

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ НА ТЕМПЕРАТУРУ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ

© 2023 г. Н. В. Бахметьева^{1*}, И. Н. Жемяков^{2**}, Г. И. Григорьев¹, Е. Е. Калинина¹

¹Научно-исследовательский радиофизический институт Нижегородского государственного университета им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

²Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

*E-mail: nv_bakhm@nirfi.unn.ru

**E-mail: ilia.zhem@yandex.ru

Поступила в редакцию 02.05.2023;

после доработки 11.05.2023;

принята в печать 22.05.2023

Подробно описана разработанная нами и усовершенствованная на основе многолетних измерений параметров ионосферы и нейтральной атмосферы методика определения температуры нижней термосферы. Сформулированы требования к проведению измерений методом, основанным на резонансном рассеянии пробных радиоволн искусственными периодическими неоднородностями ионосферной плазмы. Обоснованы основные требования к регистрации сигналов, рассеянных неоднородностями, и обработке данных. Показано, что нижний предел определения температуры по высоте ограничен уровнем турбопаузы, верхний — условием выполнения теплового равновесия. Приведены примеры высотно-временных вариаций температуры на высотах 90–130 км. Представлены новые данные, полученные в результате экспериментов на стенде СУРА (56.15° N; 46.11° E) в сентябре 2021 г. Высотное и временное разрешение порядка 1 км и 15 с, соответственно, позволяют изучать как быстрые, так и медленные процессы в нижней термосфере. Продемонстрирована большая изменчивость температуры на высотах 90–130 км в течение суток и ото дня ко дню, обусловленная распространением атмосферных волн с периодами от 5–10 мин до нескольких часов. Обсуждаются особенности сглаживания высотного профиля по высоте и во времени, влияние на результат определения температуры использования реального и модельного профилей электронной концентрации, а также влияние спорадического слоя E, атмосферной турбулентности и других природных факторов. Выполнено сопоставление профилей температуры с моделью MSIS-E-90 и данными спутниковых измерений.

Ключевые слова: атмосфера Земли, ионосфера, искусственные периодические неоднородности, температура, внутренние гравитационные волны.

DOI: 10.31857/S0207401X23100023, EDN: RLJHJC

1. ВВЕДЕНИЕ

Область нижней термосферы, которая охватывает высоты $h = 90–150$ км, является промежуточной между мезосферой и верхней термосферой. Сведения о температуре существенны для установления закономерностей и роли динамических факторов в формировании теплового режима нижней термосферы, а также для развития и усовершенствования моделей атмосферы. Распространение атмосферных волн разных пространственно-временных масштабов, горизонтальные и вертикальные движения нейтральной среды и ионосферной плазмы, развитая турбулентность, существующая ниже уровня турбопаузы, оказывают влияние на температуру нижней термосферы. Вариации температуры, в свою очередь, влияют на скорость химических реакций. К настоящему вре-

мени получено много сведений о распределении температуры в мезосфере (60–90 км), в то время как данных о высотно-временных вариациях температуры нижней термосферы недостаточно.

Использование разных методов измерений дает возможность получить сведения о температуре области мезосферы и нижней термосферы. Например, применение метода падающих сфер с метеорологических ракет позволило установить значительную изменчивость температуры выше уровня мезопаузы [1–3]. Ракетные измерения являются эпизодическими и редко дают сведения о температуре на высотах $h > 90$ км. Большой массив данных о температуре на высотах 80–100 км был получен в исследованиях радиоотражений от метеорных следов [4]. К сожалению, этот хорошо

развитый и доступный метод практически неприменим при $h > 100$ км.

В исследованиях области мезосферы и нижней термосферы установлены значительные суточная и сезонная изменчивости высотного профиля температуры [5–8]. Получено, например, что на одной высоте вариации температуры могут достигать 50 K и более. Утверждается, что такие вариации могут быть обусловлены распространением внутренних гравитационных волн [5]. Большим объемом данных по температуре в мезосфере получен на основе измерений свечения ночного неба в разных атмосферных линиях [1, 7–9]. В течение нескольких десятилетий активно развивается метод, основанный на лазерном зондировании атмосферы. В работе [8] за 417 ночей наблюдений в период с 1990 по 1999 гг. приведены результаты измерений температуры на высотах 80–110 км лидаром в Форт-Коллинз, USA (41° N; 105° E). В работе [10] обсуждаются высотные профили температуры около города Andenes, Norway (69° N; 16° E), полученные с помощью натриевого лидара в таком же диапазоне высот. Результаты измерений температуры на высотах 92–120 км на радаре некогерентного рассеяния EISCAT, Norway (67.85° N; 20.43° E) приведены в работах [11–13]. В монографии [9] приведены подробные сведения о методах и результатах исследования верхней атмосферы на основе измерения атмосферных эмиссий, в частности эмиссии гидроксила. Все полученные данные подтверждают значительную изменчивость температуры в мезосфере и в области мезопаузы. В последние годы большое количество данных о мезосфере и нижней термосфере получено с помощью аппаратуры проекта SABER, размещенной на спутнике TIMED [14] и спутнике Aura [15]. Тем не менее для высот 100–130 км существует дефицит экспериментальных данных. Используемый нами метод, основанный на создании искусственных периодических неоднородностей (ИПН) ионосферной плазмы, может восполнить недостаток сведений о температуре нижней термосферы [16]. Как мы отмечали в предыдущих работах [17–19], несмотря на то, что в методе используется воздействие на ионосферу мощным коротковолновым радиоизлучением с созданием неоднородностей плазмы, измерение температуры атмосферы происходит на стадии их релаксации, т.е. в естественной и уже невозмущенной среде.

Теоретические предпосылки метода и разработанные на его основе способы определения различных параметров нейтральной и ионизованной компоненты ионосферы и нейтральной атмосферы подробно описаны в монографии [16]. За прошедшие годы методом ИПН удалось получить большой объем сведений о высотном-временным вариациях температуры и плотности нейтральной компоненты в нижней термосфере, скоростях регулярного

вертикального движения среды, параметрах турбулентности и уровне турбопаузы, характеристиках спорадического слоя E (далее – слой E_s) [20–25]. Анализ этих данных позволил усовершенствовать методику измерения температуры, выяснить и сформулировать ограничения, которые накладывают на нее процессы в нижней ионосфере.

В работе приводятся и обсуждаются как результаты измерений температуры в 2006–2018 гг. на высотах 90–120 км, так и новые данные, полученные в недавних экспериментах на стенде СУРА (56.15° N; 46.11° E) в сентябре 2021 г.

2. МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ОСНОВЕ СОЗДАНИЯ ИПН

Метод исследования мезосферы и нижней термосферы на основе создания искусственных периодических неоднородностей и резонансном рассеянии на них пробных радиоволн подробно изложен в монографии [16]. Примеры определения характеристик нейтральной компоненты ионосферы содержатся в работах [17–25].

Основы метода создания ИПН для измерения температуры

Принцип создания неоднородностей основан на воздействии на ионосферу излучением синфазно работающих передатчиков стенда СУРА в зенит мощной радиоволны на частоте ниже критической частоты F-слоя. В поле стоячей волны, образующейся при отражении от ионосферы мощной радиоволны, за период времени от долей до десятков мс формируются неоднородности температуры и концентрации электронов, образуя структуру (“решетку”) квазипериодических плазменных неоднородностей. По окончании воздействия на ионосферу неоднородности разрушаются (релаксируют). Многие параметры нейтральной и ионизованной компонент среды определяются на стадии релаксации неоднородностей по измеренным характеристикам рассеянных ими сигналов при зондировании неоднородностей пробными радиоволнами. Последние излучаются в импульсном режиме также передатчиками нагревного стенда после окончания нагрева; при этом мощность излучения в импульсном режиме мала и не оказывает возмущающего влияния на ионосферную плазму. Отметим, что рассеяние пробных радиоволн квазипериодической структурой возникает при выполнении условия обратного рассеяния Брэгга–Вульфа, один из вариантов реализации которого в эксперименте предполагает использование радиоволн одной и той же частоты и поляризации и для создания, и для зондирования неоднородностей [16, 25].

