

УДК 551.510.536

## ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ДИНАМИКА НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ В ИССЛЕДОВАНИЯХ НА СТЕНДЕ СУРА

© 2021 г. Н. В. Бахметьева<sup>1</sup> \*, Г. И. Григорьев<sup>1</sup>, Г. Р. Виноградов<sup>1</sup>,  
И. Н. Жемаков<sup>1</sup>, Е. Е. Калинина<sup>1</sup>, А. В. Першин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Научно-исследовательский радиопизический институт ННГУ  
им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

\*e-mail: nv\_bakhm@nirfi.unn.ru

Поступила в редакцию 31.03.2021 г.

После доработки 30.04.2021 г.

Принята к публикации 27.05.2021 г.

Представлены результаты исследований турбулентных явлений как одной из составляющих динамики нижней ионосферы на основе измерения характеристик сигналов, рассеянных искусственными периодическими неоднородностями ионосферной плазмы. Эксперименты проводились на нагревном стенде СУРА (56.15° N; 46.11° E) в 2015–2019 гг. Метод основан на возмущении ионосферы мощным высокочастотным радиоизлучением, создании периодических неоднородностей плазмы в поле стоячей волны, образующейся при отражении от ионосферы излучаемой в зенит мощной радиоволны, и локации неоднородностей пробными радиоволнами. Получены новые данные о вариациях параметров нижней ионосферы, обсуждаются высотные профили и временные зависимости скорости турбулентного и регулярного вертикального движения среды, температуры нейтральной компоненты, вариации уровня турбопаузы. Показано, что турбулентные движения наряду с регулярным вертикальным переносом вносят большой вклад в динамику нижней ионосферы. Скорость турбулентного движения среды, составляющая несколько м/с, сопоставима по величине со скоростью регулярного вертикального движения плазмы и нейтральной компоненты. Уровень турбопаузы в интервале высот 88–110 км подвержен как быстрым, так и медленным изменениям. Отмечается волновой характер уровня турбопаузы.

DOI: 10.31857/S0016794021060031

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Область земной атмосферы на высотах 60–130 км, включающая нижнюю ионосферу, характеризуется чрезвычайно развитой динамикой, которая определяется вариациями температуры, плотности, электронной концентрации, горизонтальными и вертикальными движениями, влиянием нижележащих областей. В этой области высот распространяются атмосферные волны, турбулентные явления способствуют перемешиванию компонент воздуха, обеспечивая постоянство состава до высоты турбопаузы, на которой турбулентное перемешивание компонентов сменяется диффузионным разделением газов. Выше уровня турбопаузы в процессах переноса определяющую роль начинают играть амбиполярная диффузия. Исследование этой области земной атмосферы, ее неоднородной структуры и динамики, является одной из актуальных задач в исследовании ближнего космоса и процессов распространения радиоволн.

Экспериментальным и теоретическим исследованиям динамики нижней ионосферы посвя-

щено большое количество работ. В них отражены результаты экспериментов, нацеленных на изменение различных параметров нейтральной и ионизованной компонент атмосферы на этих высотах, и результаты решения ряда теоретических проблем, связанных во многом с интерпретацией измерений как регулярных, так и турбулентных параметров среды. В приведенном далеко не полном перечне публикаций рассмотрены разные аспекты экспериментально-теоретических исследований динамики нижней ионосферы: [Тептин и Стенин, 1977; Danilov et al., 1979; Хананьян, 1982, 1985; Калгин и Данилов, 1993; Hocking, 1983a, b; 1996; Kirkwood, 1996; Holdsworth et al., 2001; Hocking and Roettger, 2001; J. Fritts and Alexander, 2003; Похунков и др., 2003; Offermann et al., 2006; Сомсиков, 2011; Карпов и Кшевецкий, 2014; Перминов и др., 2014; Карпов и др., 2016; Vlasov and Kelley, 2014, 2015; Медведева и Ратовский, 2017; Борчевкина и Карпов, 2018; Андреева и др., 1991; Галедин и др., 1981; Кокин и Пахомов, 1986; Schlegel et al., 1977].

Развитие новых методов и технического обеспечения измерений, появление новых инструментов, все возрастающая роль цифровых методов регистрации данных стимулируют исследования динамических явлений в нижней ионосфере. В данной работе приведены некоторые новые результаты исследования атмосферной динамики на основе применения одного из “нагревных” методов, использующего возмущение ионосферы мощным радиоизлучением нагревного стенда для определения многих параметров среды. Таким образом, целью настоящей работы является исследование динамики нижней ионосферы Земли методом создания искусственных периодических неоднородностей (ИПН) ионосферной плазмы. Он основан на образовании неоднородностей при отражении от ионосферы мощного высокочастотного радиоизлучения нагревного стенда СУРА (56.15° N; 46.11° E), локации их пробными радиоволнами, измерении высотно-временных характеристик сигналов, рассеянных неоднородностями ионосферной плазмы. Разработанные на основе применения этого метода способы определения многих характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы дают сведения об электронной концентрации и скорости вертикального регулярного движения плазмы, высотно-временных вариациях температуры и плотности нейтральной компоненты, скоростях турбулентных движений среды и уровне турбопаузы, некоторых аэрономических параметрах *D*-области, позволяют исследовать распространение атмосферных волн в нижней ионосфере, образование спорадических слоев ионизации и другие природные явления. В работе приведены, в основном, результаты экспериментов по исследованию динамики нижней ионосферы, выполненных на стенде СУРА в 2015–2019 гг. При необходимости использованы результаты и даны ссылки на работы авторов статьи прежних лет, посвященные исследованию разных аспектов динамики нижней ионосферы.

## 2. МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРБУЛЕНТНЫХ ЯВЛЕНИЙ В НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ СОЗДАНИЯ ИПН

Исследование ионосферной динамики на высотах 60–120 км, включая турбулентные явления, проводилось методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы. Теоретические основы метода, а также разработанные на его основе способы определения большого числа параметров нижней ионосферы и нейтральной атмосферы подробно изложены в публикациях [Беликович и др., 1999, 2006; Бахметьева и др., 1996а, б, 2002, 2005, 2010а, б; Belikovich et al., 2002; Bakhmetieva et al., 2016а, б, 2017а, б, 2018]. В этих работах, а также в списке публикаций читатель

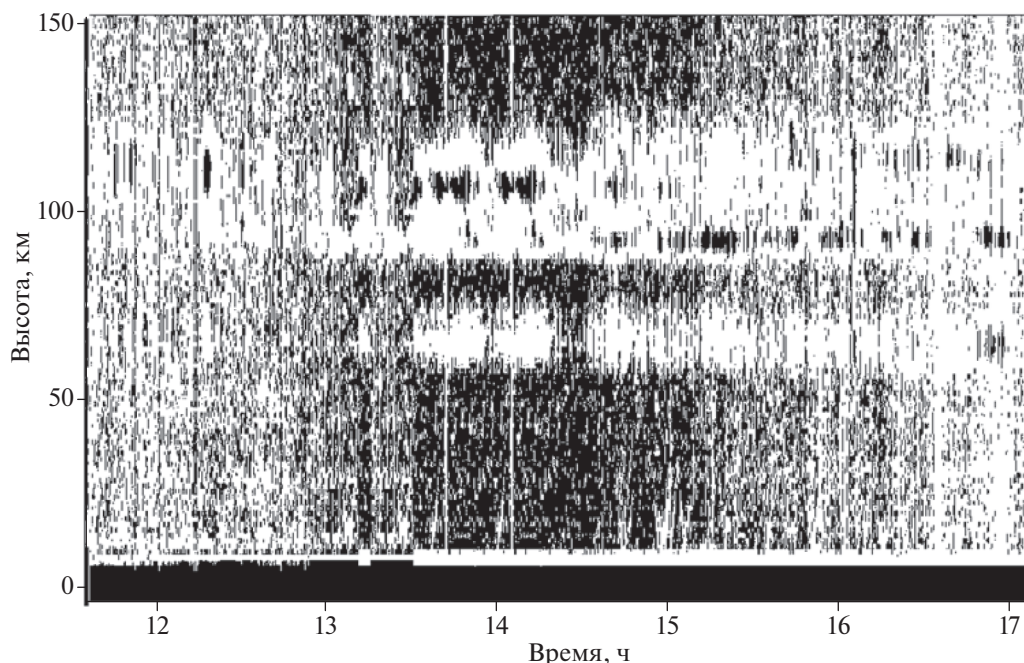
найдет исчерпывающую информацию об исследованиях авторов статьи в этом направлении, поэтому приведем очень краткую информацию о методе измерений и методиках исследований.

### 2.1. Образование и релаксация неоднородностей

Метод исследования динамических явлений в нижней ионосфере основан на создании периодических неоднородностей при отражении от ионосферы мощной радиоволны с образованием квазипериодической структуры температуры и концентрации электронов вследствие неравномерного нагрева ионосферной плазмы, в результате которого возникает периодическая структура температуры и электронной концентрации с пространственным периодом  $\Lambda$ , равным половине длины  $\lambda$  мощной радиоволны в плазме [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002; Kagan et al., 2002]. При зондировании неоднородной структуры пробными радиоволнами происходит их рассеяние плазменными неоднородностями. При выполнении условия обратного брэгговского рассеяния приемная установка принимает сигнал, интенсивность которого обусловлена синфазным сложением волн, рассеянных каждой неоднородностью.

Времена развития неоднородностей и их исчезновения (релаксации) после окончания нагрева определяются составом, плотностью и температурой атмосферы, степенью диссоциации и ионизации и другими ионосферными процессами. В разных областях ионосферы определяющую роль в образовании и релаксации ИПН играют разные процессы. Например, в *D*-области это температурная зависимость коэффициента прилипания (отлипания) электронов к нейтральным молекулам, в *E*-области — диффузионное перераспределение плазмы под действием избыточного давления электронного газа, а в области *F* плазма перераспределяется под воздействием стрикционной силы [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002]. Релаксация неоднородностей после окончания нагрева в *E*-области происходит под действием амбиполярной диффузии и вследствие температурной зависимости коэффициентов отлипания электронов от отрицательных ионов в *D*-области.

Для локации периодических неоднородностей и регистрации рассеянного ими сигнала используется импульсное радиозондирование возмущенной области пробными радиоволнами той же частоты и поляризации после прекращения работы стенда на стадии релаксации неоднородностей. Процесс развития неоднородностей можно исследовать при квазинепрерывном нагреве ионосферы [Bakhmetieva et al., 2016б]. По регистрациям в цифровом виде квадратурных компонент рассеянного сигнала с шагом по высоте 0.7–



**Рис. 1.** Амплитуда рассеянного сигнала в координатах действующая высота–время для наблюдений 27.09.2017 г. На высотах 65–80 км видны сигналы, рассеянные ИПН в *D*-области, на высотах 90–130 км – сигналы, рассеянные ИПН в *E*-области.

