

УДК 535.325+535.321.9

Оценки показателя преломления и регулярной рефракции оптических волн в пограничном слое атмосферы. Часть 1. Показатель преломления

С.Л. Одинцов, В.А. Гладких, А.П. Камардин,
В.П. Мамышев, И.В. Невзорова*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 5.04.2017 г.

Рассмотрена возможность определения показателя преломления оптических волн в пограничном слое атмосферы на основе профилей температуры воздуха, измеренных метеорологическим температурным профиломером МТР-5. Проводится сопоставление профилей показателя преломления, полученных по результатам работы прибора МТР-5 и по аэрологическим измерениям. Приводятся примеры вычисленных значений показателя преломления и его производных в различные сезоны года.

Ключевые слова: оптическое излучение, пограничный слой атмосферы, показатель преломления, температура воздуха; optical radiation, atmospheric boundary layer, refractive index of air, air temperature.

Введение

Несмотря на многолетнюю историю изучения регулярной и случайной рефракции оптических волн в атмосфере Земли проблема ее контроля остается актуальной для ряда прикладных задач [1–6], в том числе из-за возможных существенных изменений профиля температуры воздуха в пограничном слое атмосферы (ПСА) на протяжении суточного цикла и, как следствие, изменений профиля показателя преломления оптических волн. Эти изменения — причина того, что применяемые модели профилей не всегда способны обеспечить адекватный прогноз положения лазерного луча в ПСА. Один из способов оперативного контроля рефракции состоит в измерении текущего профиля температуры воздуха с последующим его использованием для оценок профиля показателя преломления. Важность проблемы контроля рефракции сохраняется в настоящее время не только при решении задач оптики атмосферы, но и в смежных областях, например распространение радиоволн [7, 8].

В первой части работы излагается методика восстановления высотных профилей показателя преломления $n(z)$ оптических волн на основе измерений профилей температуры воздуха $T(z)$ в ПСА метеорологическим температурным профиломером МТР-5. Проводится сравнение этих профилей с профилями,

восстановленными из данных аэрологических измерений. Представляются результаты оценок $n(z)$ и ее производных за длительный период наблюдений (1 год).

Во второй части будут приведены расчеты возможных отклонений лазерных лучей от прямолинейного направления распространения под воздействием регулярной рефракции, определенной из экспериментальных данных о высотно-временных профилях показателя преломления n в ПСА. Оценки сделаны для лазерного излучения с различными длинами волн λ (в диапазоне от 0,1 до 10 мкм) и различными углами входа в атмосферу от наземного источника. Конкретные параметры излучения (форма лазерного пучка, мощность излучения и т.п.) не рассматриваются. Предполагается выполнение законов геометрической оптики.

Приборы и место проведения измерений

Прибор МТР-5 установлен на крыше лабораторного корпуса Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск, Академгородок), входит в состав приборов Центра коллективного пользования (ЦКП) ИОА СО РАН «Атмосфера» и работает в круглосуточном режиме. В анализ были включены результаты измерений с сентября 2015 по сентябрь 2016 г.; перерыв в измерениях в июле 2016 г. связан с ремонтом МТР-5. Контролировался диапазон высот от уровня размещения (17 м от подстилающей поверхности; далее мы полагаем, что этот уровень соответствует $z = 0$ м) до высоты $z = 1000$ м. Шаг

* Сергей Леонидович Одинцов (odintsov@iao.ru); Владимир Александрович Гладких (glvl@iao.ru); Андрей Павлович Камардин (кар136@iao.ru); Владимир Петрович Мамышев (mvp78@iao.ru); Ирина Витальевна Невзорова (nevzorova@iao.ru).

измерений по высоте составил 50 м, по времени – 5 мин. Прибор МТР-5 обеспечивал оценку среднего значения температуры воздуха на уровне размещения и в слоях 0–50, 50–100, 100–150 м и т.д. В дальнейшем используются обозначения параметров на разных уровнях в форме $\xi(z_i)$. Например, обозначение $T(300)$ соответствует «средней» температуре воздуха в слое 250–300 м.