На высотах E-слоя (высотах нижней термосферы) процесс релаксации ИПН после прекращения

воздействия на ионосферу происходит под действием амбиполярной диффузии [16] и определяется коэффициентом диффузии $D = k_B (T_e + T_i) / M_i v_{im}$ и пространственным периодом неоднородностей. Коэффициент диффузии зависит от электронной, T_e , и ионной, T_i , невозмущенных (фоновых) температур, частоты соударений ионов с молекулами, v_{im} , и массы ионов M_i ; k_B — постоянная Больцмана. В среднеширотной ионосфере ниже 130 км можно принять, что температура нейтральной компоненты и температуры электронов и ионов равны, т.е. $T_e = T_i = T$. В этом случае релаксация неоднородностей происходит с характерным временем

$$\tau = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M_i v_{im}}{k_B (T_e + T_i) K^2} = \frac{M_i v_{im}}{2 k_B T K^2}, \quad (1)$$

где $K = 2k$ — волновое число стоячей волны, $k = 2\pi n / \lambda_0$ — волновое число мощной (пробной) радиоволны в среде, n — показатель преломления. Частота соударений пропорциональна плотности ρ атмосферы: $v_{im} = \beta \rho / M$, где M — средняя масса молекул и, как в [26], принято значение $\beta = 0.38 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Формула (1) является основной для определения температуры нижней термосферы T по измерениям времени релаксации τ периодических плазменных неоднородностей [16].

В предположении, что атмосфера является локально изотермической в пределах некоторого небольшого высотного интервала, время релаксации ИПН выражается соотношением

$$\tau(h) = \frac{\beta \rho(h)}{2 K^2(h) k_B T} \left(\frac{M_i}{M} \right). \quad (2)$$

Зависимость времени релаксации от высоты h определяется зависимостью $\rho(h)$ согласно формуле

$$\rho(h) = \rho(h_0) \exp\left(-\frac{h - h_0}{H}\right), \quad (3)$$

где h и h_0 — текущая и начальная высоты, $H = k_B T / Mg$ — высота однородной атмосферы, g — ускорение свободного падения. Измеряя высотную зависимость $\tau(h)$ и предполагая, что в небольшом интервале высот $T = \text{const}$, можно найти высоту однородной атмосферы H , а затем температуру T определить по формуле

$$T = MgH / k_B. \quad (4)$$

Именно такой подход реализован в измерениях температуры методом создания ИПН.

Особенности измерений температуры

Для измерения температуры и других параметров ионосферы и нейтральной атмосферы неоднородности создаются излучением мощной волны не-

обыкновенной поляризации, для того чтобы исключить влияние на рассеянный сигнал неоднородностей, вытянутых вдоль геомагнитного поля, которые возникают в области взаимодействия мощной обыкновенной волны с ионосферной плазмой [27]. Нагревная (создающая неоднородности) и пробная (зондирующая) радиоволны излучаются на частотах, отражающихся в F-слое ионосферы. Как правило, используются частоты в диапазоне 4.30–5.65 МГц, что обусловлено особенностями приемной антенны аппаратного комплекса для приема и регистрации ионосферных сигналов. Воздействие на ионосферу обычно происходит в течение 2–3 с с периодом в 15 с. Этого времени более чем достаточно для образования периодических неоднородностей температуры и концентрации электронов, после чего стелд СУРА переводится в режим импульсной диагностики, излучая пробные волны той же частоты и поляризации с частотой повторения в 50 Гц.

Прием рассеянных сигналов осуществляется антенной системой и приемниками установки частичных отражений, расположенной на расстоянии 1 км от нагревного стелда. Регистрируются квадратурные компоненты рассеянного сигнала, по которым стандартным образом определяются его амплитуда и фаза. Рассеянные сигналы регистрируются с шагом 0.7 или 1.4 км по высоте, в последние годы — с шагом 0.15 км с временным разрешением в 15 с.

Амплитуда и время релаксации рассеянного сигнала подвержены быстрым временным вариациям в течение последовательных измерений, т.е. каждые 15 с. На рис. 1а приведен пример регистрации рассеянного сигнала в реальном времени в период релаксации неоднородностей. Так выглядят рассеянные неоднородностями в нижней ионосфере сигналы на мониторе регистрирующего компьютера в составе приемной аппаратуры. На рис. 1б показаны высотные профили амплитуды и времени релаксации рассеянного сигнала в зависимости от действующей высоты h за 30-минутный период измерений. Каждый профиль получен за 15-секундный сеанс измерений, хотя в реальности неоднородности на высотах 90–130 км релаксируют за время, не превышающее, как правило, 1.5–2.0 с. Время одного сеанса измерений, равное 15 с, определяет временное разрешение метода. Усредненные за 30-минутный период профили характеристик сигнала показаны жирными линиями. В данном примере диффузионному закону релаксации неоднородностей (1), который справедлив в E-слое ионосферы, отвечает интервал высот 100–120 км. На высотах $h < 100$ км атмосферная турбулентность разрушает неоднородности быстрее, чем амбиполярная диффузия, в результате чего время релаксации рассеянного сигнала в среднем уменьшается по сравнению с диффузионным временем, обнаруживая при этом значительный разброс мгновенных