1.4 км и временным разрешением 15 с на каждой высоте рассчитываются амплитуда  $A$  и фаза  $\varphi$  рассеянного сигнала, временные зависимости которых затем аппроксимируются линейными функциями вида  $\ln A(t) = \ln A_0 - t/\tau$ ;  $\varphi(t) = \varphi_0 + 4\pi Vt/\lambda$ . По спаданию амплитуды сигнала в  $e$  раз определяется  $\tau$  – время релаксации ИПН (время релаксации сигнала, рассеянного неоднородностями), по изменению фазы  $\varphi$  во времени – скорость  $V$  вертикального движения плазмы, которая на высотах нижней ионосферы равна скорости движения нейтральной компоненты [Гершман, 1974]. На рисунках 1–3 приведены первоначальные данные измерений, которые затем используются для определения параметров ионосферы и нейтральной атмосферы.

На рисунке 1 показана зависимость амплитуды рассеянного сигнала (яркость) от времени (ось абсцисс) и высоты (ось ординат) для наблюдений 27.09.2017 г. с 12 до 17 ч-московского времени. На высотах 65–80 км видны сигналы, рассеянные неоднородностями в *D*-области, на высотах 90–130 км – сигналы, рассеянные ИПН в *E*-области. На высоте 90–95 км в виде тонкого отражения проявляется спорадический слой *E* (*E*<sub>s</sub>).

На рисунке 2 приведена зависимость амплитуды –  $a$  и времени релаксации –  $b$  рассеянного сигнала от времени на трех высотах 75.6, 99.4 и 110.8 км (отсчет высоты снизу вверх) для наблюдений 20.03.2015 г. Для удобства шкала амплитуды

сдвинута для каждой высоты на 50 дБ, а шкала времени релаксации – на 5 с. Каждая точка на графиках соответствует усредненным за 1 мин (4 измерения каждые 15 с) значениям амплитуды и времени релаксации. Видно нарастание амплитуды сигнала и уменьшение, в среднем, времени релаксации с ростом высоты. Разброс значений  $\tau$  и его рост в отдельные моменты времени в 12–14 ч обусловлен появлением спорадического слоя *E*, который образовался непосредственно над пунктом наблюдения в интервале высот 90–95 км и был зарегистрирован ионозондом.

В каждой 15-секундной регистрации рассеянного сигнала получают высотные профили амплитуды и времени релаксации ИПН, характерные примеры которых приведены на рис. 3. На каждой панели рис. 3 показаны высотные профили амплитуды  $A$  (правые кривые) и времени релаксации  $\tau$  (левые кривые), полученные в 13:30 – рис. 1а и в 14:45 – рис. 1б в наблюдениях 27.09.2017 г. с усреднением по интервалу времени 15 мин (кривая с точками). Каждая высотная область изменений характеристик рассеянного сигнала обусловлена разными ионосферными процессами. Так, в данном примере закону релаксации под действием амбиполярной диффузии отвечает интервал высот  $h \sim 95$ –130 км. Значения времен релаксации в этом интервале находятся в хорошем согласии с диффузионной зависимостью  $\tau(h)$ . Ниже 95 км начинает влиять атмосферная турбулентность, при этом время релаксации рассеянного

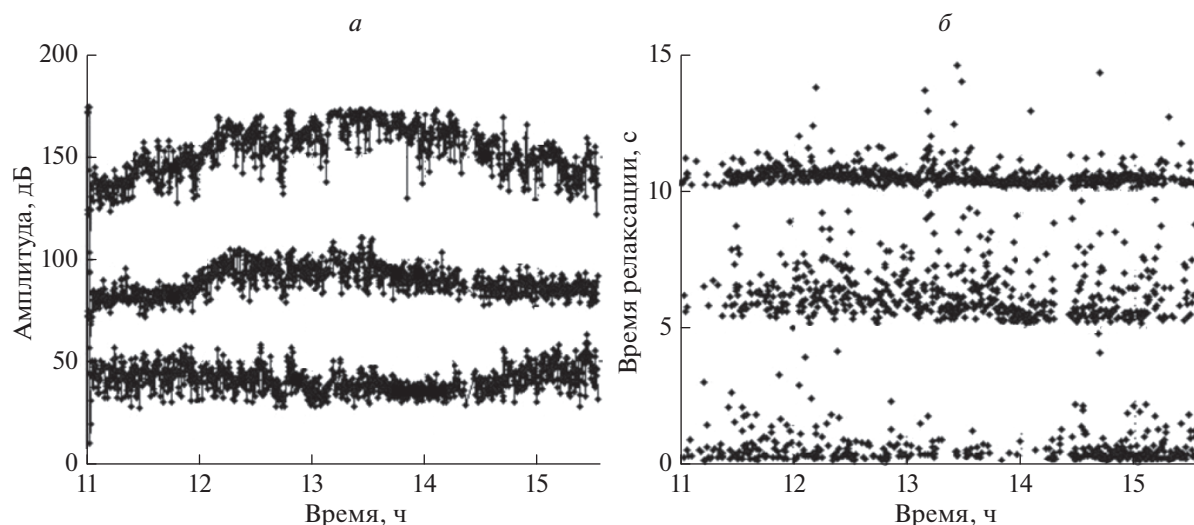


Рис. 2. Амплитуда — *a* и время релаксации — *б* рассеянного сигнала на высотах 75.6, 99.4 и 110.8 км (снизу вверх) в наблюдениях 20.03.2015 г. Для удобства шкала амплитуды сдвинута для каждой высоты на 50 дБ, а шкала времени — на 5 с.

сигнала уменьшается по сравнению с характерным диффузионным временем. На высотах 80–85 км амплитуда рассеянного сигнала приближается к уровню естественных шумов, а в нижней части *D*-области амплитуда и время релаксации изменяются с высотой в полном соответствии с температурной зависимостью коэффициента отщипания электронов от отрицательных ионов [Беликович и др., 1999; Belikovitch et al., 2002].

Способы определения многих характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы по высотной зависимости времени релаксации ИПН подробно изложены в работах [Беликович и др., 1999; Belikovitch et al., 2002; Tolmacheva et al., 2013, 2015; Bakhmet'eva et al., 2018]. Здесь мы остановимся лишь на тех из них, которые были использованы в данной работе.

## 2.2. Определение температуры нейтральной компоненты и скорости регулярного вертикального движения плазмы

На высотах, где влияние атмосферной турбулентности еще не проявляется, релаксация неоднородностей в *E*-области обусловлена амбиполярной диффузией с характерным временем

$$\tau = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M_i v_{im}}{k_B (T_{e0} + T_{i0}) K^2}, \quad (1)$$

где  $k_B$  — постоянная Больцмана;  $K = 4\pi/\lambda$  — волновое число стоячей волны;  $\lambda = \lambda_0/n$  — длина мощной и пробной радиоволн среде;  $n$  — показатель преломления;  $D$  — коэффициент амбиполярной диффузии;  $M_i$  — молекулярная масса ионов;  $T_{e0}$  и  $T_{i0}$  — невозмущенные значения электронной и ионной температур;  $v_{im}$  — частота столкновений

ионов с нейтральными молекулами. На выражении (1) для  $\tau$  основаны способы определения электронной концентрации  $N$ , температуры  $T$  и плотности  $\rho$  нейтральной компоненты, скорости турбулентного движения среды, масс преобладающих ионов в спорадическом слое *E* (*Es*) [Беликович и др., 1999; Бахметьева и др., 2005, 2010; Belikovitch et al., 2002]. В отсутствие слоя *Es* и турбулентности высотная зависимость времени релаксации ИПН  $\tau(h)$  отвечает диффузионному приближению. Оценки показали, что в измерениях методом ИПН погрешность определения температуры не превышает 10%.

Скорость вертикального движения среды в нижней ионосфере определяется исходя из того, что на высотах 50–120 км плазма является пассивной примесью и увлекается движением нейтрального газа. Скорость регулярного вертикального движения плазмы  $V$  непосредственно определяется по измерениям фазы рассеянного сигнала как

$$V = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{d\phi}{dt} = \frac{c}{4\pi f n} \frac{\Delta\phi}{\Delta t}, \quad (2)$$

где  $\lambda$  и  $f$  — длина и частота мощной и пробной радиоволн;  $n$  — показатель преломления. Положительные значения скорости соответствуют нисходящему движению. В работах [Беликович и др., 1999; Belikovitch et al., 2002] обоснована оценка возможной систематической погрешности определения  $V$ . Для необыкновенной компоненты пробной волны, которая использовалась нами для создания и локализации ИПН, в обычных ионосферных условиях эта погрешность не превышает  $\Delta V \approx 0.05$  м/с.

2.2. Определение скорости турбулентного движения и уровня турбопаузы

Еще в первых экспериментах по исследованию ионосферы методом ИПН отмечалось, что зависимость времени релаксации от высоты в *E*-области не на всех высотах соответствует диффузионному механизму релаксации неоднородностей. В дальнейшем выяснилось, что это происходит в области влияния турбулентной диффузии. Процесс влияния атмосферной турбулентности на время релаксации рассеянного сигнала отражен на рис. 3. Как видно из рис. 3, время релаксации вначале плавно уменьшается при снижении высоты, а затем ниже некоторой высоты его уменьшение становится более быстрым. Это связано с тем, что на высотах ниже уровня турбопаузы неоднородности исчезают (разрушаются) под действием как амбиполярной, так и турбулентной диффузии. Ясно, что вихревые движения, обусловленные турбулентностью, должны влиять на характеристики рассеянного сигнала, поскольку нарушают упорядоченную структуру неоднородностей. Они приводят к расфазировке сигналов, рассеянных различными частями объема рассеяния, что, естественно, вызывает уменьшение амплитуды принимаемого сигнала и уширение его углового спектра. При этом процесс релаксации неоднородностей происходит быстрее, чем под действием амбиполярной диффузии, и время релаксации рассеянного сигнала уменьшается по сравнению с диффузионным временем. В примере, приведенном на рис. 3, атмосферная турбулентность начинает влиять на релаксацию ИПН ниже высоты 92–95 км. Значения времен релаксации до этой высоты соответствуют диффузионной зависимости, но ниже уровня турбопаузы  $h_t$  они становятся заметно меньше диффузионных значений.