По паспорту прибора МТР-5, точность измерения температурного профиля, близкого к сухоадиабатическому, составляет 0,3 °С в диапазоне высот от 0 до 500 м и 0,4 °С в диапазоне от 500 до 1000 м. В случаях «гладкой» температурной инверсии точность составляет 0,8 °С в интервале высот от 0 до 500 м и 1,2 °С – от 500 до 1000 м. Более подробно с физическими, методологическими и техническими аспектами работы прибора МТР-5 можно ознакомиться в [9].

Необходимые для анализа метеорологические параметры в пункте размещения МТР-5 и приземное атмосферное давление $p(z_1 = 0)$ измерялись ультразвуковой метеостанцией «Метео-2» [10], установленной в 10 м от МТР-5 (примерно на одном уровне).

Методика определения показателя преломления оптических волн в пограничном слое атмосферы на основе профилей температуры воздуха

Для определения показателя преломления оптических волн в пограничном слое атмосферы с использованием результатов измерения температуры воздуха прибором МТР-5 была использована методика, основанная на барометрической формуле [11]:

$$p(z_i) = p(z_{i-1}) \cdot \exp\left(-\frac{g(z_i - z_{i-1})}{R_c \cdot \bar{T}_{i,i-1}}\right), \quad (1)$$

на уравнении состояния [11]:

$$\rho(z_i) = 100 \frac{p(z_i)}{R_c \cdot T(z_i)}, \quad (2)$$

а также на формуле для показателя преломления оптических волн в воздухе [12] (влажность воздуха не учитывается):

$$n(z_i) = 1 + 2,22712(1 + 0,00752\lambda^{-2}) \cdot \rho(z_i) \cdot 10^{-4} = 1 + 77,6(1 + 0,00752\lambda^{-2}) \cdot \frac{p(z_i)}{T(z_i)} \cdot 10^{-6}. \quad (3)$$

В приведенных соотношениях (1)–(3) z_i – высота над уровнем подстилающей поверхности, м ($i = 1, 2, \dots, m$); p – атмосферное давление, гПа; ρ – плотность воздуха, кг/м³; T – температура воздуха, К; $g \approx 9,81$ м/с² – ускорение свободного падения; $R_c = 287$ м²/(с² · К) – удельная газовая постоянная сухого воздуха; $\bar{T}_{i,i-1} = 0,5[T(z_i) + T(z_{i-1})]$ – средняя температура воздуха в слое между уровнями z_i

и z_{i-1} ; n – безразмерный показатель преломления; λ – длина оптической волны, мкм. Коэффициенты перед круглыми скобками и перед множителем λ^{-2} в соотношении (3) являются размерными и обеспечивают безразмерность всего выражения в целом.

В итерационной процедуре определения профилей атмосферного давления по барометрической формуле (1) использовались значения атмосферного давления $p(z_1 = 0)$, полученные с помощью ультразвуковой метеостанции.

В дальнейшем будет употребляться термин «показатель преломления» для величины $N(z) = n(z) - 1$, которая характеризует величину отклонения «истинного» показателя преломления от 1 (индекс рефракции). Кроме того, будут рассматриваться первая производная

$$\frac{\partial N}{\partial z} = \frac{\partial n}{\partial z} = -\frac{N}{T} \left(0,0342 + \frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad (4)$$

которая следует из соотношения (3) и формулы [11]:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\frac{1}{T} \left(\frac{g}{R_c} + \frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad (5)$$

и вторая производная

$$\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 n}{\partial z^2} = -\left(0,0342 + \frac{\partial T}{\partial z}\right) \left(\frac{1}{T} \frac{\partial N}{\partial z} - \frac{N}{T^2} \frac{\partial T}{\partial z}\right) - \frac{N}{T} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (6)$$

Представленные ниже результаты получены для длины оптической волны $\lambda = 10$ мкм («средняя» часть инфракрасной области спектра). Отметим, что согласно формуле (3), в инфракрасной области показатель преломления практически не зависит от длины волны. В видимой области спектра эта зависимость также довольно слабая. И лишь в ультрафиолетовой области длина волны может заметно влиять на показатель преломления.