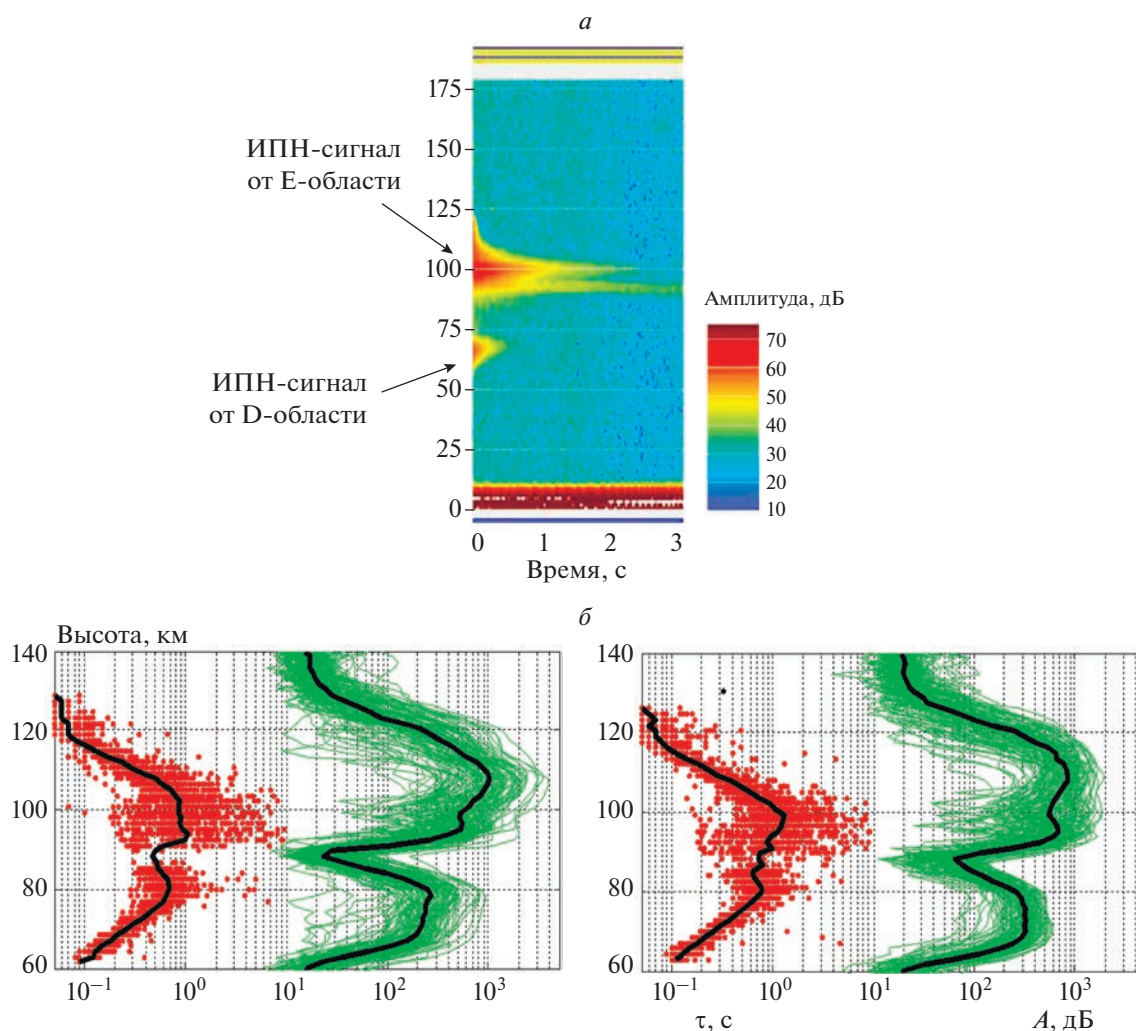


Рис. 1. *a* – Пример аппаратной регистрации в реальном времени сигнала, рассеянного неоднородностями; *б* – высотные профили амплитуды A , времени релаксации τ , полученные 10.08.2015 в сеансах 19:09–19:39 (левая панель) и 19:09–19:39 (правая панель); каждая кривая получена за 15-секундный сеанс регистрации ИПН, а сплошными жирными кривыми показаны усредненные за 30 мин профили амплитуды и времени релаксации.

значений. На высоте $h = 95$ км локальный рост амплитуды и времени релаксации обусловлен слоем E_s , образовавшимся ниже максимума E -слоя. На мезосферных высотах 60–85 км амплитуда и время релаксации изменяются с ростом высоты в полном соответствии с температурной зависимостью коэффициента отлипания электронов в D -области [16]. Результаты измерений характеристик рассеянного сигнала, подобные приведенным на рис. 1, служат основой для последующего определения параметров ионосферы и нейтральной атмосферы [16, 25].

Методика расчета температуры по измеренному времени релаксации ИПН

Время релаксации τ сигнала, рассеянного неоднородностями, определяется по уменьшению амплитуды сигнала в e раз. На каждой высоте зависи-

мость амплитуды рассеянного сигнала от времени, $A(t)$, аппроксимируется линейной функцией вида $\ln A(t) = \ln A_0 - t/\tau$. Далее в определенной последовательности проводится обработка полученного массива данных. На начальном этапе выбираются сеансы измерений в диапазоне высот выше уровня турбопаузы до высоты, где начинает нарушаться диффузионный режим релаксации, а также исключаются периоды времени, когда существует слой E_s (см. ниже). Таким образом, для каждого выбранного сеанса выполняется расчет времени релаксации $\tau(h, t)$ в зависимости от действующей высоты h и времени t . Для уменьшения влияния мелкомасштабных и кратковременных флуктуаций проводится усреднение (сглаживание) зависимости $\tau(h, t)$ по времени и высоте. Как правило, диапазон усреднения по высоте составляет 1–4 км, чтобы выполнялось изотермическое приближение. Сглаживание по времени обычно проводится за интервал

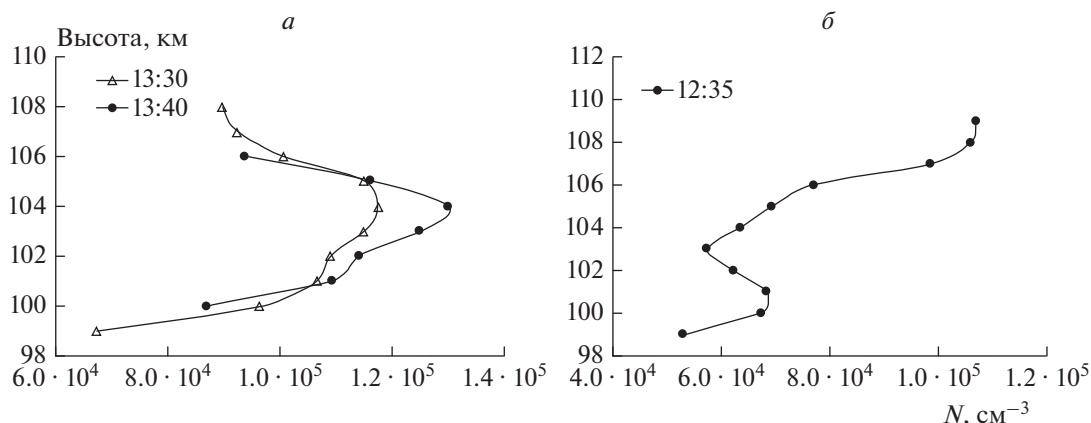


Рис. 2. Примеры реальных высотных профилей электронной концентрации, измеряемых методом ИПН в одном сеансе с измерением температуры, для 24.09.2007 (а) и 04.10.2006 (б).

от 3 до 5 мин. Так как в выражение (1) входит показатель преломления n , то необходимо знание высотного профиля электронной концентрации $N(z)$, где z — истинная высота.

Метод создания ИПН позволяет измерить профиль $N(z)$ непосредственно в этом же сеансе измерений [28, 29]. На рис. 2 показаны примеры реальных высотных профилей электронной концентрации $N(z)$, измеряемых методом ИПН в одном сеансе с измерением температуры, для 24.09.2007 — рис. 2а и 04.10.2006 — рис. 2б. На рис. 2а виден слой E_s на высоте 101 км, на рис. 2б слой E_s присутствует на высоте 100 км. Это видно по увеличению амплитуды рассеянного сигнала. Использование реальных профилей $N(z)$ позволяет определить температуру с высокой точностью. Если же такой возможности нет, то приходится использовать какой-либо модельный профиль. Часто используется профиль электронной концентрации, рассчитанный согласно модели IRI и скорректированный по данным местного ионозонда CADI [30]. С учетом выбранного профиля $N(z)$ определяется коэффициент преломления волны на каждой высоте в исследуемом высотном диапазоне. Одновременно с этим проводится расчет истинных высот z , соответствующих действующим высотам h . Далее, начиная с некоторой высоты h_0 , для четырех последовательно выбранных высот применяется процедура линейной регрессии к функции $\ln(\tau n^2) = -bz + a$, ($b = 1/H$), в процессе которой рассчитывается коэффициент линейной регрессии $b = 1/H$, который дает величину высоты H однородной атмосферы.

На конечном этапе рассчитывается температура нижней термосферы согласно формуле (4). Полученное значение T относят к середине диапазона $\Delta h = h - h_0$. Затем процедура повторяется со смещением на один шаг по высоте, пока не будет пройден весь доступный высотный диапазон. Рассчитывается также коэффициент детермина-

ции R^2 , который показывает, насколько модель линейной регрессии соответствует данным, на которых она построена. На рис. 3 приведены примеры применения процедуры линейной регрессии для функции $\ln(\tau n^2)$ в зависимости от высоты. Рисунок 3а относится к усреднению данных по высоте в диапазоне, равном 4 км. На рис. 3б в качестве примера показано применение линейной регрессии для всего диапазона высот.

Влияние атмосферной турбулентности и спорадических слоев ионизации на релаксацию рассеянного сигнала

Описанная в предыдущем разделе методология определения температуры используется в отсутствие слоя E_s , выраженной атмосферной турбулентности и частичных отражений, которые, как правило, наблюдаются на высотах 60–95 км и представляют собой рассеяние пробных радиоволн естественными неоднородностями электронной концентрации. Частичные отражения уменьшают соотношение сигнал/шум и приводят к увеличению разброса значений амплитуды и, соответственно, времени релаксации ИПН. В результате погрешность измерения температуры растет. Сгладить влияние частичных отражений можно, используя усреднение (сглаживание) по времени полученных высотных профилей $\tau(h)$. Но, как правило, сеансы с частичными отражениями исключаются из обработки.