Возможность определения турбулентной скорости была теоретически рассмотрена в работах [Беликович и Бенедиктов, 1995; Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002], где в приближениях о “вмороженности” поля скоростей турбулентных движений, об искажении периодической структуры только полем вертикальной составляющей турбулентной скорости (в случае анизотропной турбулентности) и некоторых других предположениях была аналитически решена задача о влиянии атмосферной турбулентности на амплитуду и время релаксации сигнала, рассеянного ИПН. В результате было получено выражение для амплитуды сигнала, рассеянного всем объемом неоднородностей, которое оказалось зависимым от плотности распределения турбулентной скорости  $V_t$ . Не останавливаясь на громоздких математических выкладках, отметим, что наиболее простое выражение для амплитуды рассеянного сигнала получается при распределении Коши:

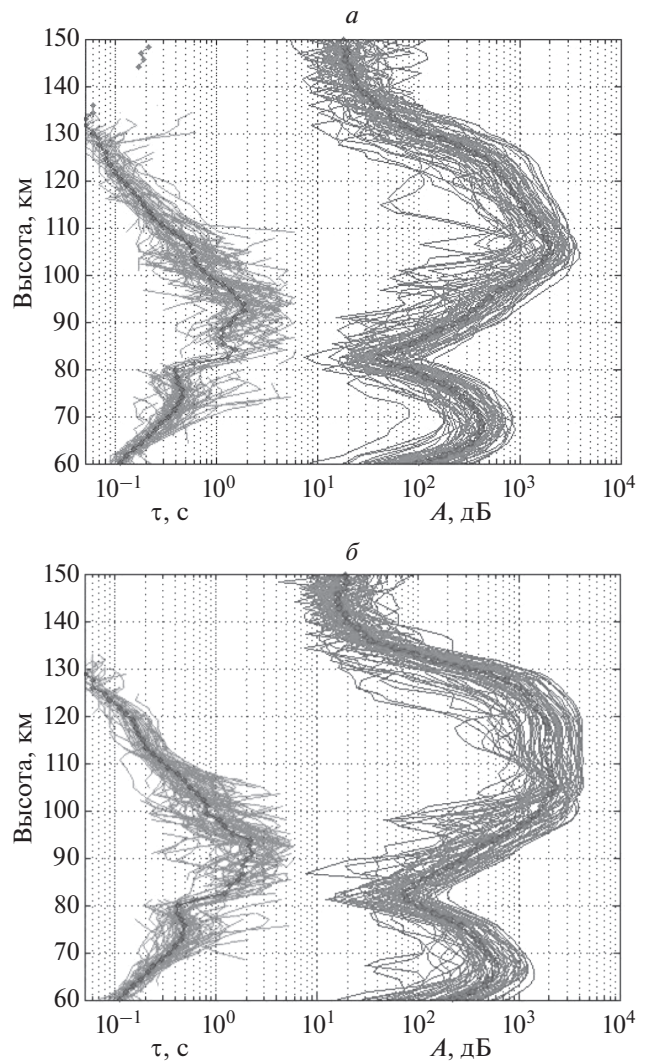


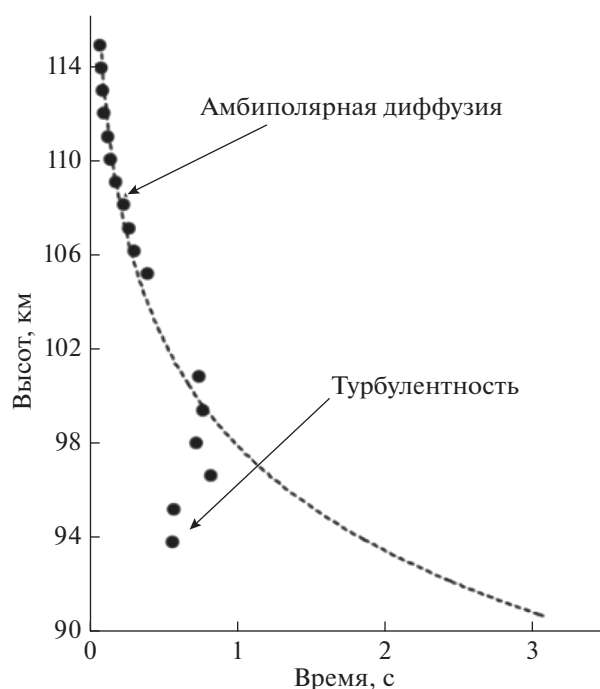
Рис. 3. Высотные профили амплитуды *A* (правые кривые) на каждой панели и времени релаксации  $\tau$  (левые кривые), полученные за каждую минуту в сеансах 13:30–13:45 (*a*) и 14:45–15:00 (*б*) в наблюдениях 27.09.2017 г. Черные кривые с точками соответствуют усредненным профилям *A* и  $\tau$  по интервалу времени 15 мин.

$$A(t) = A_0(1 + \tau_d/\tau_t)^{-1} \exp[-(1/\tau_d + \sqrt{2}/\tau_t)t], \quad (3)$$

где  $\tau_d$  – диффузионное время, а  $\tau_t$  – время, обусловленное турбулентной диффузией. При таком выражении для амплитуды рассеянного сигнала время его релаксации  $\tau$ , определяемое по уменьшению измеренной амплитуды сигнала в *e* раз, описывается формулой  $\tau^{-1} = (\tau_d^{-1} + \sqrt{2}\tau_t^{-1})$ , а значение турбулентной скорости дается выражением

$$V_t = (K\tau_t)^{-1} = (\tau^{-1} - \tau_d^{-1})/\sqrt{2}K. \quad (4)$$

При этом выше уровня турбопаузы измеренное время релаксации определяется амбиполярной диффузией.



**Рис. 4.** Высотная зависимость амплитуды рассеянного сигнала 06.10.2016 г. — пример влияния атмосферной турбулентности. Пунктиром показана зависимость амплитуды от высоты в случае влияния амбиполярной диффузии на амплитуду рассеянного сигнала на стадии релаксации ИПН.

Рисунок 4 поясняет дальнейшие действия по нахождению величины  $V_t$  из высотной зависимости времени релаксации рассеянного сигнала. Найденная по результатам измерения амплитуды диффузионная зависимость  $\tau_d(h)$  выше уровня турбопаузы экстраполируется на более низкие высоты  $h < h_t$ . В итоге находится высотная зависимость диффузионного времени релаксации  $\tau_d(h)$  ниже уровня турбопаузы, определяется значение  $\tau_d$  на каждой высоте, значение  $\tau$  по результатам уменьшения измеренной амплитуды в  $e$  раз и величина турбулентной скорости  $V_t$  по формуле (4) [Беликович и Бенедиктов, 1995; Бахметьева и др., 1996а; Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002; Bakhmet'eva et al., 2018].

Для того чтобы исключить погрешность определения турбулентной скорости из-за применения экстраполяции высотного профиля времени релаксации на высоты ниже уровня турбопаузы, в эксперименте используют способ создания ИПН на двух разных частотах, то есть с разными пространственными масштабами [Беликович и др., 2006; Бахметьева и др., 2008]. Этим методом по соотношению времен релаксации неоднородностей на двух частотах определяется электронная концентрация, а турбулентная скорость и коэффициент амбиполярной диффузии могут быть

найжены независимо друг от друга, в результате чего отпадает необходимость в экстраполяции зависимости  $\tau_d(h)$  на высоты ниже уровня турбопаузы [Bakhmet'eva et al., 2018]. При этом неоднородности создаются попеременно на двух разнесенных частотах  $f_1$  и  $f_2$ , и времена релаксации рассеянного сигнала  $\tau_1$  и  $\tau_2$  определяются для каждой из частот. Погрешность этого способа определения турбулентной скорости не превышает нескольких см/с.

Из рисунка 4 также понятно, где находится уровень турбопаузы. Не останавливаясь подробно на обсуждении разных определений высоты турбопаузы, которые приводятся в работах [Lehmacher et al., 2011; Offerman et al., 2006; Tolmacheva et al., 2019], отметим, что есть все основания считать высотой турбопаузы такой уровень  $h_t$ , ниже которого турбулентная диффузия начинает влиять на время релаксации сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями. Это находит подтверждение в многолетних экспериментах по исследованию ионосферы методом ИПН. В примерах, приведенных на рис. 3 и рис. 4, влияние турбулентности начинается ниже 90–100 км и, очевидно, что уровень турбопаузы находится вблизи этой высоты.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

В работе представлены результаты обработки большого массива данных измерений амплитуд сигналов, рассеянных неоднородностями, приведенные результаты определения скорости турбулентного движения среды на высотах ниже уровня турбопаузы. Были отобраны сеансы измерений амплитуды, для которых высотная зависимость времени релаксации была относительно гладкой и не содержала признаков влияния спорадического слоя  $E$ , которое выражается в локальном росте времени релаксации на высотах слоя  $E_s$  [Бахметьева и др., 2005, 2010а]. Был охвачен период времени с 2015 по 2019 г. По техническим причинам эксперименты проводились, основном, в осенне-летний период. Для определения величины турбулентной скорости в данной работе использованы результаты измерений амплитуды сигнала, рассеянного ИПН, за 2015 г. — 12 и 13 августа; за 2016 г. — 27 и 30 сентября; за 2017 г. — 9 августа, 26 и 28 сентября; за 2018 г. — с 25 по 28 сентября; за 2019 г. — 11 сентября.

#### 3.1. Турбулентная скорость

Экспериментально определяемое время релаксации  $\tau$  на каждой высоте находилось по высотному профилю амплитуды рассеянного сигнала, диффузионное время  $\tau_d$  — по кривой экстра-

поляции диффузионной зависимости на высоты ниже уровня турбопаузы. Затем по формуле (4) рассчитывалась величина турбулентной скорости  $V_t$ . На рисунке 5 приведены примеры полученных таким образом высотных профилей скорости  $V_t$  для экспериментов, проведенных в августе–сентябре в разные годы. Здесь значения турбулентной скорости рассчитаны по усредненным за каждые 2 мин значениям времени релаксации. Общим в высотных профилях является рост турбулентной скорости с уменьшением высоты от практически нулевых значений на уровне турбопаузы до нескольких м/с на высотах 80–86 км, то есть фактически на высотах мезопаузы. Наряду с гладкими профилями  $V_t$  всегда наблюдаются профили, имеющие двухступенчатый или нерегулярный характер изменения скорости с высотой.

На рисунке 6 в виде “облака точек” аккумулярованы результаты определения турбулентной скорости за три дня наблюдений, а именно 12.08.2015 г. с 18 до 19 ч московского времени, 28.09.2017 г. с 17 до 18 ч и 28.09.2018 г. с 12:45 до 15:45 ч. Как правило, каждая точка на графиках получена усреднением времени релаксации рассеянного сигнала за интервал времени 5 мин.