Сопоставление результатов измерений температуры воздуха с использованием МТР-5 и шаров-зондов

Для верификации высотно-временных профилей показателя преломления оптических волн $N(z)$, восстановленных из данных МТР-5, использовались результаты измерений метеорологических параметров с помощью шаров-зондов аэрологического комплекса Digi Cora-3 фирмы Vaisala, выполнявшихся в июне 2015 г. в рамках экспериментов [13, 14]. Комплекс Digi Cora-3 обеспечивал, в частности, высокоточное измерение профилей температуры воздуха и атмосферного давления с шагом по высоте примерно 10 м. Это позволило восстановить профили показателя преломления оптических волн по формуле (3) с высоким разрешением по высоте и использовать их для сравнения с результатами оценок $N(z)$ по данным

МТР-5. Всего было сделано 19 запусков шаров-зондов в различное время суток. Точка запуска шаров-зондов находилась примерно в 300 м от местоположения прибора МТР-5.

Рассмотрим результаты сравнения показателя преломления $N(z)$, определенного на основе измерений $T(z)$ с помощью МТР-5, с оценками $N(z)$ по измерениям $T(z)$ и $p(z)$ шарами-зондами. Поскольку основой для определения профилей $N(z)$ являются профили $T(z)$, то прежде всего сравним профили $T(z)$, полученные МТР-5 и Digi Cora-3 (рассматривается только диапазон высот до 1500 м; предельные высоты измерений шарами-зондами составляли порядка 25–27 км).

На рис. 1, *а* приведены примеры с непрерывным уменьшением температуры с высотой (условно назовем такие эпизоды «конвекцией»). Для одного профиля по Digi Cora-3 показано несколько профилей по МТР-5, полученных за период 5–10 мин до запуска шара-зонда – 5–10 мин после (подъем зонда до высоты 1000 м занимал 2–3 мин). Кривая «Зонд № 11» демонстрирует худшее согласие между температурными профилями по МТР-5 и по Digi Cora-3 из всех измерений при конвекции. Примеры на рис. 1, *б* характерны для инверсионного распределения температуры воздуха. Здесь кривая «Зонд № 4» показывает наихудшее соответствие профилей $T(z)$ из всех измерений.

