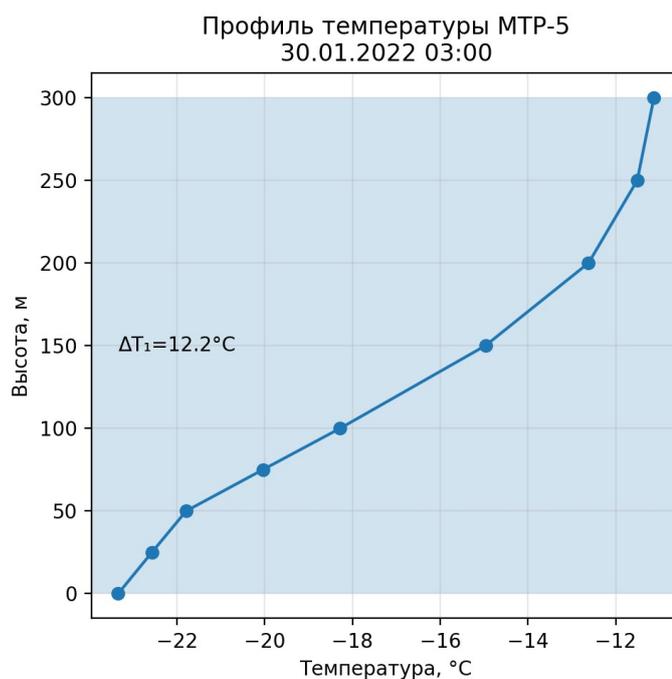


Рисунок 3.3 – Пример вертикального профиля температуры в приземном слое по данным МТР-5 (0–300 м)



Рисунок 3.4 – Пример сопоставления данных МТР-5 и аэродромных наблюдений тумана/дымки (UNKL)

На рис. 3.5 приведён пример сводных статистик по приземным инверсиям за 2022 г., используемых для сезонного контекста последующего анализа.



Рисунок 3.5 – Пример сводных статистик по приземным инверсиям (2022 г.)

Таблица 3.4 – Сводная характеристика используемых массивов данных

Источник	Объём (2022 г.)	Использование в работе
МТР-5 (часовые данные)	8492 записей	Профили температуры $T(h)$, параметры инверсии (ΔT_1 , $h_{1,min}$, $h_{1,max}$)
UNKL (30 мин)	17463 наблюдений	Погодные явления (WW), видимость (VV), T, Td, ветер
UNKL (час)	8760 часов	Индикатор тумана/дымки $I_fog(t)$; часов с событием: 554

3.7. Сопоставление эпизодов тумана/дымки с профилями МТР-5 и статистическая оценка

Цель данного раздела — показать, что при наблюдении тумана и дымки на аэродроме UNKL в большинстве случаев формируется устойчивый приземный слой (инверсия, изотермия или слабоустойчивый градиент), который фиксируется профилемером МТР-5 заранее. Для этого эпизоды явлений, выделенные по аэродромным наблюдениям, сопоставляются с

температурными профилями МТР-5 в момент начала эпизода (t_0) и за 3 часа до него (t_0-3 ч).

Сопоставление выполнялось в часовом шаге. По данным аэродрома UNKL индикатор события формировался по наличию в поле WW слов «туман» (для тумана) и «дымка/мгла» (для дымки). Началом эпизода t_0 считался первый час, в котором событие присутствовало после перерыва (или после смены типа явления). Далее для времени t_0 и t_0-3 ч извлекались профили температуры МТР-5 в слое 0–300 м.

Для количественной характеристики устойчивости приземного слоя использовалась разность температур между верхом и низом слоя 0–300 м:

$$\Delta T(0-300 \text{ м}) = T(300 \text{ м}) - T(0 \text{ м}).$$

При $\Delta T > 0$ фиксируется инверсия (температура растёт с высотой), при $|\Delta T| \leq 0,5$ °С — изотермия, при $-1,8 \leq \Delta T < -0,5$ °С — слабоустойчивый градиент, а при $\Delta T < -1,8$ °С — неустойчивое состояние. В дальнейшем «устойчивым» приземным слоем считается совокупность инверсии, изотермии и слабоустойчивого градиента.

Таблица 3.5 – Примеры эпизодов тумана/дымки и $\Delta T(0-300 \text{ м})$ по данным МТР-5 в моменты t_0 и t_0-3 ч

Тип	t_0 (начало)	Длительность, ч	ΔT t_0-3 , °С	Класс (t_0-3)	ΔT t_0 , °С	Класс (t_0)
туман	28.01.2022 05:00	3	8.06	инверсия	7.91	инверсия
туман	22.06.2022 00:00	9	-1.04	слабоустойчивый градиент	0.52	инверсия
туман	07.09.2022 04:00	4	-0.84	слабоустойчивый градиент	0.04	изотермия
дымка	31.01.2022 13:00	29	11.55	инверсия	2.68	инверсия
дымка	06.08.2022 05:00	1	-0.06	изотермия	0.57	инверсия
дымка	12.12.2022 15:00	16	1.58	инверсия	0.33	изотермия

Для каждого приведённого примера построены прямоугольные аэрологические диаграммы (профили $T(z)$) в координатах «температура–

высота») для моментов t_0 и t_0-3 ч. На диаграммах отчётливо видно, что устойчивость в приземном слое, как правило, формируется заранее и сохраняется к моменту начала явления.