Влияние слоя E_s заключается в росте времени релаксации τ на высотах этого слоя, что видно на правых панелях рис. 1б. Согласно формуле (1), величина τ пропорциональна массе ионов M_i . В слое E_s присутствуют сравнительно легкие положительные ионы металлов с атомными массами Na (23 а.е.м.), Mg (24), близкими к массам основных атмосферных ионов NO^+ (30) и O_2^+ (32), и более

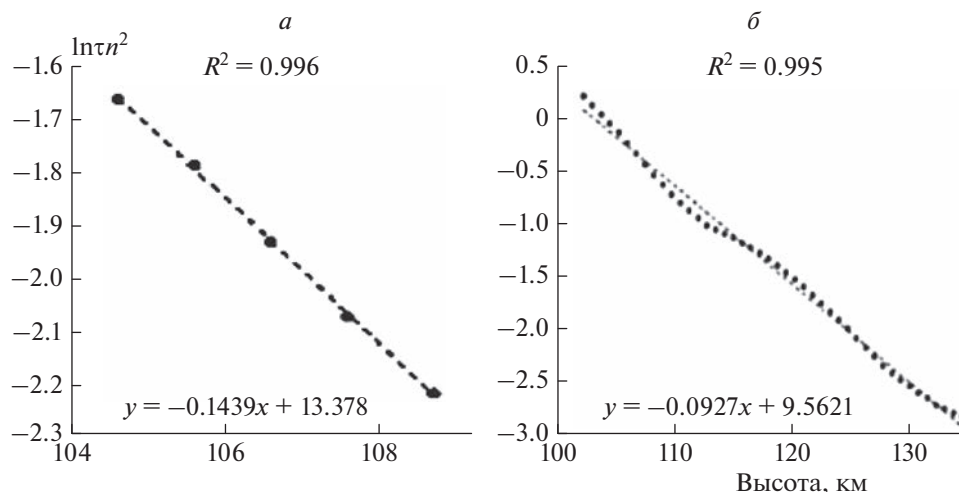


Рис. 3. *a* — Пример применения процедуры линейной регрессии к полученной по результатам измерений функции $\ln\tau n^2$ для скользящего диапазона усреднения по высоте, равного 4 км, 04.10.2007; *б* — то же самое для всего диапазона исследуемых высот при шаге усреднения 0.75 км 02.09.2021.

тяжелые ионы K^+ (39), Ca^+ (40), Fe^+ (56) [31–33]. Хотя кальций не является металлом, но при образовании слоя E_s проявляет себя аналогично ионам металлов [31–33]. В результате с ростом массы ионов на высотах слоя E_s время релаксации ИПН растет, и процедура регрессии, а следом и процедура определения температуры, дают менее достоверные результаты.

Атмосферная турбулентность влияет на неоднородности противоположным образом. В процессе релаксации ИПН она разрушает неоднородности быстрее, чем амбиполярная диффузия, и время релаксации при этом уменьшается по сравнению с диффузионным временем. Это приводит к отклонению зависимости времени релаксации от экспоненциального закона на высотах, близких к турбопаузе, и кажущемуся росту температуры. Сеансы измерений с влиянием указанных факторов, как правило, исключаются из анализа и определения температуры. Однако при кратковременном влиянии слабой турбулентности бывает достаточно увеличить интервал усреднения данных.

Границы диапазона высот измерения температуры определяются из условий выполнения условий теплового равновесия, т.е. при $T_e = T_i = T$ (верхняя граница), и минимального влияния турбулентности (нижняя граница), определяемого уровнем турбопаузы. Из многолетних исследований ионосферы методом создания ИПН следует, что верхняя граница находится на высотах 120–130 км, а уровень турбопаузы варьирует в интервале высот 85–112 км [21, 25, 34].

Отметим, что метод создания ИПН позволяет определять температуру с относительно небольшой погрешностью. Например, в работах [16, 35]

показано, что нарушение теплового равновесия дает погрешность определения температуры, не превышающую 5%, при отношении $T_e/T_i = 1.1$. Незначительную погрешность дает изменение молекулярного и ионного составов с ростом высоты [35]. Погрешность определения действующей высоты h обусловлена длительностью зондирующего импульса, отношением сигнал/шум и другими техническими характеристиками установки. Установлено, что для используемой аппаратуры эта погрешность не превышает 1 км [16]. Пересчет h в истинную высоту увеличивает эту погрешность примерно вдвое, что составляет доли процента. В периоды высокой волновой активности погрешность определения температуры может возрастать до 10% [36].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

На основе многолетних измерений получено, что в целом на высотах 90–120 км температура изменялась от 100 до 300 К, иногда возрастая до 350 К. В ряде сеансов получены значения температуры ниже 100 К. Регистрация рассеянного сигнала с высоким временным и высотным разрешением показала, что профили температуры на высотах нижней термосферы отличаются большим разнообразием формы [23, 24, 37].

Основные особенности высотного профиля температуры

Примеры характерных высотных профилей температуры в зависимости от истинной высоты z , полученные в разные годы в экспериментах мето-

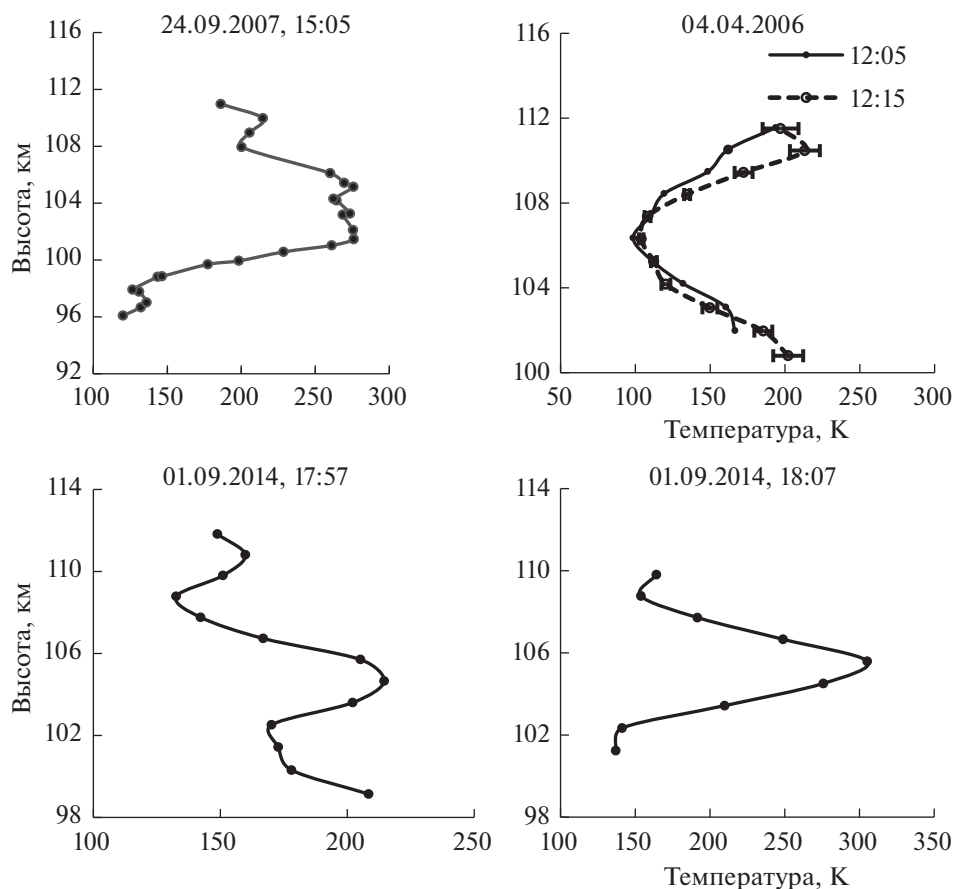


Рис. 4. Примеры характерных высотных профилей температуры с минимумами и максимумами по измерениям 2006 и 2007 гг., усредненные по интервалу времени в 5 мин и диапазону сглаживания в 4 км.

дом ИПН, показаны рис. 4 и 5. На рис. 4 приведены профили, усредненные по интервалу времени в 5 мин и диапазону скользящего сглаживания в 4 км. Это профили, полученные в измерениях 2006, 2007 и 2014 гг., с выраженными минимумами и максимумами температуры. Для расчета профилей температуры, показанных на рис. 4, использовались реальные значения электронной концентрации, измеренные методом ИПН, согласно методике, подробно изложенной в работах [28, 29]. На рис. 5 приведены высотные профили температуры за 02.09.2021 с диапазоном сглаживания времени релаксации по высоте в 0.75 км; каждый приведенный профиль также получен за сеанс измерений длительностью 15 с. Можно выделить несколько характерных типов профиля $T(z)$. Первый тип представляют сравнительно гладкие профили с минимумом или максимумом температуры на некоторой высоте. Такие профили показаны на рис. 4. В работе [38] показано, что отрицательный градиент температуры может служить причиной возникновения гидродинамической неустойчивости. Достаточ-

ным условием ее развития является выполнение критерия $dT/dz < -(10-15) \text{ К/км}$.