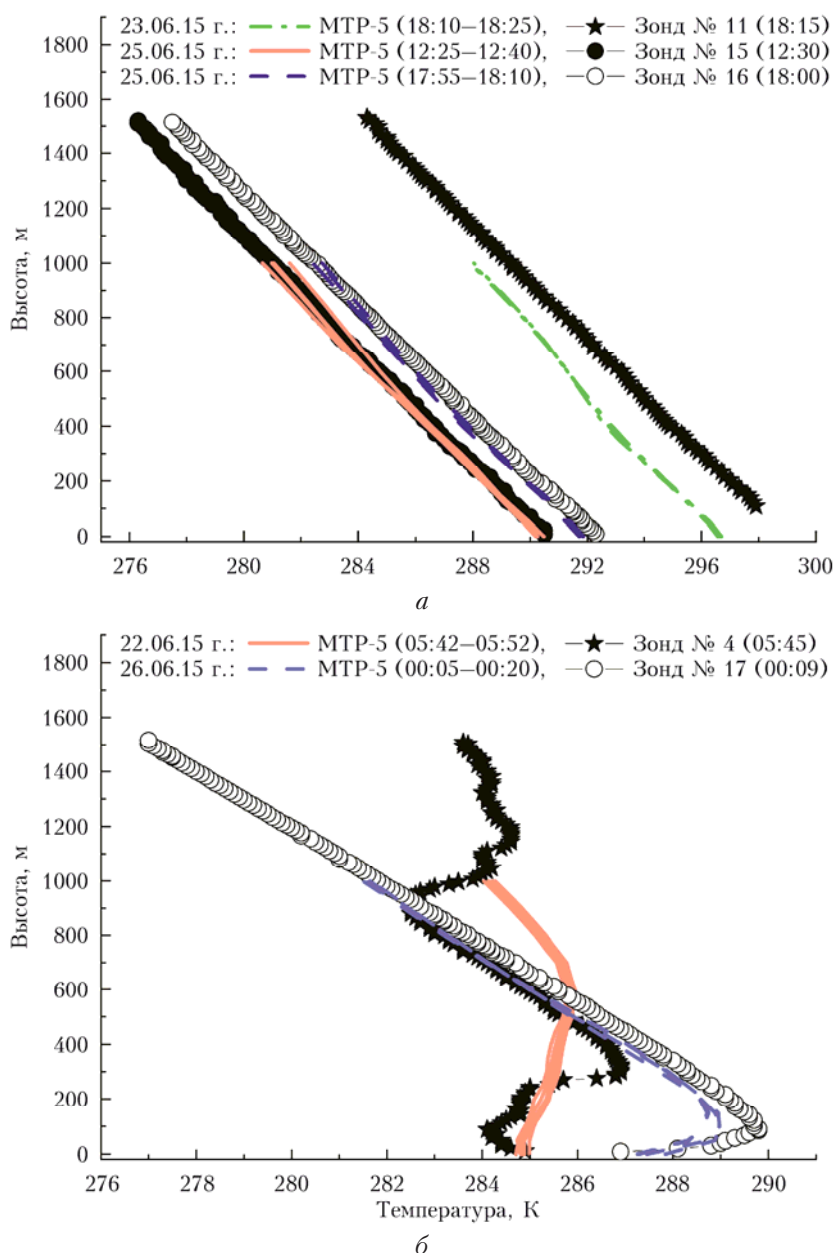


Рис. 1. Профили температуры воздуха в случаях конвекции (*а*) и инверсии температуры (*б*). Символы – измерения шарами-зондами, линии – измерения прибором МТР-5

Относительно приведенных в примерах расхождений в профилях $T(z)$ можно высказать следующие предположения. Во-первых, разрешающая способность прибора МТР-5 по высоте составляет 50 м и, по-видимому, его потенциальные возможности (технические и методологические) не обеспечивают корректный учет резких изменений температуры в пределах данного слоя (порядка 2 К между высотами 250 и 300 м в приведенном на рис. 1, б примере «Зонд № 4»). Во-вторых, температура воздуха измерялась прибором МТР-5 над неоднородной, с точки зрения топографии, поверхностью: линия визирования проходила над склоном широкой ложбины глубиной до 100 м от уровня размещения МТР-5. Запуски шаров-зондов производились над относительно ровной подстилающей поверхностью. В этой связи нельзя исключить вероятность того, что профили температуры воздуха в нижней части пограничного слоя атмосферы над разными типами поверхности в некоторые периоды времени могли заметно отличаться.

Отметим без графических иллюстраций, что профили атмосферного давления $p(z)$, определенные по формуле (1) с использованием профилей $T(z)$ по МТР-5, и приземного значения $p(z_1)$ демонстрируют хорошее согласие с профилями $p(z)$, полученными в процессе запуска шаров-зондов.

Обратимся теперь к результатам вычисления профилей $N(z)$. Наиболее важными с точки зрения оценок максимальных погрешностей определения $N(z)$ являются случаи существенных различий профилей $T(z)$ по МТР-5 и по Digi Coq-3, примеры которых приведены на рис. 1. На рис. 2, а показаны профили $N(z, \lambda = 10 \text{ мкм})$ для трех эпизодов (трех запусков шаров-зондов): с существенным рассогласованием профилей температуры («Зонд № 4» и «Зонд № 11») и с удовлетворительным согласованием в случае «гладкой» приземной инверсии температуры («Зонд № 17»). Крупными символами на рис. 2, а обозначены значения показателя преломления в приземном слое атмосферы, вычисленные по результатам измерений ультразвуковой метеостанцией «Метео-2».