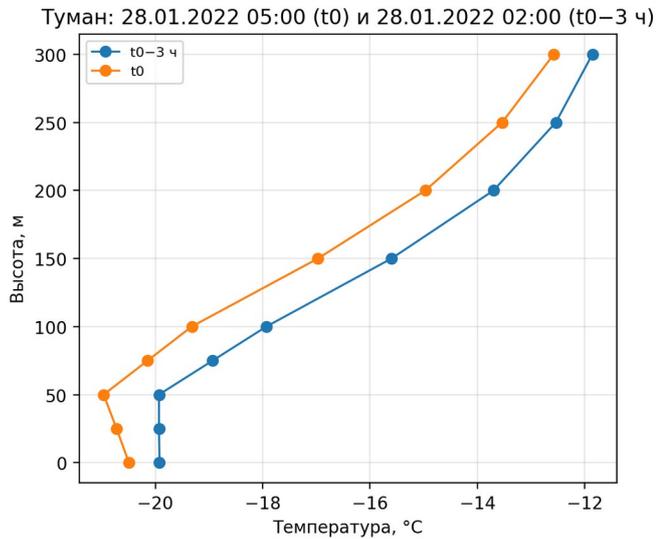


Рисунок 3.6 – Аэрологическая диаграмма $T(z)$ (0–300 м) для эпизода «туман»: 28.01.2022 05:00 (t_0) и 28.01.2022 02:00 (t_0-3 ч)

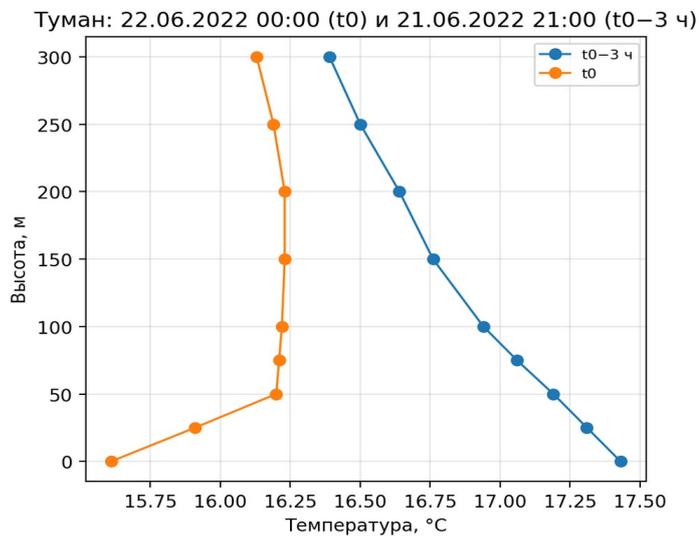


Рисунок 3.7 – Аэрологическая диаграмма $T(z)$ (0–300 м) для эпизода «туман»: 22.06.2022 00:00 (t_0) и 21.06.2022 21:00 (t_0-3 ч)

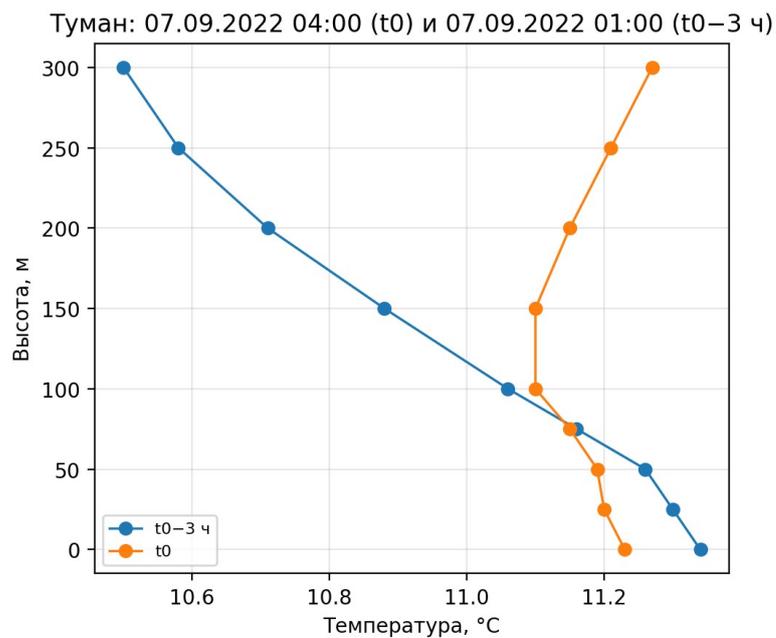


Рисунок 3.8 – Аэрологическая диаграмма T(z) (0–300 м) для эпизода «туман»: 07.09.2022 04:00 (t0) и 07.09.2022 01:00 (t0-3 ч)

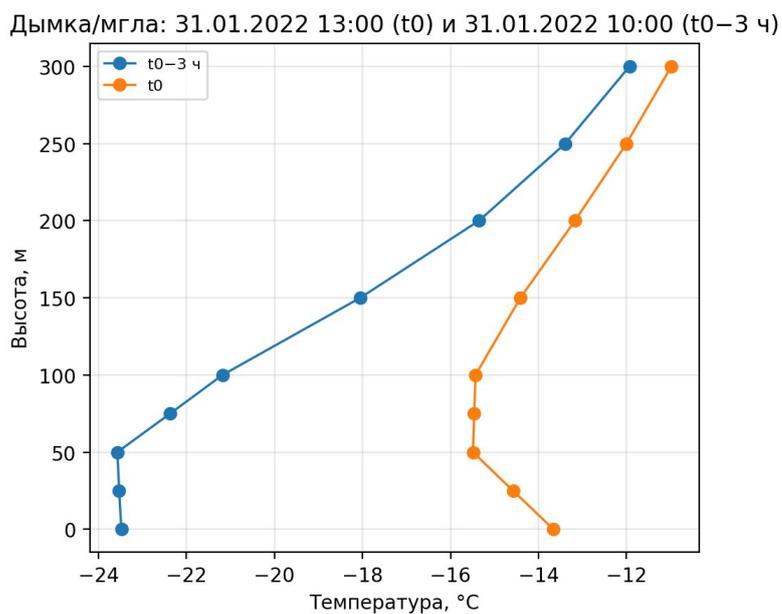


Рисунок 3.9 – Аэрологическая диаграмма T(z) (0–300 м) для эпизода «дымка»: 31.01.2022 13:00 (t0) и 31.01.2022 10:00 (t0-3 ч)