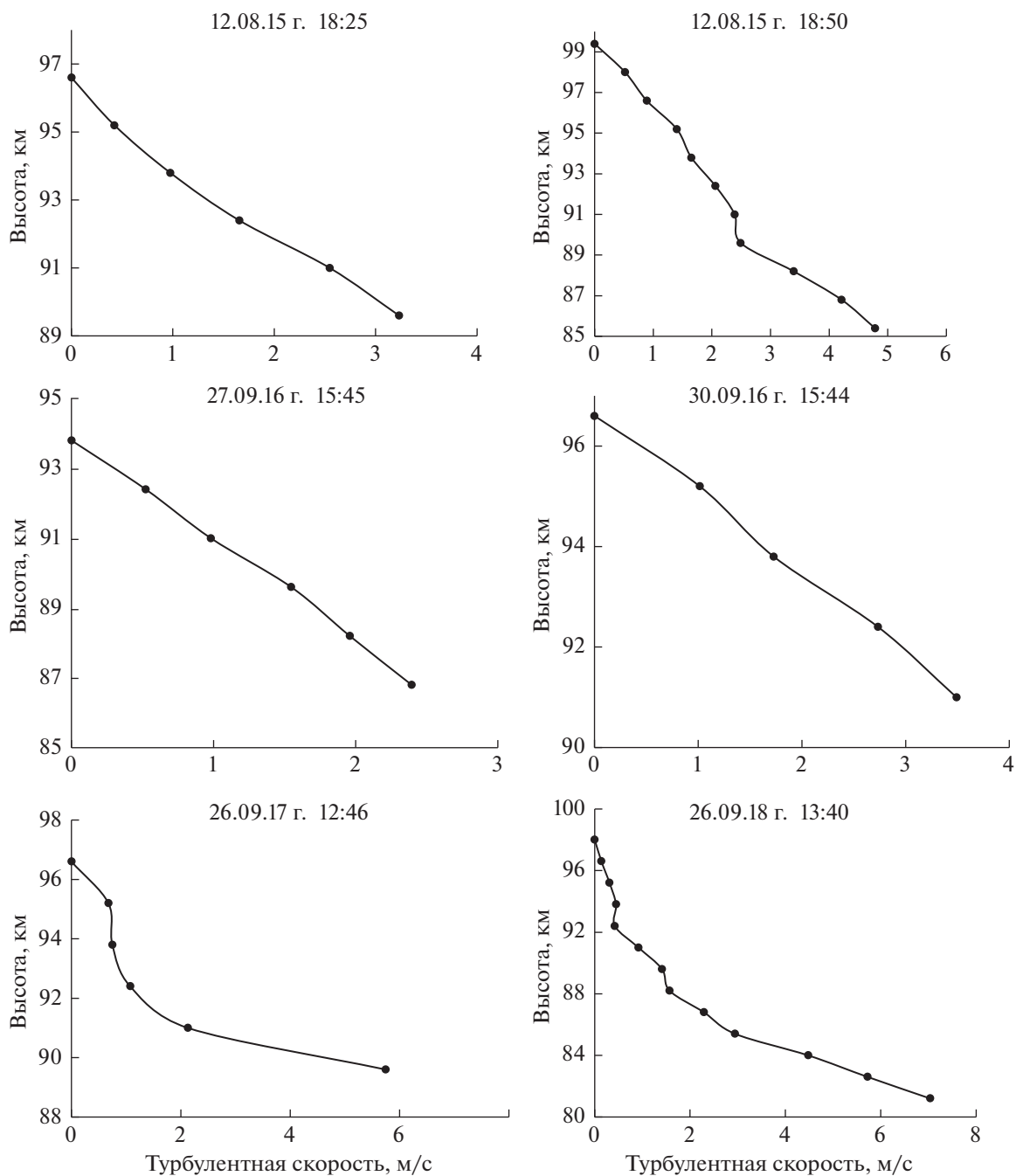
Обратим внимание на некоторые особенности высотно-временных вариаций турбулентной скорости. Во-первых, это изменчивость скорости во времени, которая на рис. 6 проявляется как разброс ее значений на каждой высоте. Максимальный разброс составил порядка  $\Delta V_t = 5$  м/с на высоте 95 км для наблюдений 12.08.2015 г. Максимальное значение скорости на этой высоте составило 6 м/с. В наблюдениях 28.09.2017 и 28.09.2018 гг. максимальный разброс  $\Delta V_t$  составил от 1.5 м/с до 2.2 м/с на высотах 90–93 км. Максимальные значения турбулентной скорости  $V_t = 2.2$ –4.5 м/с получены для высот 82–85 км, то есть на высотах мезопаузы. Во-вторых, во многих сеансах наблюдались волнообразные изменения турбулентной скорости с высотой с периодом (масштабом) в несколько км. В-третьих, значения турбулентной скорости сопоставимы по величине со скоростью вертикального регулярного движения плазмы, равной скорости нейтральной компоненты. В четвертых, в отдельных случаях на нижней границе исследуемого интервала значения турбулентной скорости возрастали до 10–15 м/с. Такие значения  $V_t$  представляются мало-реальными, причина их появления пока не выявлена. Они были исключены из проведенного анализа и на графиках не представлены. Для сравнения отметим, что в работе [Holdsworth et al., 2001] по измерениям Buckland Park MF radar (среднечастотного радара установки частичных отражений) получены значения турбулентных скоростей до 6 м/с на высоте 95 км. В целом определение скорости турбулентного движения по ре-

зультатам измерений характеристик сигналов, рассеянных искусственными периодическими неоднородностями, показало, что турбулентные движения наряду с регулярными вертикальным переносом вносят большой вклад в динамику нижней ионосферы и должны учитываться при проведении измерений параметров нейтральной компоненты в этой области высот.

### 3.2. Высота турбопаузы

Уменьшение амплитуды рассеянного сигнала под действием атмосферной турбулентности начинается на уровне турбопаузы. В работе [Tolmacheva et al., 2015] были приведены и обсуждены первые результаты определения уровня турбопаузы по результатам исследования ионосферы методом создания ИПН в 2007–2014 гг. Детальный анализ высотных профилей времени релаксации, полученных в этих экспериментах, показал, что минимально возможная высота для определения параметров нейтральной атмосферы (температуры и плотности) указанным методом может быть использована в качестве маркера уровня турбопаузы. По данным наблюдений, приведенным в работе [Tolmacheva et al., 2015], был сделан вывод о том, что в осенний сезон средний уровень турбопаузы составлял 99–102 км. В вечерние часы эта граница имела тенденцию к снижению до 94 км. В целом уровень турбопаузы изменялся в интервале высот 94–106 км. Его вариации часто имели волнообразную составляющую с периодами от 10–15 до 30–40 мин. Был также сделан вывод о том, что в условиях развитой конвективной неустойчивости при значительном повышении температуры область с турбулентностью может повышаться до 110 км.

Эти выводы в целом подтверждаются результатами новых экспериментов, выполненных на стенде СУРА в 2015–2019 гг. На рисунке 7 даны примеры временных вариаций уровня турбопаузы  $h_t$  по наблюдениям в дневные часы 27.10.2018 г., 26.10.2018 г. и 28.10.2017 г. Каждая точка на графиках рис. 7 соответствует усреднению значений времени релаксации по 5 мин. Данные за другие дни наблюдений в указанный период времени можно найти в работах [Бахметьева и др., 2020; Bakhmetieva et al., 2019]. В целом из полученных результатов следует, что уровень турбопаузы  $h_t$  мог изменяться в достаточно широком интервале высот от 88 до 110 км. Это означает, что минимальный уровень турбопаузы может снижаться до высот, близких к мезопаузе. Возвращаясь к рис. 6, отметим, что в приведенных примерах уровень турбопаузы находился в интервале высот 95–103 км 12.08.2015 г., в интервале 97–103 км 28.09.2017 г. и в интервале 97–100 км 28.09.2018 г.



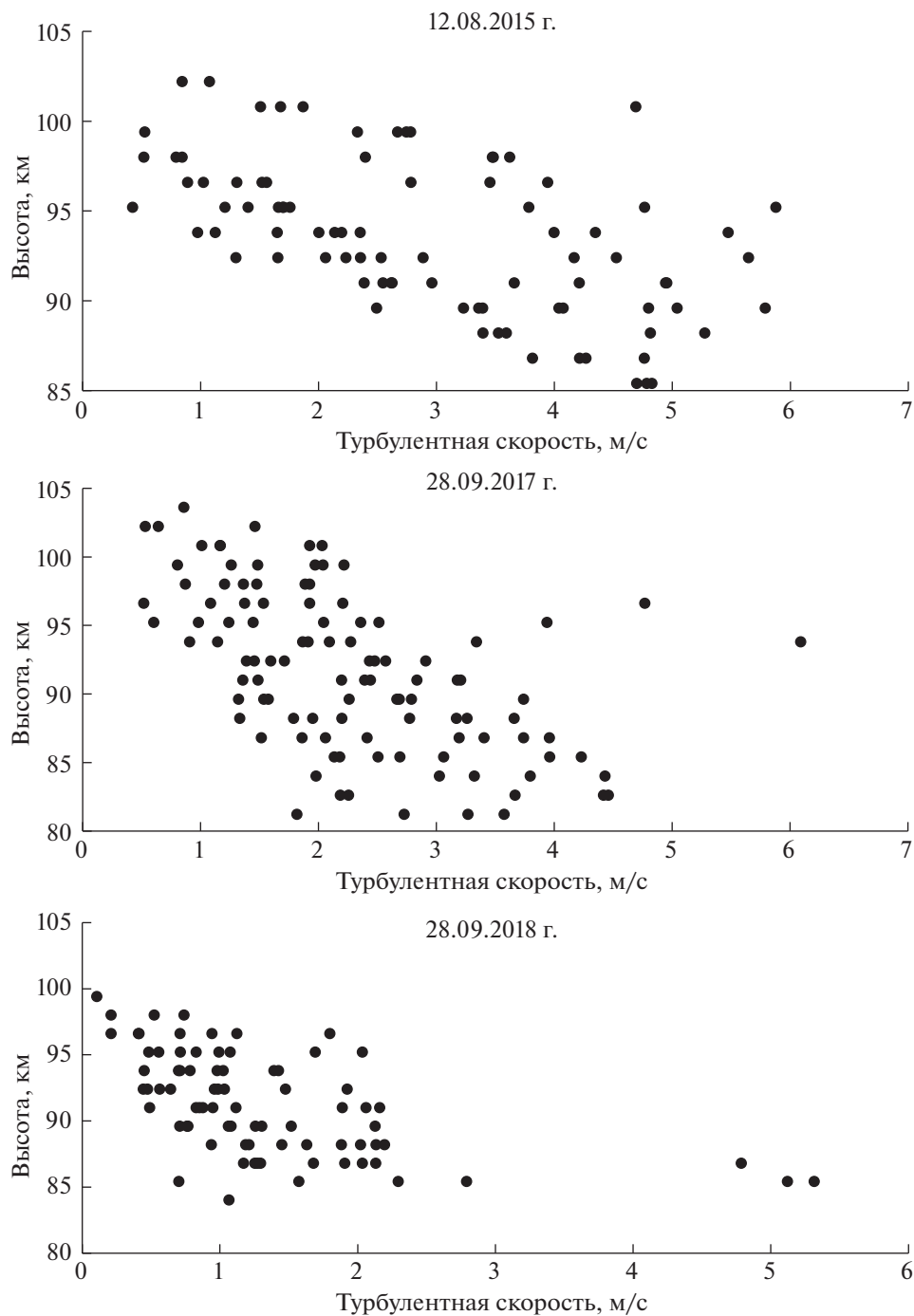
**Рис. 5.** Типичные высотные профили турбулентной скорости, полученные по усредненным за 2 мин значениям времени релаксации за отдельные сеансы наблюдений. Приведены как относительно гладкие зависимости  $V_t(h)$  с плавным ростом скорости с отдалением по высоте от уровня турбопаузы, так и профили с нерегулярным изменением  $V_t(h)$ .