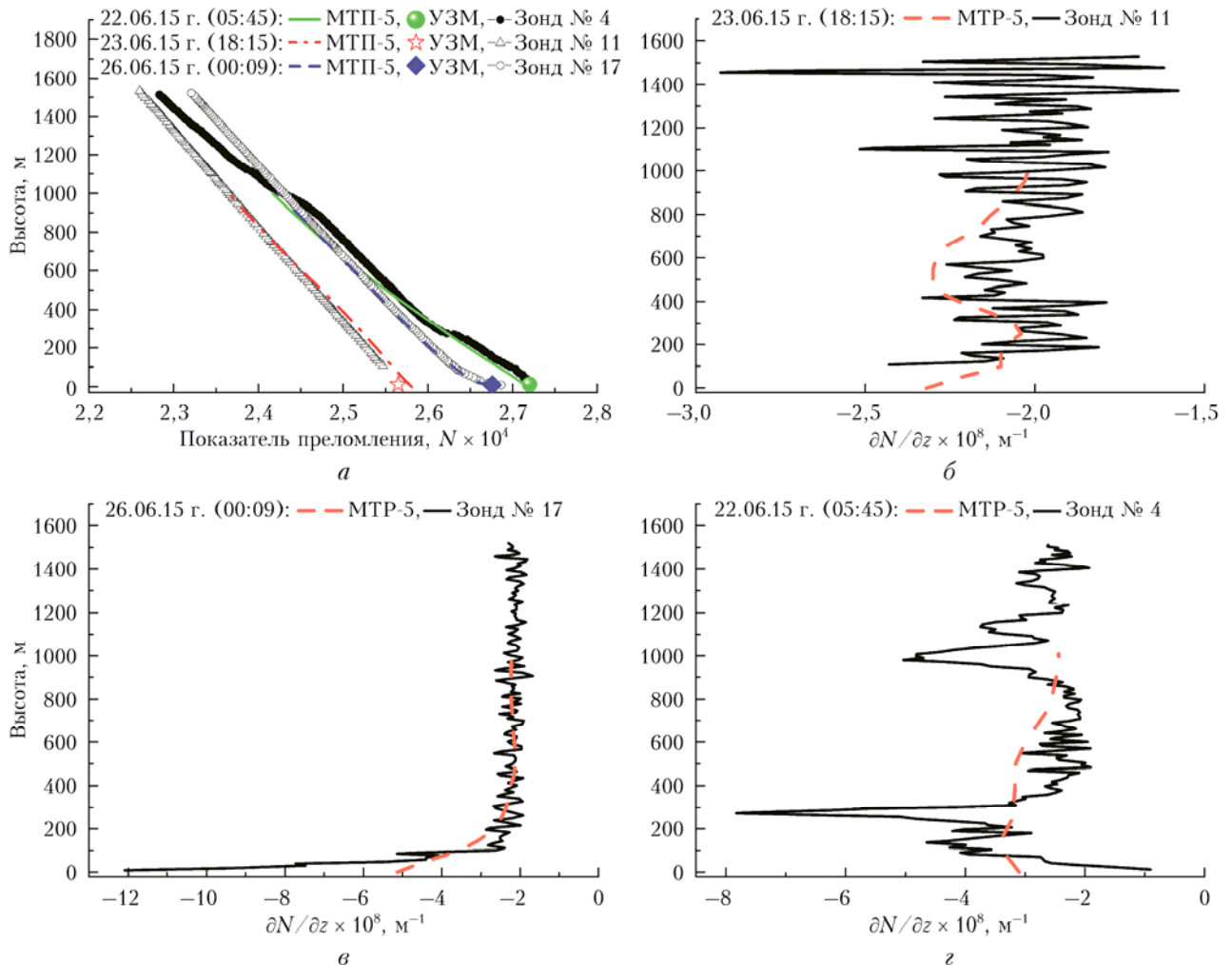


Рис. 2. Профили показателя преломления: мелкие символы — по измерениям с помощью шаров-зондов, линии — по измерениям МТР-5, крупные символы — измерения с помощью ультразвуковой метеостанции (а). Профили градиентов показателя преломления: сплошные линии — по измерениям с помощью шаров-зондов, штриховые линии — по измерениям МТР-5 (б–г)

В соответствии с приведенными примерами восстановленные на основе результатов МТР-5 профили $N(z)$, даже при плохом согласовании с «истинными» профилями температуры, дают адекватную оценку как самой величины, так и ее общего высотного хода.