Дымка/мгла: 06.08.2022 05:00 (t0) и 06.08.2022 02:00 (t0-3 ч)

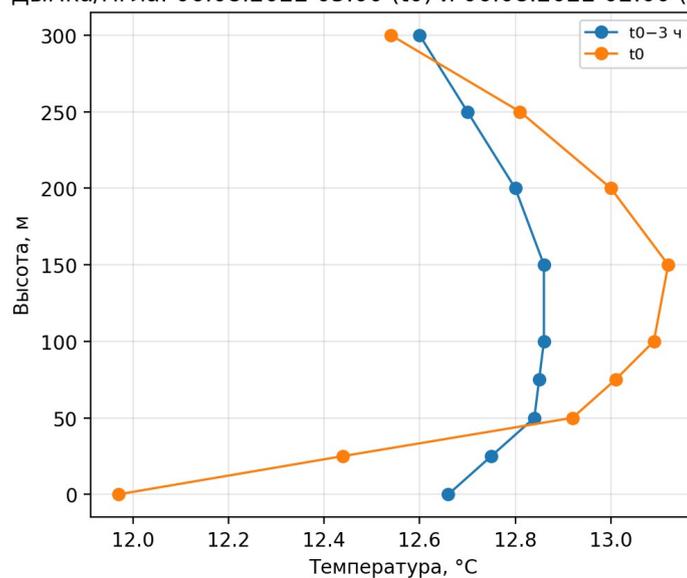


Рисунок 3.10 – Прямоугольная аэрологическая диаграмма T(z) (0–300 м) для эпизода «дымка»: 06.08.2022 05:00 (t0) и 06.08.2022 02:00 (t0-3 ч)

Дымка/мгла: 12.12.2022 15:00 (t0) и 12.12.2022 12:00 (t0-3 ч)

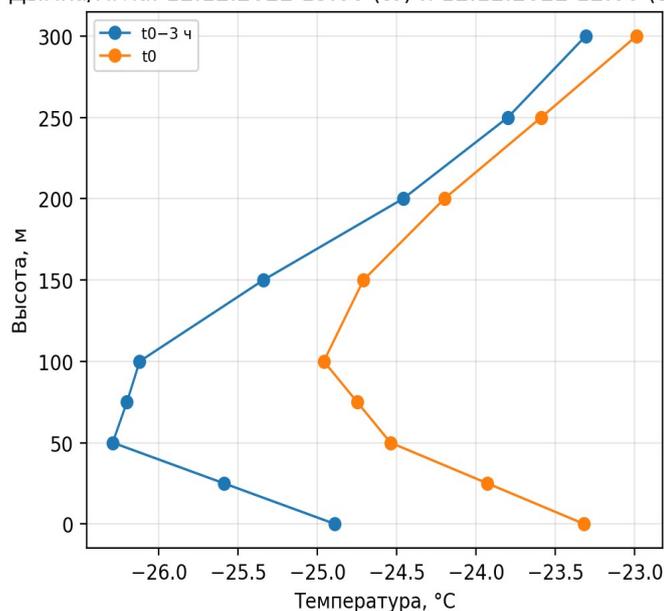


Рисунок 3.11 – Прямоугольная аэрологическая диаграмма T(z) (0–300 м) для эпизода «дымка»: 12.12.2022 15:00 (t0) и 12.12.2022 12:00 (t0-3 ч)

Всего за 2022 год по данным аэродрома UNKL выделено 168 эпизодов тумана и дымки (с учётом разделения по смене типа явления). Для каждого

эпизода был рассчитан $\Delta T(0-300 \text{ м})$ в момент начала t_0 и за 3 часа до начала $t_0-3 \text{ ч}$ по данным МТР-5.

Доля эпизодов, для которых приземный слой оказался устойчивым, составила 89.9% в момент начала (t_0) и 82.7% за 3 часа до начала ($t_0-3 \text{ ч}$). Это показывает, что в большинстве случаев профилемер фиксирует формирование устойчивого приземного слоя ещё до регистрации явления на аэродроме.

Таблица 3.6 – Сводная статистика по эпизодам тумана и дымки и устойчивости слоя 0–300 м

Тип	Число эпизодов	Устойчиво в t_0 , %	Устойчиво в t_0-3 , %	Средн. ΔT в t_0 , °С	Средн. ΔT в t_0-3 , °С
Туман	78	97.4	82.1	2.34	1.29
Дымка	90	83.3	83.3	1.68	1.5