В работе [Hall et al., 2016] по наблюдениям с помощью метеорологического радара на широте  $52^\circ$  N приведены данные о высоте турбопаузы, которая в течение года изменялась от 95 до 107 км с ростом отдельных значений до 110 км.

Общим в изменении уровня турбопаузы в эти и другие дни является ее изменчивость с течением времени и волнообразный характер вариаций. Пунктирной линией на рис. 7 показан полиноми-

альный тренд 6 порядка (аппроксимация временной зависимости полиномом 6 степени, наиболее подходящим в данных условиях). Наряду со сравнительно быстрыми вариациями с периодом 5–15 мин отмечаются и более длительные — от 30 мин до нескольких часов. Отметим, однако, что в условиях, сходных по геомагнитной и солнечной активности, в дни, близкие к осеннему равноденствию, характер изменения уровня турбопаузы во

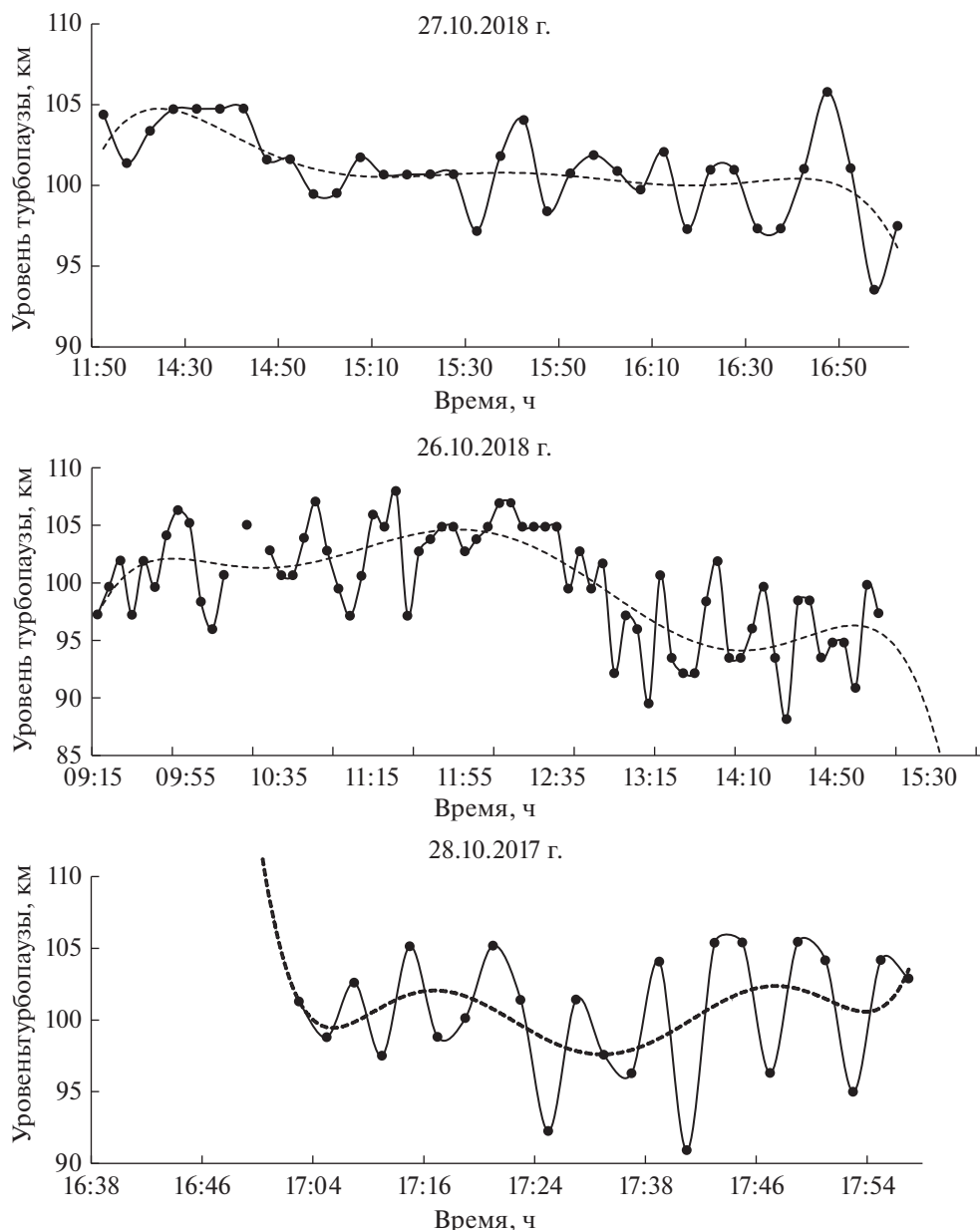




**Рис. 6.** Зависимости турбулентных скоростей от высоты (“облака точек”), построенные для трех дней наблюдений 12.08.2015, 28.09.2017 и 28.09.2018 гг. на высотах ниже уровня турбопаузы.

времени различен. Особенно интересен в этой связи пример за 28.10.2017 г., на котором видно, что уровень турбопаузы испытывает нарастающие по амплитуде колебания с преимущественным периодом 25–30 мин. Эти колебания наложены на более быстрые вариации  $h_r$ . Подобные колебания уровня турбопаузы наблюдались и 27.10.2017 г. (см. рис. 11б в статье [Бахметьева

и др., 2020]). Настоящие результаты в совокупности с результатами [Tolmacheva et al., 2015] и [Бахметьева и др., 2020] позволяют заключить, что подобные волнообразные вариации уровня турбопаузы обусловлены распространением внутренних гравитационных волн (ВГВ) через область мезосферы и нижней термосферы. Кроме того, в работе [Толмачева и др., 2013] было проанализи-



**Рис. 7.** Вариации во времени уровня турбопаузы для трех дней наблюдений 27.10.2017, 28.10.2017 и 26.10.2018 гг. Каждая точка на графиках получена по усредненным по 5-минутным интервалам значений времени релаксации на каждой высоте. Пунктирной линией показан полиномиальный тренд 6 порядка (аппроксимация временной зависимости полиномом 6 степени, наиболее подходящим в данных условиях).

ровано влияние конвективной неустойчивости на вариации уровня турбопаузы и отмечалось, что увеличение  $h_i$  до высоты 110 км наблюдалось при значительном росте температуры нейтральной компоненты.

#### 4. ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ

Вертикальные движения в нижней ионосфере являются одной из составляющих атмосферной динамики. Измерение фазы сигнала, рассеянно-

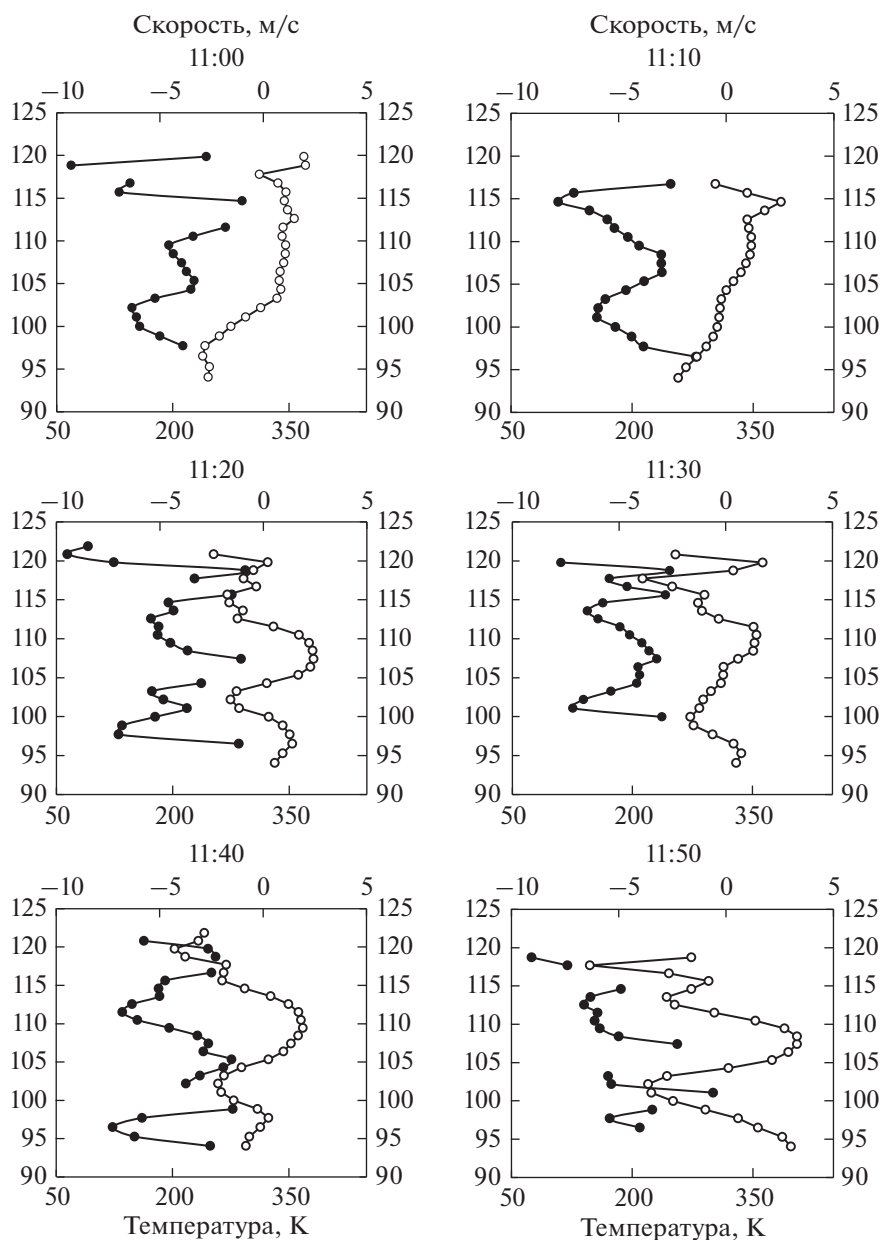
го неоднородностями, позволяет непосредственно измерить скорость вертикального переноса. Цифровая регистрация квадратурных компонент рассеянного сигнала позволяет регистрировать быстрые флуктуации вертикальной скорости. Результаты измерений скорости вертикального переноса методом ИПН в разные годы, при разных ионосферных условиях и природных явлениях представлены в публикациях [Беликович и др., 1999; Belikovich et al., 2002; Бахметьева и др., 1996б, 2010а, 2016, 2017]. Среднемесячные значения скорости составили  $\sim 1$  м/с на высотах ниже 100 км,

увеличиваясь до 5 м/с при росте высоты. Отметим, что существующие модели циркуляции средней атмосферы дают на высотах 80–100 км средние значения скоростей вертикальных движений всего лишь до нескольких см/с [Измерения ..., 1978; Каримов, 1983]. Вертикальные движения в нижней ионосфере характеризуются быстрыми временными изменениями величины и направления скорости в течение 15 с, то есть за время одного измерения. Значения скорости в отдельные моменты времени могут достигать 10 м/с и более за время одного измерения, а усредненные за пятиминутный интервал времени значения скорости, как правило, изменяются от  $-5$  до  $+5$  м/с. В результате многолетних исследований авторы настоящей работы пришли к выводу, что сравнительно большие значения вертикальной скорости обусловлены волновыми движениями в атмосфере. Как показано в работе [Беликович и др., 1999], внутренние гравитационные волны могут вносить вклад в вариации величины вертикальной скорости до 10–12 м/с. Во временной зависимости вертикальной скорости найдены волновые движения с периодом от 5–10 мин до 4–5 ч. Период (масштаб) волн по высоте составил 5–25 км [Бахметьева и др., 1996б, 2010а, 2016, 2017; Беликович и др., 1999; Belikovitch et al., 2002; Bakhmet'eva et al., 2018]. Периоды волн, вносящих вклад в вариации скорости, соответствуют периодам ВГВ [Хайнс, 1975; Каримов, 1983; Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Григорьев, 1999; Fritts and Alexander, 2003; Сомсиков, 2011; Карпов и др., 2016; Борчевкина и Карпов, 2018].