Отрицательные температурные градиенты неоднократно наблюдались в экспериментах, достигая, а иногда и превышая величину в -20 К/км . В последующие моменты времени наблюдались возмущения атмосферных параметров, проявляющиеся в виде их высотно-временных вариаций [38]. Таким условиям отвечают, например, участки профилей, приведенных на рис. 4. Чередование минимумов и максимумов на профилях обусловлено распространением атмосферных волн в виде акустико-гравитационных и внутренних гравитационных волн (ВГВ) [25, 37]. В результате наблюдаются квазипериодические изменения температуры с ростом высоты с характерным периодом в 4–12 км.

Большую группу составляют нерегулярные профили температуры, примеры которых приведены в работах [20, 37, 38]. Аналогичные профили показаны на рис. 5 (кривые 1). Они получены с использованием высотного профиля электронной концентрации, рассчитанного согласно модели IRI-2016 [30] конкретно для времени прове-

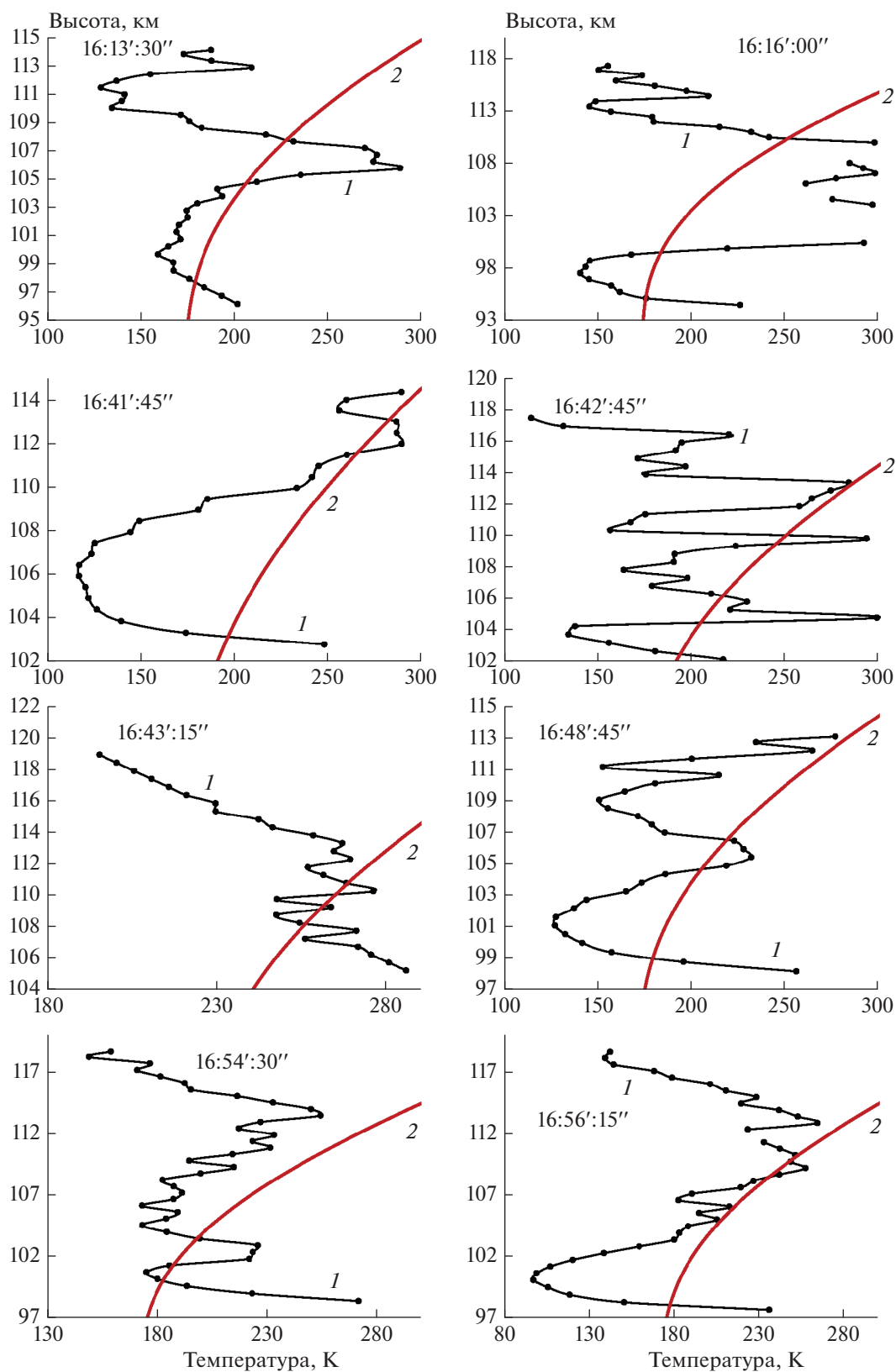


Рис. 5. Высотные профили температуры, полученные в эксперименте 02.09.2021 (кривые 1) диапазоном сглаживания по высоте в 0.75 км; каждый профиль получен за сеанс измерений длительностью 15 с. Кривыми 2 показаны профили, рассчитанные согласно модели MSIS-E-90 для каждого конкретного сеанса измерений.

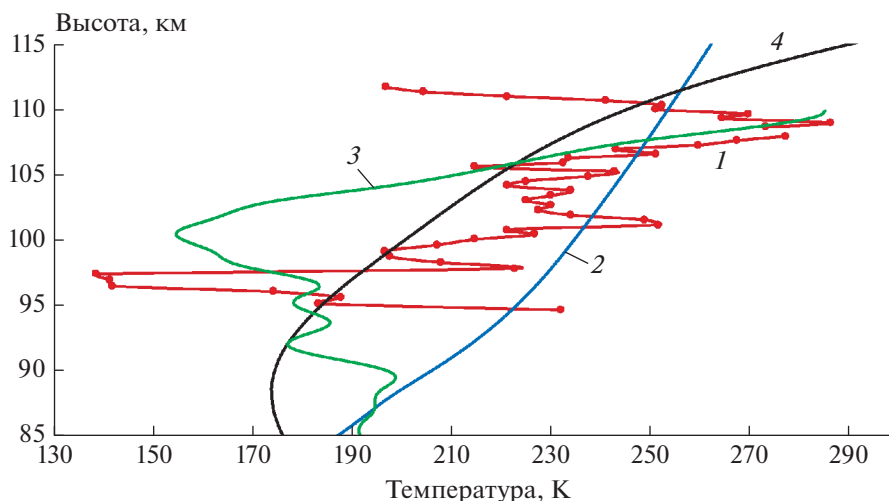


Рис. 6. Сравнение высотных профилей температуры, полученных методом ИПН (кривая 1), измеренных аппаратурой спутника Aura MLS (кривая 2), аппаратурой SABER спутника TIMED (кривая 3) с модельным профилем, рассчитанным согласно MSIS-E-90 (кривая 4).

дения измерений. Кривыми 2 показаны профили температуры, рассчитанные согласно модели MSIS-E-90 [39] для каждого сеанса измерений. Модель MSIS-E-90 является одной из часто используемых эмпирических моделей, описывающих глобальное распределение атмосферных параметров, с помощью которой рассчитываются параметры атмосферы от поверхности земли до высот экзосферы. Она основана на спектрометрических измерениях температуры на ракетах и спутниках и данных радаров некогерентного рассеяния. В целом измеренные методом ИПН профили температуры отличаются от модельных, причем на некоторых высотах отличия могут достигать 100 К. При погрешности измерений температуры, не превышающей 5–10%, можно утверждать, что такая разница между модельным и реальным профилями обусловлена влиянием природных факторов.