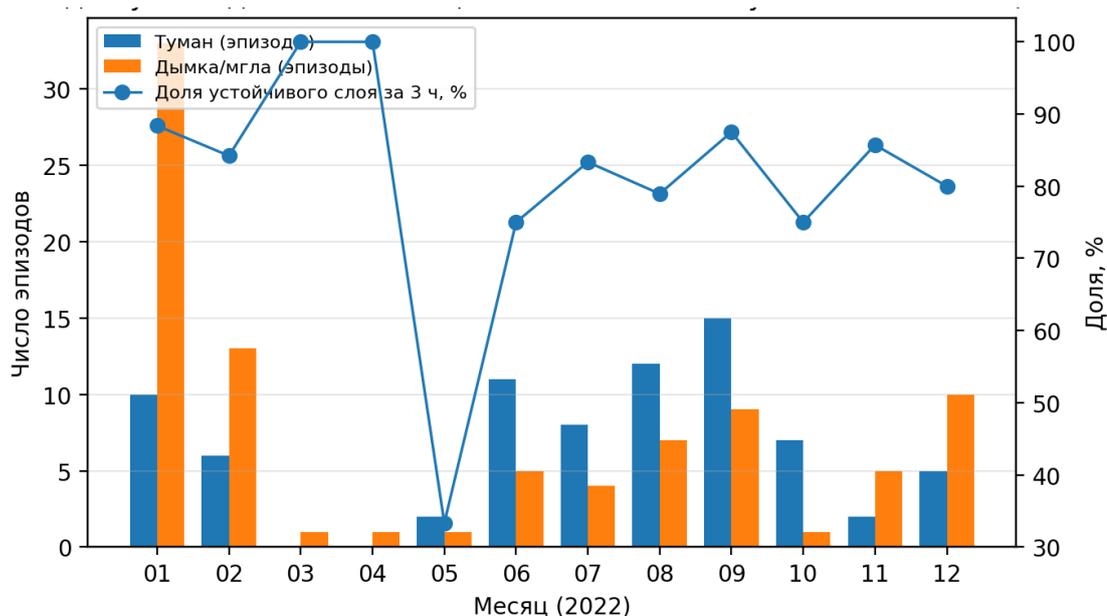


Рисунок 3.12 – Эпизоды тумана и дымки по месяцам и доля устойчивого слоя 0–300 м за 3 часа до начала ($t_0-3 \text{ ч}$)

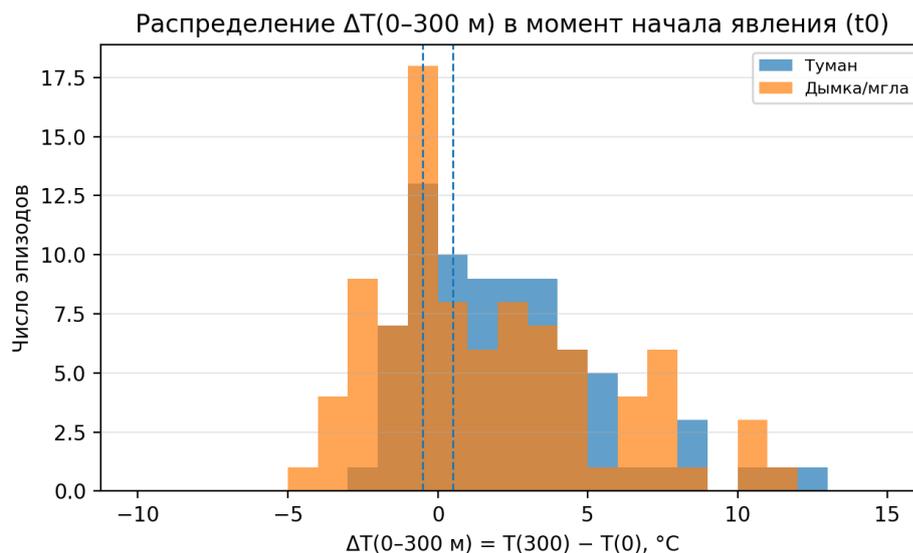


Рисунок 3.13 – Распределение $\Delta T(0-300 \text{ м})$ в момент начала явления (t_0) для тумана и дымки

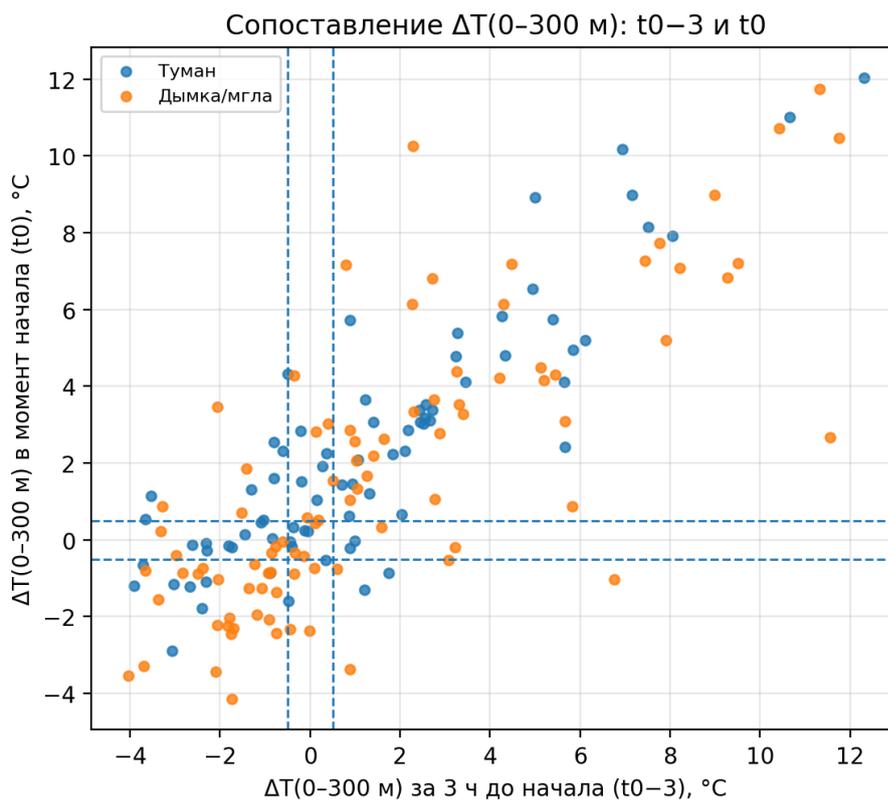


Рисунок 3.14 – Сопоставление $\Delta T(0-300 \text{ м})$ за 3 часа до начала и в момент начала ($t_0-3 \text{ ч}$ и t_0)

Полученные результаты подтверждают, что профилемер МТР-5 способен эффективно выявлять приземную инверсию/изотермию, связанную с

последующим появлением тумана и дымки. Наличие устойчивого слоя за несколько часов до начала явления делает температурное профилирование перспективным инструментом для оперативного мониторинга условий формирования туманов (особенно в сочетании с текущими приземными наблюдениями и информацией о влажности).