Более заметны расхождения в оценках производных показателя преломления, полученных по формуле (4). Сразу же отметим, что производные определялись в дискретной форме как нормированные на высотный шаг измерений разности величин (температур, показателей преломления) между смежными уровнями. На рис. 2, б–г показаны производные $\partial N/\partial z$ функций $N(z)$, представленных на рис. 2, а. Очевидно, что производные, полученные по МТР-5 должны иметь более «гладкий» вид. Вместе с тем порядок величин и общий высотный ход производных, определенных из данных разных приборов, в целом совпадают. Однако МТР-5 не способен обеспечить идентификацию «мелкомасштабной» структуры высотного хода $\partial N/\partial z$, характерной для случаев резких изменений профиля температуры воздуха (см. рис. 2, з).

Выше основное внимание было уделено анализу эпизодов с наихудшим совпадением результатов измерений профилей температуры прибором МТР-5 и комплексом Digi Cora-3 («Зонд № 4» и «Зонд № 11»). При сопоставительном анализе N и $\partial N/\partial z$ по измерениям МТР-5 и Digi Cora-3 во время запуска остальных 17 шаров-зондов можно сделать вывод, что использование прибора МТР-5 обеспечивает адекватное представление об изменчивости этих величин в пограничном слое атмосферы.

Основываясь на этом выводе, рассмотрим результаты восстановления высотно-временных профилей N и $\partial N/\partial z$ в период с сентября 2015 по сентябрь 2016 г., помня, что может иметь место определенная недооценка (абсолютных) значений $\partial N/\partial z$ в условиях резких изменений температуры воздуха по высоте.

Результаты восстановления показателя преломления и его производных

Профили показателя преломления и его производных в пограничном слое атмосферы вычислялись с привлечением данных об атмосферном давлении в приземном слое. Из-за ограниченности возможного объема статьи рассмотрим лишь общую картину вариаций исследуемых параметров. Прежде всего, отметим существенное отличие изменений во времени $N(z)$ в разные сезоны. На рис. 3 приведены графики температуры воздуха (рис. 3, а, б), атмосферного давления (рис. 3, в, г) и показателя преломления (рис. 3, д, е) в январе и июне 2016 г.; представлены значения параметров на всех контролируемых высотах (без указания высот, к которым относятся графики). Поскольку имеет место повышенная изменчивость температуры в суточном ходе, то отмечены ее преимущественные значения на нижних и верхних

уровнях измерений. Это же относится и к показателю преломления.

Согласно рис. 3, в июне имеет место хорошо выраженный суточный ход $N(z)$, который ослабевает (но не исчезает совсем) с высотой. Зимой же суточный ход выражен плохо (однако некоторые его признаки имеются). При этом нам не удалось выявить случаи, когда бы градиент показателя преломления в каком-либо интервале высот возрастал. Хотя, согласно формуле (4), такая возможность имеется (при $\partial T/\partial z < -3,42$ К/100 м). Без графических иллюстраций отметим, что на нижних уровнях максимальные значения N в суточном ходе в июне 2016 г. наблюдались примерно с 05:00 до 06:00 местного времени, а минимальные – с 17:00 до 18:00 (но «вечерний» экстремум выражен не очень четко). С ростом высоты экстремальные значения N в суточном ходе запаздывают по отношению к приземным значениям. Например, для пары высот 50 и 500 м запаздывание «утреннего» максимума N составляет примерно 1 ч (оценка сделана по максимуму взаимной корреляционной функции показателя преломления на указанных высотах). Более подробно эти эффекты пока не исследовались.

Заметные различия значений показателя преломления летом и зимой хорошо иллюстрирует годовой ход $N(z)$ на рис. 4, а (цв. вкладка). Стоит подчеркнуть существенное увеличение диапазона значений N между нижними и верхними уровнями в зимнее время по сравнению с остальными сезонами года. Это сказывается и на производных $\partial N/\partial z$, $\partial^2 N/\partial z^2$, годовой ход которых на разных высотах показан на рис. 4, б, в. На рис. 4, в высоты, на которых проводилась оценка второй производной, не конкретизированы. Отметим, что наибольшие по абсолютному значению величины $\partial^2 N/\partial z^2$ относятся только к нижним уровням наблюдений (в основном до высот порядка 150–200 м). Напомним, что прибор МТР-5 обладает «сглаживающим эффектом», поэтому производные на рис. 4, б, в представляют собой «оценку снизу». Возможно, в каких-то случаях эти градиенты были существенно больше (по абсолютному значению). Обратим внимание на то, что минимальные значения $\partial N/\partial z$ имеют некоторый предел, который слабо меняется в течение года, но в целом находится в диапазоне $-(1,7 \div 2,8) \cdot 10^{-8}$ м⁻¹.