На рис. 6 представлено сравнение высотных профилей температуры, полученных методом ИПН (кривая 1), измеренных аппаратурой спутника Aura MLS (кривая 2), аппаратурой SABER спутника TIMED (кривая 3) с модельным профилем, рассчитанным согласно MSIS-E-90 (кривая 4) для сеанса измерений около 13 ч МСК 02.09.2021. Данные аппаратуры SABER [14] взяты для пункта с координатами 55.46° N; 44.92° E, данные аппаратуры Aura [15] — с координатами 56.85° N; 60.62° E. Видно, что профили, полученные разными методами для близких по широте пунктов, в целом заметно различаются, хотя общая тенденция изменения по высоте сохранена. Температурный профиль, полученный методом ИПН, на высотах больше 97 км и меньше 112 км занимает промежуточное положение между профилями,

полученными по спутниковым данным. Глубокий минимум температуры по данным SABER отвечает высоте в 100 км, а полученный методом ИПН сдвинут вниз на 3 км. На некоторых высотах значения температуры у разных профилей близки. Для того чтобы сделать вывод о причине таких различий, авторы планируют провести подобное сравнение по всей имеющейся базе данных по определению температуры, сформированной по измерениям методом ИПН.

Одним из важнейших природных факторов, определяющих вариации температуры, является влияние атмосферных волн, распространяющихся в мезосфере и нижней термосфере, на что указывают многие публикации по измерению температуры мезосферы и нижней термосферы [1–10, 40–42]. Мелкомасштабные движения среды также влияют на распределение температуры. Например, на рис. 5 за 02.09.2021 в сеансах 16:42':45" в диапазоне высот 102–118 км температура изменяется с ростом высоты с квазипериодом (масштабом по высоте), равным 2–4 км, а в сеансе 16:43':15" на высотах 107–114 км — с масштабом порядка 1 км. Вероятно, такие высотные изменения температуры связаны с развитием нерегулярной структуры вертикального ветра (вертикальных движений нейтральной компоненты). На высотах нижней ионосферы вплоть до 130 км плазма как пассивная примесь увлекается движением нейтрального газа [43] и скорость плазмы совпадает со скоростью нейтральной среды. В свою очередь, скорость плазмы определяется методом ИПН по измерению фазы сигнала, рассеянного неоднородностями [16, 18]. В работах [44, 45] показано, что высотные профили скорости и температуры, измеренные в одном сеансе, часто нерегу-

лярны, и характер их изменений с высотой может быть как одинаковым, так и противоположным, а периоды вариаций по высоте обоих параметров близки. За 02.09.2021 данные о вертикальной скорости отсутствуют по техническим причинам, однако на основании быстрой в течение минуты смены температурных профилей можно предположить, что в этот период времени должен был происходить интенсивный вертикальный перенос [18].

Выше при обсуждении рис. 4 мы отмечали возможность развития гидродинамических неустойчивостей при отрицательных градиентах температуры, превышающих по величине 10–15 К/км. На рис. 5 в сеансе 16:41':45" температура в нижней линейной части профиля уменьшалась с ростом высоты при градиенте 70 К/км, а через минуту профиль температуры трансформировался в показанный на рис. 5 в сеансе 16:42':45". Перепад температур на соседних высотах достигал 100–150 К. Этот пример можно считать необычным только по величине градиента и перепаду температур, в остальном он типичен для развития неустойчивостей среды при выполнении условия для ее возникновения [38, 42, 44, 45].

Проявление волновых движений во временных вариациях рассеянного сигнала и температуры нижней термосферы

В нижней термосфере распространяются атмосферные волны разных пространственно-временных масштабов, а также существует развитая турбулентность. Горизонтальные и вертикальные движения нейтральной среды и ионосферной плазмы влияют на вариации температуры нижней термосферы во времени, что подтверждается многими исследованиями этой области высот [3, 5, 9, 40, 41, 44]. Многолетние исследования ионосферы методом ИПН показали, что время релаксации рассеянного сигнала флуктуирует по высоте и во времени. Пример вариаций времени релаксации рассеянного сигнала $\tau(z, t)$ в послерассветные часы 13.08.2015 приведен на рис. 7 для высот 100.8, 105 и 112 км. Видно, что значения τ уменьшаются с ростом высоты, что определяется диффузионным характером релаксации ИПН. Видно также влияние атмосферных волн с периодом от 15–20 мин до 2 ч и более. Рост величины τ за интервал времени от 06:15 до 06:45 и за интервал 07:50–08:40 на высотах 105–112 км обусловлен влиянием слоя E_s , образовавшегося в стороне от пункта наблюдения и пересекавшего диаграмму направленности приемной антенны. Естественно считать, что волнообразные вариации времени релаксации должны проявляться и в вариациях температуры. На рис. 8 показаны зависимости температуры от времени (кривые 1) на высотах 100 (а, в) и 105 км (б, г), полученные в измерениях

02.09.2021 (рис. 8а и б) и 25.10.2018 (рис. 8в и г). Линиями 2 на каждом рисунке показаны полиномиальные тренды шестого порядка. Использование трендов представляет собой простейший приближенный способ оценки периодов квазиволновых движений. Пропуски в данных обусловлены приближением уровня турбопаузы к высоте 100 км (рис. 8а и 7в) и появлением anomalously низких значений времени релаксации, обусловленных атмосферной турбулентностью, которые при расчете температуры исключались. Каждая точка на рис. 8а, б получена путем усреднения времени релаксации (температуры) за пятиминутный интервал, в то время как данные, представленные на рис. 8в, г, получены при двухминутном усреднении. На рис. 8 наряду с типичными вариациями температуры в 20–50 К видны глубокие ее вариации, достигающие в отдельные моменты времени 150 К. При этом средние (как и медианные) значения температуры 18.10.2018 и 02.09.2021 составили $\langle T \rangle \approx 175$ К на высоте 100 км. На высоте 105 км средние значения температуры заметно различались и были равны $\langle T \rangle \approx 193$ и 180 К в измерениях 18.10.2018 и 02.09.2021 соответственно.

В работе [46] на основе одновременных измерений вертикальной скорости плазмы, температуры и плотности нейтральной атмосферы на высотах 80–110 км проведено моделирование характеристик ВГВ на основе линейной теории их свободного распространения в безграничной изотермической невозмущенной атмосфере. Оно показало, что рассчитанные на основе поляризационных соотношений для низкочастотных волн по измеренным амплитудам вертикальной скорости относительные амплитуды вариаций температуры и плотности атмосферы хорошо соответствуют измерениям для волн с периодами в 15–30 мин. Сопоставление более длительных периодов волновых движений, постоянно наблюдающихся в вариациях температуры, с выводами теории требует решения более сложной задачи с учетом неизотермичности и горизонтальных движений среды.

4. ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

По результатам исследований температуры нижней термосферы методом создания ИПН отметим характерные особенности ее изменения в разных условиях.

Сезонно-суточные вариации температуры

До 2002 г. измерения температуры, как правило, проводились в зимние, осенние и весенние месяцы по 15–20 дней каждый месяц. В последующие годы на стенде СУРА удавалось организо-

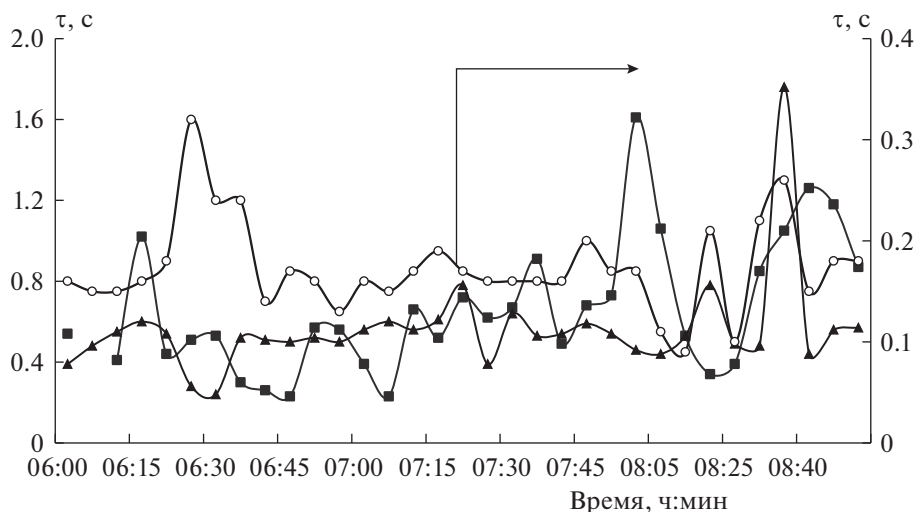


Рис. 7. Изменение времени релаксации рассеянного сигнала (τ) во времени для трех высот: 100 км (треугольники), 105 км (квадраты) и 112 км (кружки) для 13.08.2015.