Выводы по главе 3

В главе описаны источники данных (МТП-5 и аэродром UNKL) и процедура формирования сводного набора за 2022 год с часовым шагом. Подготовленный массив включает температурные профили/параметры приземной инверсии и индикатор тумана/дымки и служит входом для следующего этапа исследования — количественной оценки связи между приземной инверсией и наблюдаемыми ухудшениями видимости.

4. Результаты и практическая значимость использования профилемера МТР-5

В заключительной главе обобщаются результаты исследования, выполненного на основе данных температурного профилемера МТР-5 и наблюдений погоды по аэродрому Красноярск (METAR UNKL) за 2022 год. Основная цель — оценить, насколько профилемер способен выявлять и заблаговременно фиксировать формирование устойчивой стратификации приземного слоя (приземной инверсии/изотермии/слабоустойчивого градиента), ассоциированной с наблюдаемыми туманами и дымками, и определить практическую полезность такого мониторинга для оперативного прогноза, прежде всего в авиационной метеорологии.

Поскольку метеорологические зонды на большинстве станций запускаются два раза в сутки (как правило, в 00 и 12 UTC), информация о вертикальной структуре атмосферы оказывается разреженной во времени. Для туманов, формирующихся и эволюционирующих в пределах нескольких часов, это является критическим ограничением. В отличие от радиозондов, профилемер МТР-5 обеспечивает регулярное получение профиля температуры в нижнем километровом слое и позволяет отслеживать динамику приземной инверсии в режиме, близком к «онлайн».

4.1. Краткое резюме полученных результатов для 2022 года

По данным аэропорта Красноярск (UNKL) за 2022 год выявлено 123 случая ухудшения видимости, соответствующих туману и/или дымке (в сумме 556 часов). Для каждого случая выполнено сопоставление с часовыми данными профилемера МТР-5 в момент начала явления (t_0) и за 3 часа до начала (t_0-3).

В качестве простой количественной характеристики устойчивости приземного слоя использован перепад температуры между высотами 0 и 300 м:

$$\Delta T_{0-300} = T(300) - T(0).$$

Положительные значения ΔT_{0-300} соответствуют инверсии, значения около нуля — изотермии, отрицательные значения — убыванию температуры с высотой. Для прикладной интерпретации в рамках работы использована классификация: инверсия ($\Delta T_{0-300} > 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$), изотермия ($|\Delta T_{0-300}| \leq 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$), слабоустойчивый градиент ($-1,8 \leq \Delta T_{0-300} < -0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$), неустойчивая стратификация ($\Delta T_{0-300} < -1,8 \text{ } ^\circ\text{C}$).

Таблица 4.1 – Сводные показатели по случаям тумана/дымки и устойчивости приземного слоя (0–300 м) в 2022 г.

Показатель	Все случаи	Туман	Дымка
Число случаев	123	70	53
Суммарная длительность, ч	556	375	181
Устойчивый слой в t0, %	88.5	98.6	75.5
Устойчивый слой в t0–3, %	78.7	76.8	81.1

Как видно из таблицы 4.1, для случаев тумана в момент начала явления почти всегда фиксируется устойчивый приземный слой, что соответствует физической природе радиационных и адвективных туманов. Для дымки/мглы связь с устойчивой стратификацией выражена слабее, поскольку ухудшение видимости может быть обусловлено как метеорологическими факторами, так и изменением источников аэрозоля и переноса примеси. Тем не менее даже для дымки доля устойчивой стратификации за 3 часа до начала превышает 80%, что указывает на важность мониторинга приземной устойчивости для оценки риска ухудшения видимости.

Отдельный практический результат — возможность «раннего предупреждения»: в среднем в 78,7% случаев уже за 3 часа до начала наблюдений тумана/дымки профилемер фиксировал признаки устойчивого слоя (инверсия, изотермия либо слабоустойчивый градиент) в интервале 0–300

м. Для авиационных синоптиков это означает наличие объективного индикатора усиления риска тумана заранее, ещё до формального появления явления в METAR.

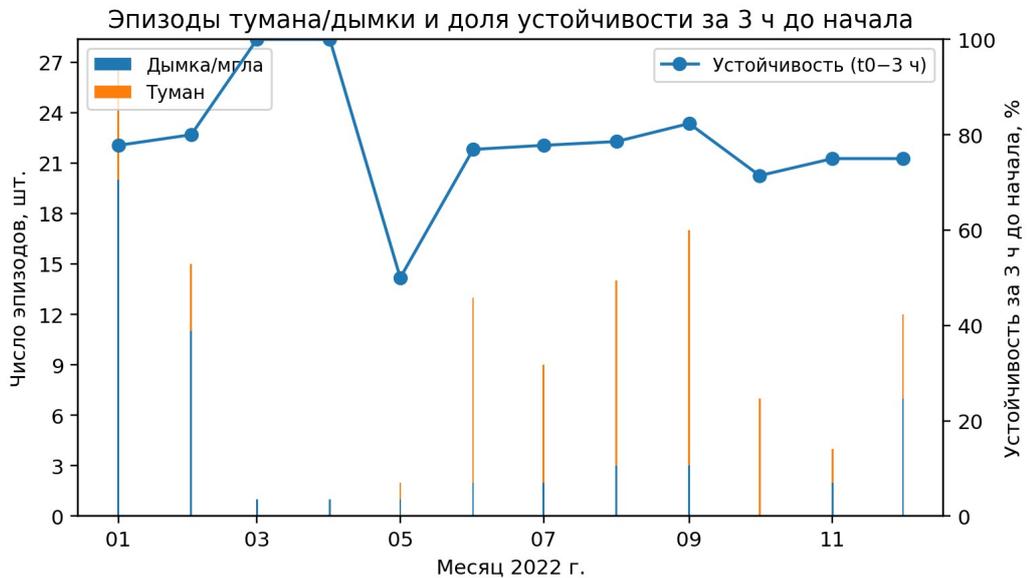


Рисунок 4.1 – Помесячная повторяемость случаев тумана/дымки и доля случаев устойчивой стратификации за 3 часа до начала (0–300 м)