Большое разнообразие высотных профилей показателя преломления N и его производных не позволяет на данном этапе исследований предложить для них какую-либо обобщающую модель. Тем не менее, можно выделить три достаточно типичных случая, в которых исследуемые величины ведут себя характерным образом. На рис. 5, а приведены группы профилей $N(z)$, полученные в течение одних суток (по 288 профилей) в различные сезоны года. Измерения 22.06.2016 г. можно отнести к типичным летним ситуациям при антициклонах (первая группа). Для них характерен хорошо выраженный суточный ход как $N(z)$, так и $\partial N/\partial z$ в нижних слоях атмосферы. При этом профили $\partial N/\partial z$ имеют относительно

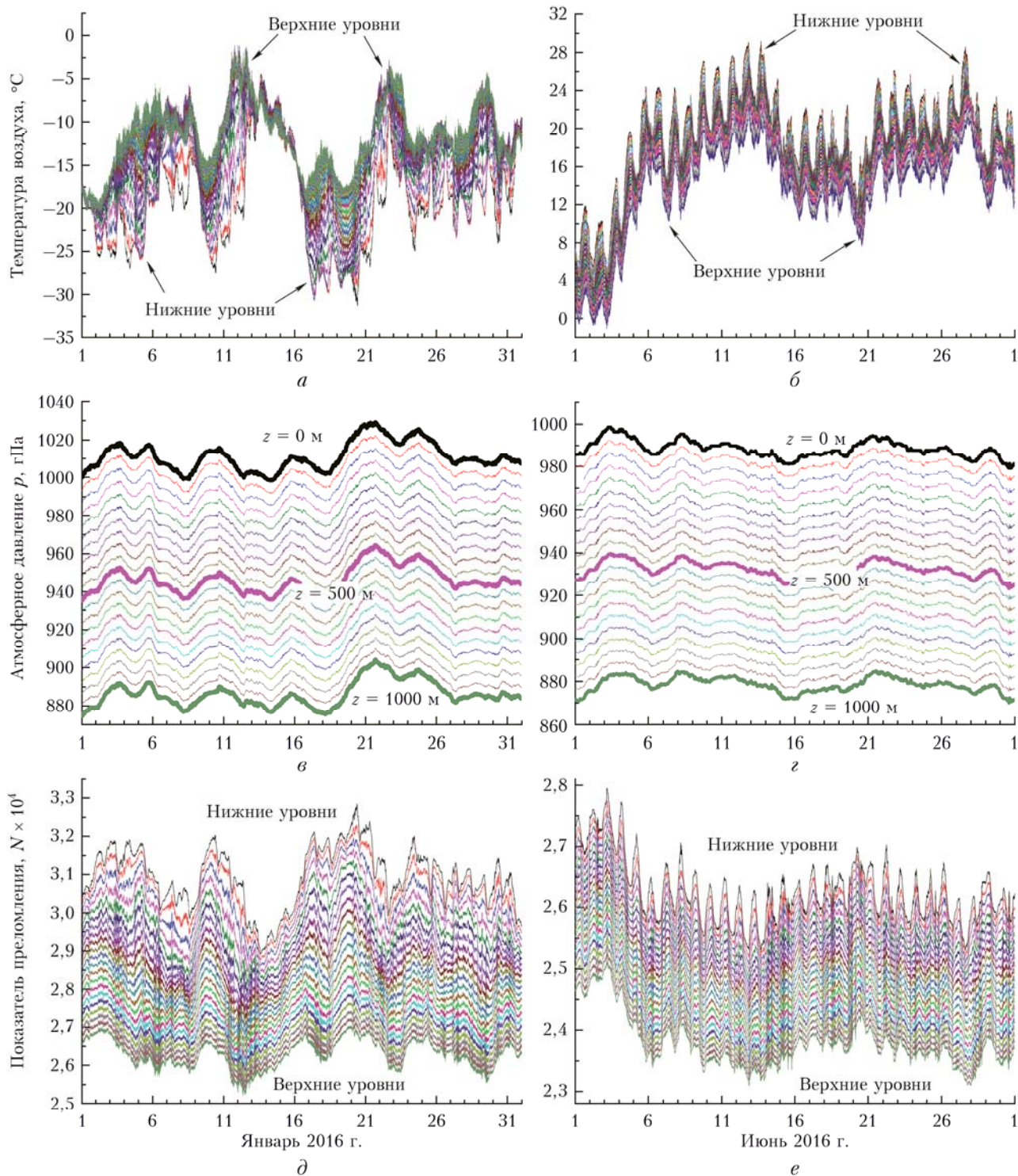


Рис. 3. Изменения температуры воздуха (а, б), атмосферного давления (в, г) и показателя преломления (д, е) в холодное и теплое времена года