вать преимущественно летние и осенние эксперименты, связанные с созданием ИПН, в течение нескольких дней в месяц. Основной вывод, следующий из полученных за это время данных, заключается в изменчивости температуры ото дня ко дню и в течение дня, что хорошо видно из рис. 4, 5, 8. Изменчивость температуры обусловлена изменением состояния атмосферы и ионосферы, разными условиями для распространения атмосферных волн, изменением уровня турбопаузы. Этим, на наш взгляд, в основном объясняются различия в результатах измерения температуры в разных наблюдательных пунктах. Существуют различия в профилях температуры в разные сезоны года. По результатам измерений осенью и зимой 1990–1991 гг. отмечался рост температуры на высотах $h < 100$ км [47]. Частично это связано с проявлением турбулентности, частично — с вариациями атмосферных и ионосферных параметров (давления, молекулярного и ионного состава, частоты соударений ионов с нейтрами и др.). В индивидуальных измерениях в разные дни на одной и той же высоте разброс значений температуры может достигать 50–100 К.

Заходно-восходные явления, солнечное затмение

Значительные вариации температуры имеют место при заходно-восходной перестройке ионосферы и во время солнечных затмений. В июне 2000 г., в августе 2001 и 2015 гг. были проведены измерения методом ИПН с 19 ч вечера до 6 ч утра следующего дня. Особенности активной заходно-восходной перестройки динамического режима ионосферы отражены в изменении высотных профилей вертикальной скорости [18, 21–24]. Волнообразный характер высотных профилей

температуры и вертикальной скорости с периодом по высоте порядка 12–15 км во время захода и восхода Солнца связан, как принято считать, с генерацией ВГВ при прохождении солнечного терминатора через пункт наблюдения [48]. Подобные изменения в нижней термосфере происходят и во время затмений Солнца, когда ионосфера находится в состоянии сумерек [27].

Геомагнитная активность

Сравнение результатов измерений в периоды с разной геомагнитной активностью показало, что в относительно спокойные дни при значениях геомагнитного индекса $K_p < 3$ разброс значений температуры относительно среднего значения на высотах 102–104 км составлял от 10 до 20%, а в дни с $K_p = 4.5$ он увеличивался до 40% [36]. В возмущенные дни имела место значительная изменчивость температуры в течение дня.

Профили температуры с глубоким минимумом показаны на рис. 4 (04.04.2006, сеансы 12:05, 12:14) и рис. 5 (02.09.2021, сеансы 16:13'30", 16:16'00", 16:41'45", 16:48'45", 16:56'15"). Вероятно, их можно квалифицировать как температурные инверсии. Температурные инверсии наблюдались лидарами в мезосфере на высотах от 70 до 90 км [49]. Возможно, инверсии могут образоваться и на высотах $h > 100$ км в нижней термосфере [50]. Отрицательные градиенты температуры на нижних ветвях этих профилей превышали адиабатический градиент, что является условием развития неустойчивостей. Подобные температурные профили могут создаваться, когда возникает поток тепла вверх из области диссипации ВГВ, что может способствовать повышению тем-

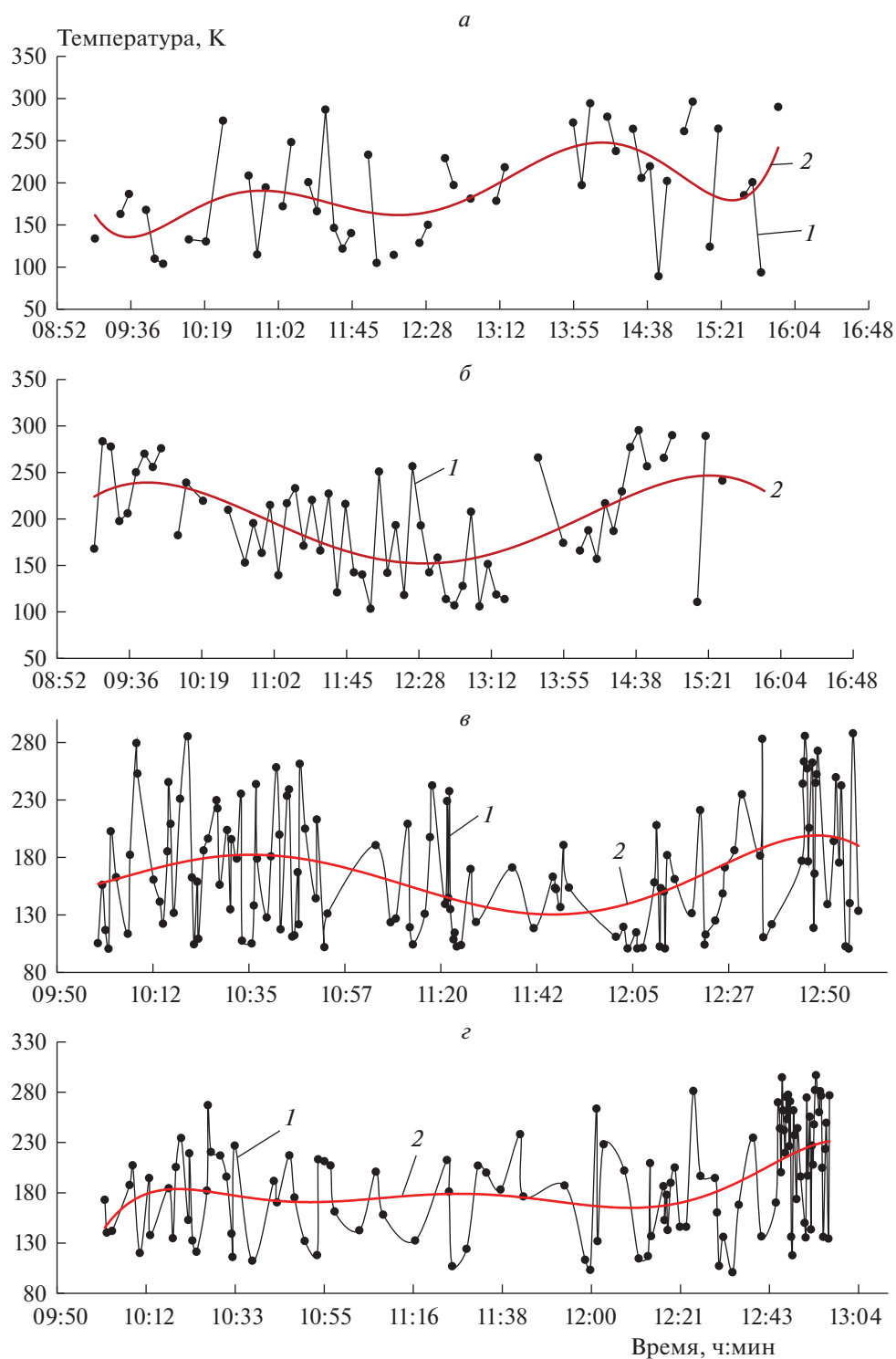


Рис. 8. Временные вариации температуры на высотах 100 (а) и 105 км (б) для 02.09.2021 и для тех же высот 26.10.2018 (в и г), полученные в эксперименте (кривые 1). Кривые 2 — полиномиальные тренды шестого порядка.

пературы в нижней части профиля. Это, вероятно, является следствием существования молекулярных или ионных слоев, которые время от времени наблюдаются на этих высотах [50, 51].