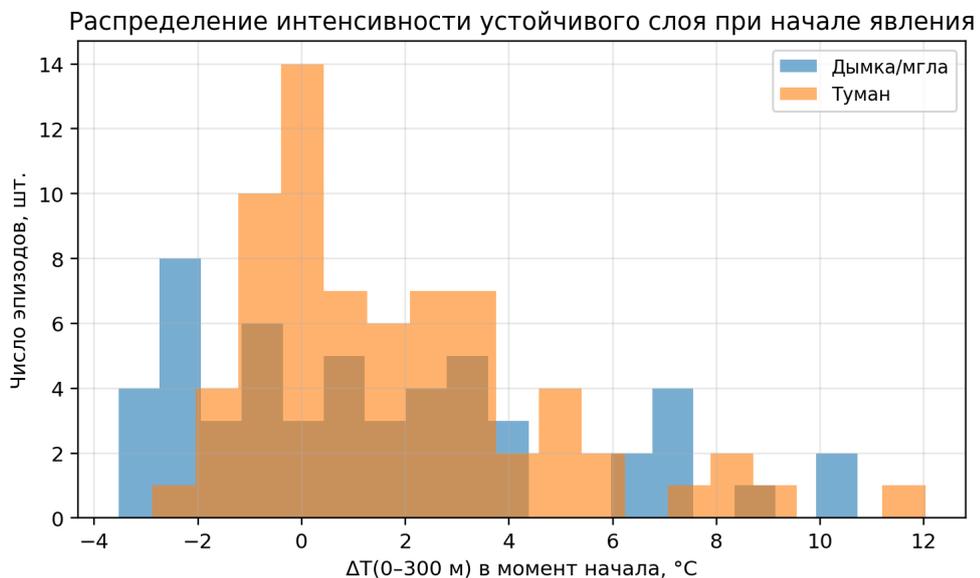


Рисунок 4.2 – Распределение перепада температуры ΔT_{0-300} в момент начала случаев (t_0) для тумана и дымки/мглы

4.2. Ограничения радиозондирования для оперативного прогноза тумана

Радиозондирование остаётся основным эталонным источником вертикальных профилей температуры и влажности, однако для задач туманообразования в оперативной практике оно имеет ряд фундаментальных ограничений. Прежде всего это низкая временная дискретность: стандартные запуски выполняются два раза в сутки (00 и 12 UTC). В зависимости от часового пояса эти сроки могут приходиться на время, плохо согласованное с местными условиями формирования тумана. Например, в районах, где максимальная вероятность радиационного тумана приходится на предутренние часы, ближайший зонд может поступить либо вечером накануне (12 UTC), либо уже после формирования явления (00 UTC в местном времени).

Кроме того, радиозонд даёт «моментальный снимок» профиля в точке запуска, в то время как туман часто определяется тонкими процессами в слое десятков-сотен метров над поверхностью, которые могут быстро изменяться под влиянием радиационного выхолаживания, облачности, ветра, турбулентности и условий подстилающей поверхности. Следовательно, при редких запусках велика вероятность пропустить критический момент усиления инверсии или перехода из слабоустойчивой стратификации к выраженной приземной инверсии.

Для авиационных прогнозов важно не только наличие инверсии, но и её динамика: рост интенсивности, изменение мощности слоя, сохранение устойчивости при изменении ветра и облачности. Эти особенности требуют инструментов мониторинга с временной дискретностью от 10 минут до 1 часа и с акцентом на приземный слой.

4.3. Практическая полезность МТР-5 для авиационных прогнозов и мониторинга качества воздуха

Профилемер МТР-5 обеспечивает регулярное получение вертикального распределения температуры в нижнем слое атмосферы, что позволяет

оперативно отслеживать формирование и развитие приземной инверсии. Для авиационного синоптика это означает возможность перейти от «прогноза по двум срезам в сутки» к режиму непрерывного контроля стратификации и её тенденций.

В рамках выполненного анализа показано, что для большинства случаев тумана и значительной части дымки признаки устойчивой стратификации (0–300 м) фиксируются заранее — за 3 часа до начала ухудшения видимости. При наличии такой информации в оперативном цикле можно раньше выпускать предупреждения, корректировать TAF, уточнять ожидаемую минимальную видимость и вероятность закрытия аэродрома по метеоминимумам.

В городской среде мониторинг инверсии важен по другой причине: устойчивый приземный слой ограничивает вертикальное перемешивание и способствует накоплению загрязняющих веществ. Следовательно, данные МТР-5 могут использоваться как компонент системы мониторинга неблагоприятных метеорологических условий (НМУ) и как входная информация для моделей распространения примеси, особенно в периоды зимних антициклонов и слабых ветров.

Таблица 4.2 – Сравнение возможностей радиозонда и МТР-5 для задач прогноза тумана

Критерий	Радиозонд	МТР-5	Практический эффект
Временная дискретность	2 раза в сутки (00/12 UTC)	Регулярно (часовая и выше)	Возможность раннего предупреждения, уточнение TAF в течение суток
Оперативность	Задержка подготовки/передачи	Близко к реальному времени	Своевременная реакция на изменение стратификации

4.4. Преимущества, ограничения и источники неопределённости данных МТР-5

К ключевым преимуществам профилемера МТР-5 относятся: (1) высокая временная дискретность и регулярность наблюдений; (2) ориентация на приземный слой, критичный для туманообразования; (3) возможность мониторинга тенденций (усиление/ослабление инверсии), а не только фиксирования её наличия; (4) автоматизация и потенциальная интеграция с метеоинформационными системами аэродрома.