Для исследования вопроса о взаимосвязи между вариациями температуры нейтральной компоненты  $T$  и скоростью регулярного вертикального движения среды  $V$  на высотах 85–120 км определялись одновременно оба параметра по результатам измерения амплитуды и фазы сигнала, рассеянного неоднородностями. Отметим, что эта проблема рассматривалась, в частности, в работе [Толмачева и др., 2013] на основе измерений температуры и скорости в экспериментах в сентябре 2010 г. и сентябре–октябре 2014 г. В результате при сопоставлении высотных профилей температуры  $T$  и скорости  $V$  были выделены следующие основные особенности: а) – локальный максимум температуры наблюдался на той же высоте, что и максимум модуля скорости, или, напротив, на высоте локального максимума температуры отмечался минимум модуля скорости; б) – при наличии сверхадиабатического градиента температуры наблюдалась конвективная неустойчивость выше уровня турбопаузы; в) – практически всегда имели место волнообразные изменения высотных профилей  $T$  и  $V$ .

Результаты определения температуры нейтральной компоненты в разных ионосферных условиях приведены в работах [Беликович и др.,

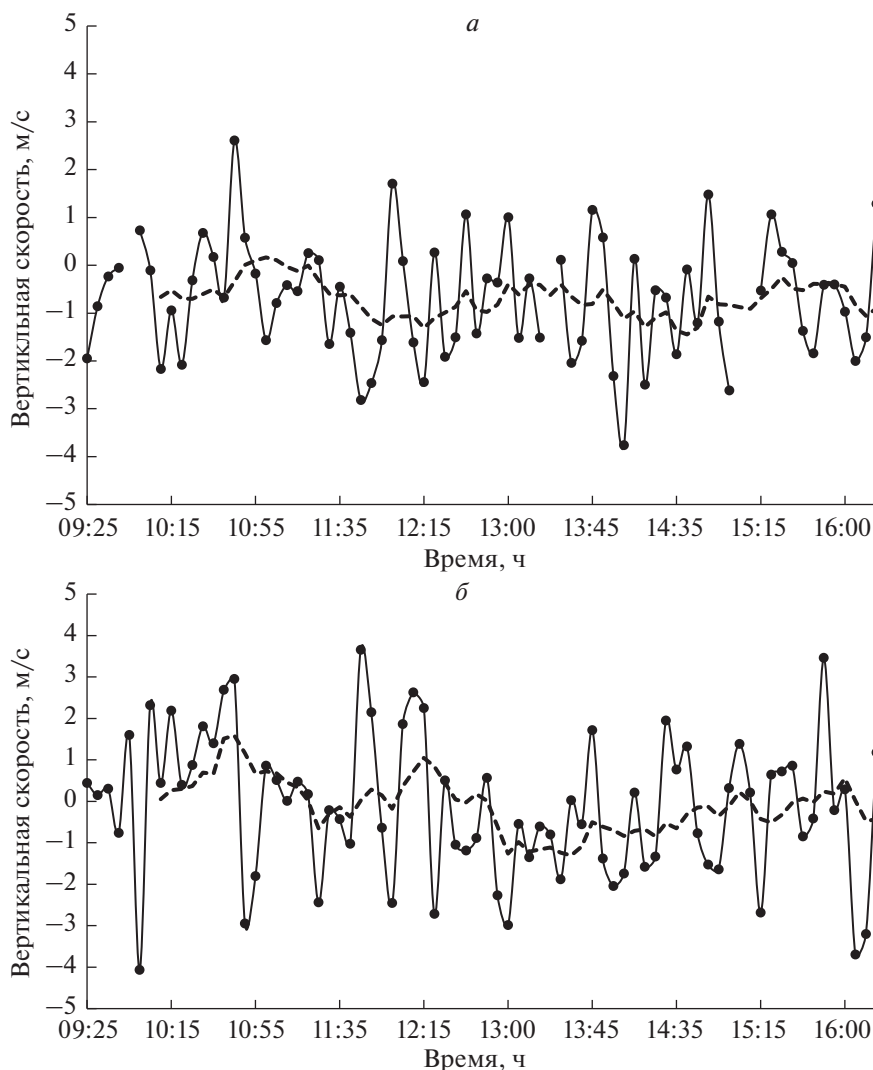
1999; Бахметьева и др., 2010б, 2020; Толмачева и др., 2013; Bakhmet'eva et al., 2013, 2019; Tolmacheva et al., 2013, 2015]. В данной работе мы дополняем эти результаты новыми сведениями. На рисунке 8 показаны высотные профили температуры нейтральной компоненты и скорости вертикального движения среды для шести последовательных сеансов с 11:00 до 12:00 в наблюдениях 25.10.2018 г. Каждый график получен усреднением величин температуры и скорости за 10-минутный интервал с шагом по высоте 1.4 км. За небольшим исключением в интервале высот 90–120 км температура изменялась от 100 до 250 К. Иногда она понижалась до 50 К, что не подтверждается результатами измерений другими методами и пока не нашло объяснения. На рисунке 8 видны нерегулярные высотные вариации температуры и волнообразные вариации вертикальной скорости. Напомним, что положительные значения скорости означают движение вниз. Преимущественный масштаб (период) по высоте составил 5–15 км. Почти на всех панелях рис. 8 на высоте  $\sim 105$  км скорость с высотой меняет знак, то есть направление, переходя от движения среды вверх к движению вниз. Отметим два существенных момента. Во-первых, в тех случаях, когда скорость при переходе через нулевое значение меняет знак таким образом, что с ростом высоты восходящие движения сменяются нисходящими (практически на каждой панели приведенного рисунка это имеет место на высоте 102–105 км), создаются условия для перераспределения положительных металлических ионов и, соответственно, электронов в неоднородном поле скоростей и образования спорадического слоя  $E$  ( $E_s$ ). По результатам наблюдений эта высота (переход скорости через нулевое значение) соответствует, как правило, высоте максимума спорадического слоя  $E$ , что означает образование слоя  $E_s$  непосредственно над пунктом наблюдения в результате перераспределения заряженных частиц в магнитном поле Земли согласно теории ветрового сдвига [Axford and Cunnold, 1996; Гершман, 1974; Гершман и др., 1976; Whitehead, 1961; Mathews, 1998]. Существование спорадического слоя  $E$  подтверждается данными ионозонда CADI, расположенного в пункте наблюдения вблизи стенда СУРА, а также хорошо видно на регистрациях амплитуды рассеянного сигнала, подобных приведенной на рис. 1. Слой  $E_s$  вызывает появление локальных максимумов на высотных профилях амплитуды вследствие роста в нем электронной концентрации и времени релаксации из-за пропорциональности последнего массе ионов, которые в спорадическом слое  $E$  представлены положительными ионами, часто тяжелыми ионами железа и кальция [Бахметьева и др., 2015, 2010а]. Во-вторых, сложным для интерпретации оказался вопрос о вероятной корреляции температуры и



**Рис. 8.** Высотные профили температуры нейтральной компоненты (точки, нижняя шкала) и скорости вертикального движения (кружки, верхняя шкала) для шести последовательных сеансов с 11:00 до 12:00 в наблюдениях 25.10.2018 г. Каждый график получен усреднением данных за 10-минутный интервал.

вертикальной скорости на одной высоте, который частично рассматривался в работе [Толмачева и др., 2013]. Например, на рис. 8 в интервале высот 100–120 км видно, что в сеансах с началом в 11:20 и частично в 11:30 температура и скорость изменяются “в фазе”, то есть максимум температуры достигается на той же высоте, что и максимум модуля скорости, а во всех остальных случаях — в “противофазе”. При этом вертикальная скорость, как правило, постоянно меняет свое направление. В диапазоне высот 90–100 км картина складывается несколько иная. Там изменения темпе-

ратуры и скорости находятся в “противофазе” за исключением сеанса 11:30. Нет сомнения в том, что подобные изменения в высотных профилях  $T$  и  $V$ , выходящие за пределы погрешностей измерений, являются объективным отражением процессов, происходящих на высотах мезосферы и нижней термосферы. Однако, пока неясно, какие именно атмосферные процессы вызывают такие особенности высотных профилей температуры и скорости: атмосферные волны, перенос тепла термодиффузией и нагрев за счет диссипации турбулентности? По нашему мнению, может быть