И, наконец, большое значение имеет правильное задание высотного профиля электронной концентрации, который играет ключевую роль в методике определения температуры. Возможность из-

мерения электронной концентрации в одном сеансе с температурой позволяет получить реалистичный профиль температуры с минимальной погрешностью измерений [16]. Использование модельного профиля электронной концентрации часто увеличивает погрешность.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подробно описана разработанная и усовершенствованная нами на основе многолетних измерений параметров ионосферы и нейтральной атмосферы методика определения температуры нижней термосферы. Сформулированы требования к проведению измерений методом, основанным на создании ИПН. Приведены основные особенности регистрации сигналов, рассеянных неоднородностями, и обработки данных. Показано, что нижний предел определения температуры по высоте ограничен уровнем турбопаузы, верхний — условием выполнения теплового равновесия. Приведены примеры высотно-временных вариаций температуры. Высотное и временное разрешение порядка 1 км и 15 с, соответственно, позволяют изучать как быстрые, так и медленные процессы в нижней термосфере. Продемонстрирована большая изменчивость температуры на высотах 90–130 км в течение суток и ото дня ко дню, обусловленная распространением атмосферных волн с периодами, составляющими от 5–10 мин до нескольких часов.

Показано, что вертикальные профили температуры обладают большим разнообразием. Получены гладкие монотонные профили, профили с температурным минимумом и максимумом, а также профили с нерегулярным изменением температуры с ростом высоты. На основании наших исследований сделан вывод о том, что нерегулярность профиля может быть связана с процессами, происходящими в нижней термосфере и мезосфере. Такими процессами являются: атмосферная турбулентность, влияющая на температуру ниже уровня турбопаузы, находящегося на высотах 85–110 км; атмосферные волны, в том числе ВГВ с вертикальным масштабом волны 4–15 км, и гидродинамические неустойчивости среды.

Полученные профили температуры в большинстве случаев отличались от эмпирических профилей, рассчитанных согласно модели MSIS-E-90. Одной из причин этого является усредненный характер модели, в которой невозможно учесть быстрые и мелкомасштабные вариации параметров атмосферы. Другая причина различий — использование реального профиля электронной концентрации при определении температуры методом ИПН, включающего мелкомасштабные изменения реального высотного профиля электронной концентрации. В целом результаты измерений температуры методом ИПН на высотах 90–130 км дают

сложную картину ее высотно-временных вариаций, отражающую процессы, происходящие в ионосфере и нейтральной атмосфере.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российским научным фондом по проекту № 20-17-00050. Стенд СУРА поддерживается в рабочем состоянии в рамках выполнения проекта № FSWR-2023-0038 по базовой части госзадания Министерства образования и науки Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lubken F.-J., von Zahn U., Manson A. et al.* // J. Atmos. Terr. Phys. 1990. V. 52. № 10–11. P. 955.
2. *Mertens C.J., Schmidlin F.J., Goldberg R.A. et al.* // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 2. P. L03105.
3. *Schmidlin F.J.* // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № D12. P. 22673.
4. *Кащеев Б.Л., Лысенко И.А.* // Ионосферные исслед. 1989. № 47. С. 44.
5. *Offermann D., Goussev O., Kalicinsky C. et al.* // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2015. V. 135. № 12. P. 1.
6. *Beig G.* // J. Geophys. Res. Atmos. 2011. V. 116. P. A00H12.
7. *Perminov V.I., Semenov A.I., Medvedeva I.V., Zheleznyov Y.A.* // Adv. Space Res. 2014. V. 54. № 12. P. 2511.
8. *She C.Y., Songsheng Chen, Zhilin Hu et al.* // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 20. P. 3289.
9. *Шефов Н.Н., Семенов А.И., Хомич В.Ю.* Излучение верхней атмосферы — индикатор ее структуры и динамики РАН. М.: ГЕОС, 2006.
10. *Neuber R., von der Gathen P., von Zahn U.* // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № 9. P. 11093.
11. *Kirkwood S.* // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № A3. P. 5133.
12. *Nozawa S., Kawahara T.D., Saito N. et al.* // JGR: Space Phys. 2014. V. 119. № 1. P. 441.
13. *Kofman W., Lathuillere C., Pibaret B.* // J. Atmos. Terr. Phys. 1986. V. 48. № 9–10. P. 837.
14. https://saber.gats-inc.com/browse_data.php
15. https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/ML2T_004/summary
16. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачёва А.В., Бахметьева Н.В.* Исследование ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей. Н. Новгород: Изд-во ИПФ РАН, 1999.
17. *Толмачева А.В., Григорьев Г.И.* // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 5. С. 91.
18. *Бахметьева Н.В., Жемаков И.Н.* // Хим. физика. 2022. Т. 41. № 10. С. 65.
19. *Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Калинина Е.Е.* // Хим. физика. 2022. Т. 42. № 4. С. 73.
20. *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Egerev M.N.* // Adv. Space Res. 2019. V. 64. № 10. P. 1968.
21. *Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Виноградов Г.Р. и др.* // Геомагнетизм и аэрономия. 2021. Т. 61. № 6. С. 777.

22. Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. // Изв. вузов. Радиофизика. 2016. Т. 59. № 10. С. 873.
23. Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Григорьев Г.И. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 2020. Т. 60. № 1. С. 99.
24. Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Tolmacheva A.V., Zhe-myakov I.N. // Atmosphere. 2019. V. 10. № 8. P. 450.
25. Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I. // Atmosphere. 2022. V. 13. № 9. P. 1346.
26. Banks P.M., Kockarts G. Aeronomy; Part A. University of California: Academic Press, 1973.
27. Гуревич А.В. // УФН. 2007. Т. 177. № 11. С. 1145.
28. Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Калинина Е.Е., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 9. С. 744.
29. Толмачева А.В., Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Бубукина В.Н., Калинина Е.Е. // Изв. вузов. Радиофизика. 2011. Т. 54. № 6. С. 403.
30. https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/iri2016_vitmo.php
31. Huuskonen A., Nygren T., Jalonen L.L. et al. // Geophys. Res. 1988. V. 93. № A12. P. 14603.
32. Kopp E. // J. Geophys. Res. Space Phys. 1997. V. 102. № A5. P. 9967.
33. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Егереv М.Н., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 2. С. 77.
34. Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Egerev M.N. // Adv. Space Res. 2019.V. 64. № 10. P. 1968.
35. Бенедиктов Е.А., Беликович В.В., Гребнев Ю.Н., Толмачева А.В. // Геомагнетизм и аэрномия. 1993. Т. 33. № 5. С. 170.
36. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 1. С. 102.
37. Толмачева А.В., Беликович В.В., Калинина Е.Е. // Геомагнетизм и аэрномия. 2009. Т. 49. № 2. С. 254–261.
38. Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 11. P. 695.
39. https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/msis_vitmo.php
40. Голубков Г.В., Адамсон С.О., Борчевкина О.П. и др. // Хим. физика. 2022. Т. 41. № 5. С. 531.
41. Tsuda T., Kato S., Yokoi T. et al. // Radio Sci. 1990. V. 25. № 5. P. 1005.
42. Толмачева А.В., Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И. // Хим. физика. 2013. Т. 32. № 9. С. 89.
43. Гершман Б.Н. Динамика ионосферной плазмы. М.: Наука, 1974.
44. Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Kalinina E.E. // Adv. Space Res. 2015. V. 56. № 6. P. 1185.
45. Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д. и др. // Хим. физика. 2017. Т. 36. № 12. С. 44.
46. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 3. С. 233.
47. Tolmacheva A.V., Belikovich V.V. // Intern. J. Geomagn. Aeron. 2004. V. 5. GI1008; <https://doi.org/10.1029/2004GI000061>
48. Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1983.
49. Szweczyk A., Strelnikov B., Rapp M. et al. // Ann. Geophys. 2013. V. 31. № 5. P. 775.
50. Liu X., Maura J., Hagan E., Roble R.G. // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № D10. P. 12381.
51. Delgado R., Friedman J.S., Fentzke J.T. et al. // J. Atmos. Solar Terr. Phys. 2012. V. 74. № 11. P. 11.