Одновременно следует учитывать ограничения. Профилемер измеряет параметры излучения и восстанавливает профиль температуры по алгоритму, поэтому точность профиля зависит от корректности калибровки, радиационной обстановки и используемых априорных данных. В условиях осадков, обледенения антенного окна и сильных радиопомех качество оценок может ухудшаться. Важно также учитывать «представительность» точки измерения: локальные эффекты подстилающей поверхности (застройка, близость водоёмов, тепловые острова) могут усиливать или ослаблять инверсию по сравнению с окружающей территорией.

Отдельный аспект — влажность. Формирование тумана определяется не только температурной стратификацией, но и водностью (точкой росы, влагосодержанием). Если прибор не измеряет влажность напрямую, необходима совместная интерпретация с данными наземной метеостанции (T , T_d , U), а также по возможности с измерениями облачности и видимости. В таком «комплексном» режиме данные МТР-5 выступают как инструмент диагностики устойчивости, а не единственный критерий туманообразования.

4.5. Рекомендации по применению МТР-5 на аэродромах и в городской среде

Практическая схема применения МТР-5 для задач тумана может быть реализована в виде набора диагностических индикаторов: (1) наличие устойчивости в слое 0–300 м по ΔT_0-300 ; (2) рост интенсивности инверсии во

времени (положительная тенденция ΔT_{0-300}); (3) снижение температуры в приземном слое при высокой относительной влажности по данным наземной станции; (4) сохранение слабых ветров и отсутствие разрушения инверсии в течение 2–4 часов.

Для аэродромов рекомендуется: (а) обеспечить автоматизированную доставку профилей в рабочие места авиационных синоптиков; (б) настроить пороговые значения и сигналы риска (например, «жёлтый/красный» уровень при устойчивости и тенденции усиления); (в) использовать профили совместно с данными видимости/облачности/ветра для уточнения времени начала и вероятной продолжительности тумана; (г) проводить регулярную верификацию по наблюдениям METAR и по случаям ухудшения видимости.

В городской среде МТР-5 целесообразно применять в составе системы мониторинга НМУ: устойчивость приземного слоя является одним из ключевых факторов накопления примеси, особенно в условиях антициклона и слабой вентиляции. Рекомендуется сочетать данные МТР-5 с измерениями концентраций загрязняющих веществ и метеопараметров (скорость ветра, влажность), что позволит оперативно оценивать вероятность превышений и эффективность мер по ограничению выбросов.

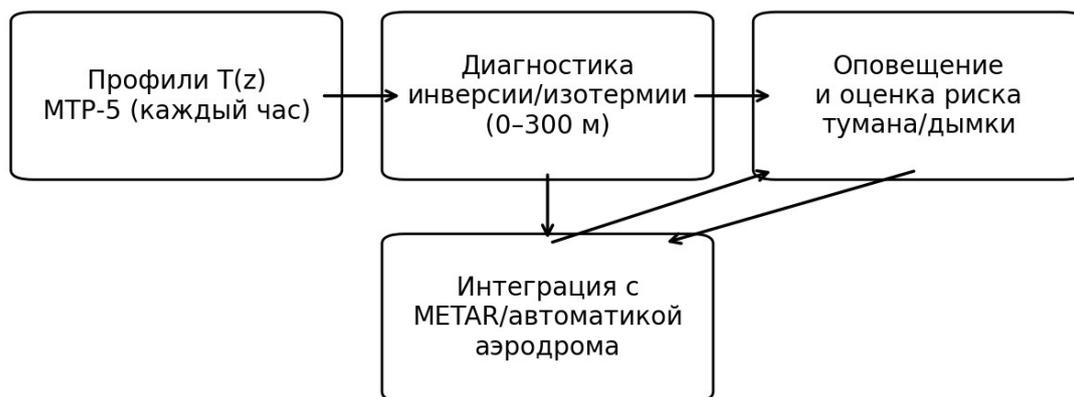


Рисунок 4.3 – Пример оперативной схемы использования данных МТР-5 для диагностики риска тумана/дымки

4.6. Итоги и перспективы развития подхода

Полученные результаты подтверждают, что температурный профилемер МТР-5 является эффективным инструментом выявления приземной устойчивой стратификации, тесно связанной с наблюдаемыми туманами, а также значимой для дымки. Наиболее перспективным направлением представляется разработка комплексного критерия риска, объединяющего информацию о температурной стратификации (по данным МТР-5), влагосодержании (по наземной станции), ветровом режиме и фактической видимости. Дополнительное повышение качества прогнозов возможно при совместном использовании с лидарными/цеилометрическими измерениями высоты нижней границы облачности и структуры аэрозоля.

Практическая ценность подхода заключается в том, что он ориентирован на реальную оперативную задачу: своевременное предупреждение об ухудшении видимости. Даже при отсутствии прямых измерений влажности профилемер даёт ключевой компонент — оценку устойчивости приземного слоя и её динамики, что позволяет синоптику уверенно интерпретировать предвестники тумана и принимать решения с учётом актуального состояния атмосферы.

Заключение

В работе выполнено исследование возможности выявления приземной инверсии (а также изотермии и слабоустойчивой стратификации) по данным температурного профилемера МТР-5 при наблюдении туманов и дымок. В качестве исходной информации использованы часовые профили температуры МТР-5 и данные наблюдений погоды по аэродрому Красноярск (UNKL) за 2022 год. На основе данных аэропорта выделены случаи ухудшения видимости, после чего для каждого выполнено сопоставление с профилем температуры в момент начала явления и за 3 часа до его начала.

Показано, что туманы в подавляющем большинстве случаев формируются при наличии устойчивого приземного слоя: в момент начала тумана устойчивость в слое 0–300 м по данным МТР-5 фиксируется в 98,6% случаев. Важный практический вывод связан с возможностью раннего предупреждения: уже за 3 часа до начала наблюдений тумана/дымки признаки устойчивой стратификации регистрируются в 78,7% случаев, что делает данные профилемера полезными для уточнения прогноза на короткий срок.