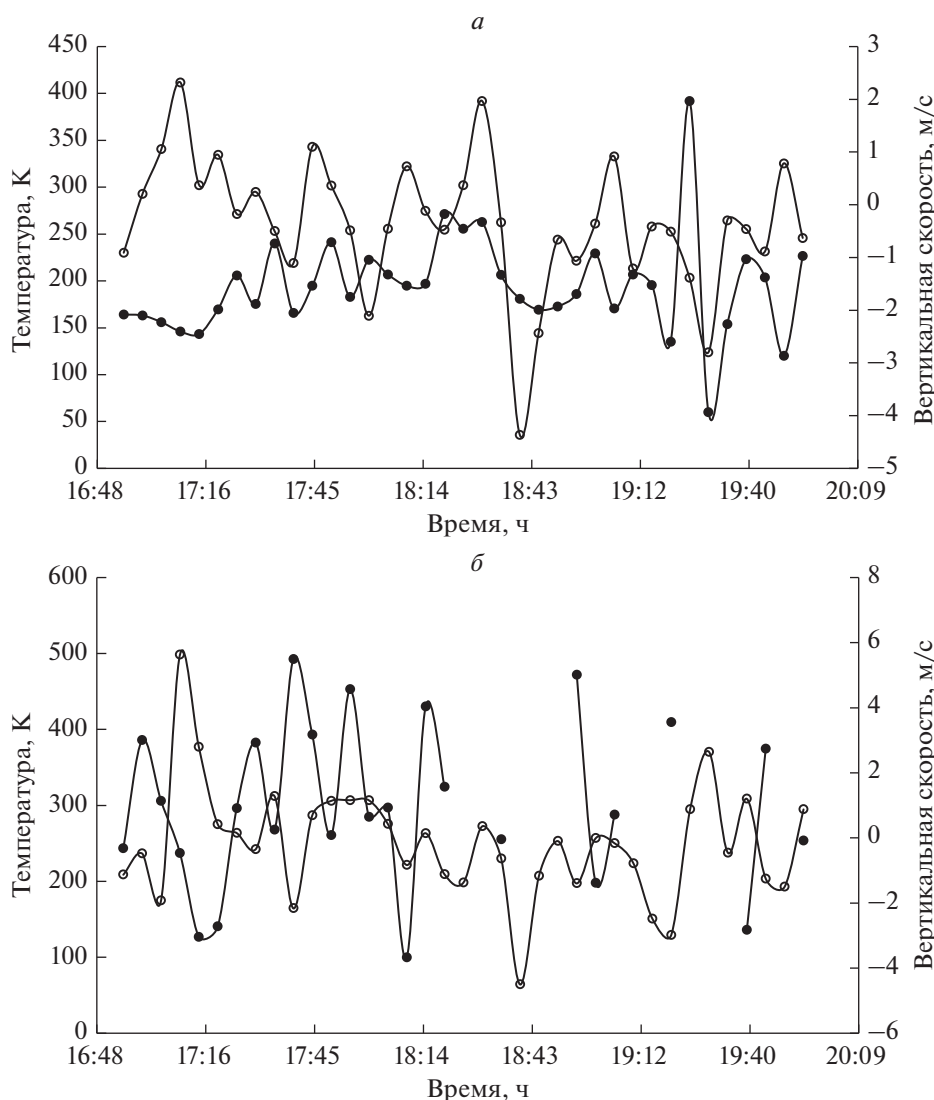


**Рис. 9.** Зависимость от времени скорости вертикального движения на высоте 100 км — (а) и 105 км — (б) для наблюдений 25.10.2018 г. Каждая точка на графиках получена усреднением значений скорости за 5 мин. Пунктирная кривая получена методом скользящего среднего по интервалу 40 мин (8 точек) для того, чтобы сгладить колебания меньших периодов.

важен учет быстрой турбулентности нейтральной компоненты. Еще в первых экспериментах по исследованию ионосферы методом ИПН с цифровой регистрацией амплитуды и фазы рассеянного сигнала с временным разрешением 15 с отмечались их быстрые вариации, естественным образом проявляющиеся в характеристиках ионосферы и нейтральной атмосферы, определяемых на основе этих регистраций. В работах [Беликович и др., 1999; Бахметьева и др., 2020] приведены примеры зависимости турбулентной скорости от времени, измеренной с временным разрешением 15 с и усредненной за каждую минуту, на которых хорошо видны быстрые 15-секундные и минутные вариации. На наш взгляд, причиной быстрой турбулентности является рассеяние пробных радиоволн естественными неоднородностями  $D$ -об-

ласти (называемыми частичными отражениями), занимающими, как правило, диапазон высот 60–90 км. Они же вносят вклад в величину турбулентной скорости  $V_t$ .

Подобные профили температуры и скорости обсуждались в работах [Бахметьева и др., 2010б; 2017; Толмачева и др., 2013; Tolmacheva et al., 2013]. В работах [Толмачева и др., 2013; Bakhmetieva et al., 2017b; Tolmacheva et al., 2019] приведены высотные профили температуры  $T(h)$  с отрицательным высотным градиентом и с последующим развитием возмущений температуры и плотности нейтральной компоненты. Как показано в работе [Толмачева и др., 2013], важную роль в вариациях температуры играет неустойчивость среды. В приближении линейной высотной зависимости температуры достаточным условием развития не-



**Рис. 10.** Зависимость от времени температуры (точки) и скорости вертикального движения среды (кружки) для высоты 105 км – (а) и 112 км – (б) по наблюдениям 09.08.2017 г.

устойчивости является выполнение условия  $dT/dh < - (10-12 \text{ К/км})$ . Возбуждение ВГВ различных периодов и связанные с ними неустойчивости должны приводить к турбулизации среды, что проявляется в параметрах сигнала, рассеянного неоднородностями. Аргументом в пользу роста уровня турбулизации среды являются приведенные выше сравнительно большие до 5–10 м/с значения турбулентной скорости. В работе [Толмачева и др., 2013] на основе анализа большого объема высотно-временных зависимостей температуры и скорости сделан вывод о том, что при распространении ВГВ выше 100 км могут наблюдаться конвективные неустойчивости, что обеспечивает перенос энергии из турбулентной области в нижнюю термосферу.

На рисунке 9 приведена зависимость от времени скорости вертикального движения на высоте 100 км – а) и 105 км – б) для наблюдений 25.10.2018 г. Остальные высоты не приведены, чтобы не загромождать рисунок. Каждая точка на графике получена усреднением значений скорости за 5 мин. Пунктирная кривая получена методом скользящего среднего по интервалу 40 мин (8 точек) для того, чтобы сгладить колебания меньших периодов. Отмечается нерегулярное изменение направления скорости во времени с квазипериодическими вариациями. В отдельные моменты времени имеет место разброс значений скорости в соседних 5-минутных измерениях, достигающий 5–7 м/с, при этом усреднением нивелируется более значительный разброс мгновенных (в одном измерении) значений. Период волнообразных ва-

риаций нарастает с высотой, что характерно для ВГВ [Госсард и Хук, 1978; Fritts and Alexander, 2003].

На рисунке 10 приведена зависимость от времени температуры (точки) и скорости вертикального движения среды (кружки) для высоты 105 км – рис. 1а и 112 км – рис. 1б по наблюдениям 09.08.2017 г. Так же, как и для высотных профилей, здесь имеет место как корреляция, так и антикорреляция временных изменений этих величин как на той, так и на другой высоте. На высоте 112 км получено ограниченное число значений температуры, что обусловлено нарушением диффузионной аппроксимации высотной зависимости времени релаксации. Для этой высоты получены также аномально большие на наш взгляд значения  $T$ . Не вызывает сомнения факт влияния распространения атмосферных волн на температуру и скорость среды распространения. Периоды волн и вклад их в изменения температуры и вертикальной скорости, а также проявление их в вариациях скоростей турбулентных движений и вариациях уровня турбопаузы соответствуют параметрам внутренних гравитационных волн [Хайнс, 1975; Каримов, 1983; Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Григорьев, 1999; Fritts and Alexander, 2003; Сомсиков, 2011; Карпов и др., 2016; Борчевкина и Карпов, 2018].

## 7. ВЫВОДЫ

В работе приведены новые результаты исследования атмосферной динамики, которые дополняют полученные ранее сведения о турбулентности и динамике нижней ионосферы. Скорость вертикального регулярного движения плазмы, уровень турбопаузы и скорость турбулентных движений, температура нейтральной компоненты определены по измерениям амплитуды и фазы сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями на основе анализа их высотно-временных зависимостей. Высокое временное разрешение используемого метода позволило исследовать быстрые временные вариации параметров. Из приведенных в работе результатов следует, что скорости турбулентных движений, составляющие несколько м/с, сопоставимы по величине со скоростью вертикального регулярного движения плазмы и нейтральной компоненты. Уровень турбопаузы в интервале высот 88–110 км подвержен как быстрым, так и медленным изменениям. Отмечается волновой характер уровня турбопаузы. Этот результат является важным для динамики нижней ионосферы с точки зрения изучения волновых атмосферных процессов. Отметим, что турбулентные и регулярные движения легко различаются по измеренной фазе рассеянного сигнала, которая в случае турбулентности имеет “хаотичный” характер изменения.

Высотно-временные вариации параметров нейтральной компоненты убедительно продемонстрировали существенное влияние на них волновых процессов. Изменения параметров во времени происходят с периодичностью, характерной для ВГВ.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда по проекту № 20-17-00050 (анализ турбулентных явлений и определение параметров турбулентности по результатам экспериментов 2015–2019 гг.) и в рамках базовой части Государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 0729-2020-0057 (создание базы данных измерений методом ИПН на стенде СУРА).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева Л.А., Клюев О.Ф., Портнягин Ю.И., Ханьян А.А. Исследование процессов в верхней атмосфере методом искусственных облаков. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 174 с.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Коротина Г.С. Определение скоростей турбулентных движений в нижней ионосфере с помощью искусственных периодических неоднородностей // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 36. № 5. С. 180–183. 1996а.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. Влияние акустико-гравитационных волн на вариации параметров нижней ионосферы по наблюдениям с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 45. № 3. С. 233–242. 2002.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Гончаров Н.П., Игнатьев Ю.А. Сезонно-суточные вариации скорости вертикальных движений на высотах мезосферы и нижней термосферы вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 36. № 5. С. 120–129. 1996б.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А. Заходно-восходные характеристики спорадических слоев ионизации в нижней ионосфере, наблюдаемые методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 48. № 1. С. 16–32. 2005.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П., Толмачева А.В. Результаты определения электронной концентрации в Е-области ионосферы по временам релаксации искусственных периодических неоднородностей с разными масштабами // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 51. № 6. С. 477–485. 2008.
- Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Егерев М.Н., Толмачева А.В. Искусственные периодические неоднородности, волновые явления в нижней ионосфере и спорадический слой Е // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 53. № 2. С. 77–90. 2010а.
- Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. Искусственные периодические неоднородности, гидро-

- динамические неустойчивости и динамические процессы в мезосфере–нижней термосфере // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 53. № 11. С. 695–711. 2010б.
- Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. Реакция нижней ионосферы на частные солнечные затмения 1 августа 2008 г. и 20 марта 2015 г. по наблюдениям рассеяния радиоволн неоднородностями ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 59. № 10. С. 1–14. 2016.
- Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. Нижняя ионосфера Земли во время частных солнечных затмений по наблюдениям вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 1. С. 64–78. 2017.
- Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Григорьев Г.И., Егоров М.Н., Калинина Е.Е., Толмачева А.В., Жемаков И.Н., Виноградов Г.Р., Юсупов К.М. Динамика мезосферы и нижней термосферы по результатам наблюдений на стенде СУРА // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 60. № 1. С. 99–115. 2020.
- Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. Влияние атмосферной турбулентности на релаксацию сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 35. № 2. С. 99–99. 1995.
- 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, 155 с. 1999.
- Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Калинина Е.Е., Толмачева А.В. Новый способ определения электронной концентрации в E-области ионосферы по временам релаксации искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 49. № 9. С. 744–750. 2006.
- Борчевкина О.П., Карпов И.В. Наблюдения вариаций полного электронного содержания в области солнечного терминатора в ионосфере // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 15. № 1. С. 299–305. 2018.
- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 528 с. 1988.
- Галедин И.Ф., Неелов И.О., Пахомов С.В. Оценки коэффициента турбулентной диффузии в мезосфере радиолокационным методом // Тр. центральной астрофизической обсерватории. Вып. 144. С. 22–27. 1981.
- Гершман Б. Н. Динамика ионосферной плазмы. М.: Наука, 256 с. 1974.
- Гершман Б.Н., Игнатьев Ю.А., Каменецкая Г.Х. Механизмы образования спорадического слоя E<sub>s</sub> на разных широтах. М.: Наука, 108 с. 1976.
- Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир. 532 с. 1978.
- Григорьев Г. И. Акустико-гравитационные волны в атмосфере Земли (обзор) // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 42. № 1. С. 3–25. 1999.
- Измерение ветра на высотах 90–100 км наземными методами. Ред. Ю.И. Портнягин, К. Шпренгер. Л.: Гидрометеиздат, 343 с. 1978.
- Калгин Ю.А., Данилов А.Д. Определение параметров вихревой диффузии в мезосфере и нижней термосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 33. № 6. С. 119–125. 1993.
- Каримов К.А. Внутренние гравитационные волны в верхней атмосфере. Фрунзе: Илим, 80 с. 1983.
- Карпов И.В., Кшевцевский С.П. Механизм формирования крупномасштабных возмущений в верхней атмосфере от источников АГВ на поверхности Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 54. № 4. С. 1–10. 2014.
- Карпов И.В., Кшевцевский С.П., Борчевкина О.П., Радицкий А.В., Карпов А.И. Возмущения верхней атмосферы и ионосферы, инициированные источниками акустико-гравитационных волн в нижней атмосфере // Хим. физика. Т. 35. № 1. С. 1–6. 2016.
- Кокин Г.А., Пахомов С.В. турбулентный режим области D зимой 1983–1984 гг. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 26. № 5. С. 714–717. 1986.
- Медведева И.В., Ратовский К.Г. Сравнительный анализ атмосферной и ионосферной изменчивости по измерениям температуры области мезопаузы и максимума электронной концентрации NmF2 // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 2. С. 236–248. 2017.
- Перминов В.И., Семенов А.И., Медведева И.В., Перцев Н.Н. Изменчивость температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения на средних широтах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 54. № 2. С. 246–256. 2014.
- Похунков А.А., Рыбин В.В., Тулинов Г.Ф. Тренд высоты турбопаузы в средних широтах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 43. № 5. С. 694–696. 2003.
- Сомских В.М. Солнечный терминатор и динамические явления в атмосфере (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 6. С. 723–735. 2011.
- Тептин Г.М., Стенин Ю.М. О спектре неоднородностей электронной концентрации в нижней ионосфере // Докл. АН СССР. Т. 233. № 1. С. 85–88. 1977.
- Толмачева А.В., Григорьев Г.И., Бахметьева Н.В. Вариации параметров верхней атмосферы, полученные методом искусственных периодических неоднородностей плазмы // Хим.-физика. Т. 32. № 9. С. 89–96. 2013.
- Хайнс К.О. Атмосферные гравитационные волны / Термосферная циркуляция. Ред. У. Уэбб. М.: Мир. С. 85–99. 1975.
- Хананьян А.А. Вертикальная структура ветра и турбулентности в нижней термосфере средних широт / Исследование динамических процессов в верхней атмосфере. Ред. И.А. Лысенко. М.: Гидрометеиздат. С. 59–63. 1985.
- Хананьян А.А. Об устойчивости атмосферы на высотах 80–130 км / Тр. Института экспериментальной метеорологии. Физика верхней атмосферы. Вып. 11(95). С. 75–77. 1982.
- Шерстюков О.Н., Стенин Ю.М. Влияние турбулентных неоднородностей на полупрозрачность слоя E<sub>s</sub> // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 1. С. 102–107. 2002.
- Axford W.I., Cunnold D.M. The wind shear theory of temperate zone sporadic E // Radio Sci. V. 1. № 2. P. 191–197. 1966.
- Bakhmetieva N.V., Bubukina V.N., Vyakhirev V.D., Grigoriev G.I., Kalinina E.A., Tolmacheva A.V. The Results of Comparison of Vertical Motion Velocity and Neutral Atmosphere Temperature at the Lower Thermosphere Heights //



- Proceedings of V International conference "Atmosphere, Ionosphere, Safety". Kaliningrad, 2016. P. 197–202. 2016a.
- *Bakhmetieva N.V., Grach S.M., Sergeev E.N., Shindin A.V., Milikh G.M., Siefring C.L., Bernhardt P.A., McCarrick M.* Artificial periodic irregularities in the high-latitude ionosphere excited by the HAARP facility // *Radio Sci.* V. 51. № 7. P. 999–1009. 2016b.
- *Bakhmetieva N.V., Vyakhirev V.D., Kalinina E.E., Komrakov G.P.* Earth's lower ionosphere during partial solar eclipses according to observations near Nizhny Novgorod // *Geomagn. Aeron.* V. 57. № 1. P. 58–71. 2017a.
- *Bakhmetieva N.V., Bubukina V.N., Vyakhirev V.D., Grigoriev G.I., Kalinina E.E., Tolmacheva A.V.* The results of comparison of vertical motion velocity and neutral atmosphere temperature at the lower thermosphere heights // *Russ. J. Phys. Chem. B.* V. 11. № 6. P. 1017–1023. 2017b.
- *Bakhmet'eva N.V., Grigoriev G.I., Tolmacheva A.V., Kalinina E.E.* Atmospheric Turbulence and Internal Gravity Waves Examined by the Method of Artificial Periodic Irregularities // *Russ. J. Phys. Chem. B.* V. 12. № 3. P. 510–521. 2018.
- *Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Tolmacheva A.V., Zhemyakov I.N.* Investigations of atmospheric waves in the Earth lower ionosphere by means of the method of the creation of the artificial periodic irregularities of the ionospheric plasma // *Atmosphere.* 10(8), 450. 2019. <https://doi.org/10.3390/atmos10080450>
- *Bakhmetieva N.V., Kulikov Yu. Yu., Zhemyakov I.N.* Mesosphere ozone and the lower ionosphere under plasma disturbance by powerful high-frequency radio emission // *Atmosphere.* 11. 1154. 2020. <https://doi.org/10.3390/atmos11111154>
- *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Tolmacheva A.V., Bakhmet'eva N.V.* Ionospheric research by means of artificial periodic irregularities. Katlenburg-Lindau, Germany: Copernicus GmbH, 160 p. 2002.
- *Danilov A.D., Kalgin U.A., Pokhunkov A.A.* Variation of the turbopause level in the Polar Regions // *Space Research.* XIX (83). P. 173–176. 1979.
- *Fritts D.C., Alexander M.J.* Gravity waves dynamics and effects in the middle atmosphere // *Rev. Geophys.* V. 41. № 1. 2003.
- *Hall C.M., Holmen S.E., Meek C.E., Manson A.H., Nozawa S.* Change in turbopause altitude at 52° and 79° N // *Atmos. Chem. Phys.* V. 16. № 4. P. 2299–2308. 2016.
- *Hocking W.K.* Dynamical coupling processes between the middle atmosphere and lower ionosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 58. № 6. P. 735–752. 1996.
- *Hocking W.K.* On the extraction of atmospheric turbulence parameters from radar backscatter Doppler spectra—I: theory // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 45. № 2/3. P. 89–102. 1983a.
- *Hocking W.K.* Mesospheric turbulence intensities measured with a HF radar at 35°S—II // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 45. № 2/3. P. 103–114. 1983b.
- *Hocking W.K., Roettger J.* The structure of turbulence in the middle and lower atmosphere seen by and deduced from MF, HF and VHF radar, with special emphasis on small-scale features and anisotropy // *Ann. Geophys.* V. 19. № 8. P. 933–944. 2001.
- *Holdsworth D.A., Vincent R.A., Reid I.M.* Mesospheric turbulent velocity estimation using the Buckland Park MF radar // *Ann. Geophys.* V. 19. № 8. P. 1007–1017. 2001.
- *Kagan L.M., Bakhmet'eva N.V., Belikovich V.V., Tolmacheva A.V., M. C. Kelley.* Structure and dynamics of sporadic layers of ionization in the ionospheric E region // *Radio Sci.* V. 37. № 6. P. 1106–1123. 2002.
- *Kirkwood S.* Seasonal and tidal variations of neutral temperatures and densities in the high latitude lower thermosphere measured by EISCAT // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 58. 6. P. 735–752.
- *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Kalinina E.E.* The main results of the long-term measurements of the neutral atmosphere parameters by the artificial periodic 63 irregularities techniques // *Adv. Space Res.* V. 56. № 6. P. 1185–1193. 2015.
- *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N. V., Grigoriev G.I., Egerev M.N.* Turbopause range measured by the method of the artificial periodic irregularities // *Adv. Space Res.* V. 64. № 10. P. 1968–1974. 2019. 1996.
- *Mathews J.D.* Sporadic E: current views and recent progress // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 60. № 4. P. 413–435. 1998.
- *Lehmacher G.A., Scott T.D., Larsen M. F., Bilén S.G., Croskey C.L., Mitchell J.D., Rapp M., Lübken F.-J., Collins R.L.* The Turbopause experiment: atmospheric stability and turbulent structure spanning the turbopause altitude // *Ann. Geophys.* V. 29. № 12. P. 2327–2339. 2011.
- *Offerman D., Jarisch M., Oberheide J., Gusev O., Wohltmann I., Russel III J.M., Mlynczak M.G.* Global wave activity from upper stratosphere to lower thermosphere: A new turbopause concept // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* V. 68. № 15. P. 1709–1729. 2006.
- *Schlegel K., Brekke A., Haug A.* Some characteristics of the quiet polar D-region and mesosphere obtained with the partial reflection method // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 40. № 2. P. 205–213. 1977.
- *Tolmacheva A.V., Grigoriev G.I., Bakhmetieva N.V.* The variations of the atmospheric parameters on measurements using the artificial periodic irregularities of plasma // *Russ. J. Phys. Chem. B.* V. 7. № 5. P. 663–669. 2013.
- *Vlasov M.N., Kelley M.C.* Specific features of eddy turbulence in the turbopause region // *Ann. Geophys.* V. 32. № 4. P. 431–442. 2014.
- *Vlasov M.N., Kelley M.C.* Eddy diffusion coefficients and their upper limits based on application of the similarity theory // *Ann. Geophys.* V. 33. № 7. P. 857–864. 2015.
- *Whitehead J.D.* Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 51. № 5. P. 401–424. 1989.