Сопоставление возможностей радиозондирования и профилирования МТР-5 показывает, что при стандартных запусках радиозонда два раза в сутки (00 и 12 UTC) синоптик часто не располагает актуальной информацией о вертикальной структуре приземного слоя в критические для туманообразования часы. Профилемер, обеспечивающий регулярные профили температуры, позволяет в режиме, близком к реальному времени, наблюдать появление и развитие приземной инверсии, оценивать её интенсивность и устойчивость, а значит — своевременно реагировать на рост риска ухудшения видимости и корректировать авиационные прогнозы.

Практическая значимость использования МТР-5 наиболее очевидна для аэродромов: данные прибора могут быть интегрированы в рабочие места авиационных синоптиков и использованы как оперативный индикатор формирования неблагоприятных условий. При этом для повышения

надёжности прогнозов необходимо комплексное использование данных: температура и стратификация по МТР-5 должны интерпретироваться совместно с влажностными характеристиками по наземной станции, параметрами ветра, облачности и текущей видимостью. К ограничениям следует отнести зависимость качества профилей от условий эксплуатации (осадки, радиопомехи, необходимость калибровки), а также то, что прибор не заменяет полностью радиозондирование, а дополняет его в части оперативного мониторинга приземного слоя.

Дополнительно показано, что мониторинг приземной устойчивости важен не только для авиационных задач, но и для городской среды: наличие инверсии ограничивает вертикальное перемешивание и способствует накоплению загрязняющих веществ. Поэтому установка профиломеров в крупных городах и промышленных центрах может повысить эффективность мониторинга НМУ и улучшить качество информационного обеспечения мер по снижению воздействия загрязнения на население.

В целом результаты исследования подтверждают, что профиломер МТР-5 является эффективным инструментом выявления приземной устойчивой стратификации, связанной с туманами и дымками, и может рассматриваться как перспективное средство повышения качества краткосрочных прогнозов видимости, особенно в условиях, когда радиозондирование не совпадает по времени с утренними часами в которые наиболее часто наблюдаются туманы.

Список использованных источников

1. Киселев В.Н., Кузнецов А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы): учебник. СПб.: РГГМУ, 2004. 428 с.
2. Восканян К.Л., Екатериничева Н.К., Кузнецов А.Д., Саенко А.Г., Сероухова О.С., Симакина Т.Е. Практикум по аэрологическим методам зондирования окружающей среды. СПб.: РГГМУ, 2020. 175 с.
3. Толмачева Н.И. Дистанционные методы исследования мезометеорологических процессов: учебное пособие. Пермь: Пермский государственный университет, 2010. 183 с.
4. Жуков В.Ю., Кузнецов А.Д., Сероухова О.С. Интерпретация данных доплеровских метеорологических радиолокаторов: учебное пособие. СПб.: РГГМУ, 2018. 119 с..
5. Радиолокационные измерения осадков: монография. Л.: Гидрометеиздат, 1967.
6. Брылёв Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминога Г.Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 230 с. (электронная библиотека РГГМУ).
7. Толмачева Н.И., Булгакова О.Ю. Метеорологические радиолокаторы и радионавигационные системы управления воздушным движением: учебное пособие. Пермь: Пермский государственный университет, 2007. 155 с.
8. Павлов Н.Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 432 с..
9. Зайцева Н.А. Аэрология. Л.: Гидрометеиздат, 1990.
10. Wallace J.M., Hobbs P.V. Atmospheric Science: An Introductory Survey. 2nd ed. Academic Press, 2006.
11. WMO. Guide to Instruments and Methods of Observation (WMO-No. 8). Geneva: World Meteorological Organization, latest edition (online).

12. GCOS. GRUAN Guide (GCOS-171): Guide to the GCOS Reference Upper-Air Network (GRUAN). World Meteorological Organization / GCOS, 2013 (and updates online).
13. Rodgers C.D. Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice. World Scientific, 2000.
14. Dirksen R.J., Sommer M., Immler F.J., Hurst D.F., Kivi R., Vömel H. Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. Atmospheric Measurement Techniques, 2014.
15. Описание типа средства измерений: Профилемеры метеорологические температурные МТП-5. Регистрационный № 69577-17. Приказ Росстандарта от 11.07.2022 № 1704. 5 л.
16. Профилемер метеорологический температурный МТП-5. Руководство по эксплуатации АТМР 416311.001 РЭ. ООО «НПО «АТТЕХ», 2017. 14 с.
17. Stull R.B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Springer, 1988.
18. Holton J.R., Hakim G.J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 5th ed. Academic Press, 2012.
19. Kalnay E. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. Cambridge University Press, 2003.
20. Kidder S.Q., Vonder Haar T.H. Satellite Meteorology: An Introduction. Academic Press, 1995.
21. World Meteorological Organization. Manual on the Global Observing System (WMO-No. 544), latest edition (online).
22. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT). Satellite sounding training materials (online).
23. NASA. AIRS / AMSU / ATMS mission documentation and data user guides (online).
24. ECMWF. IFS documentation: data assimilation and observation operators (online).
25. Белоусов В.И. Основы радиометрии и микроволновой техники в метеорологии: учебное пособие.

26. Беспалов А.В. Лидарные методы в атмосферной оптике: учебное пособие.
27. Локощенко М.А. Применение вертикальных содаров в метеорологии (обзор) // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9, № 7. С. 970-986.
28. Локощенко М.А., Богданович А.Ю., Еланский Н.Ф., Лезина Е.А. Температурные инверсии в Москве и их влияние на состав приземного воздуха // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 6. С. 641-650. DOI: 10.31857/S0002351521060080.