«гладкую» форму и стремится с ростом высоты к указанному выше пределу.

Вторая группа профилей $N(z)$ представлена на рис. 5, а измерениями 20.10.2015 г. Особенностью этой группы является практически линейное убывание N с высотой на протяжении суток. Отметим, что величины градиентов $\partial N/\partial z$ в этой группе находятся,

как правило, вблизи указанного ранее «предельного» диапазона значений и слабо зависят от высоты.

Третья группа профилей $N(z)$, представленная на рис. 5, а измерениями 11.01.2016 г., характеризуется, прежде всего, хорошо выраженным «изломом» в профилях градиента показателя преломления $\partial N/\partial z$ на высотах 100–200 м, что демонстрируют

соответствующие графики на рис. 5, 6. Эта группа отвечает сильным инверсиям температуры воздуха в приземном слое атмосферы.

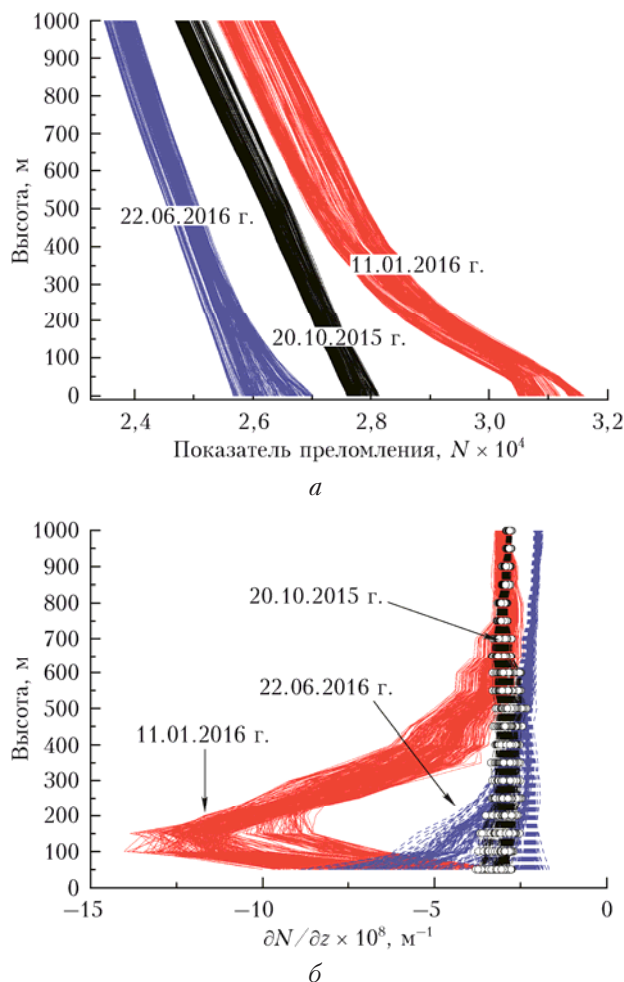


Рис. 5. Суточная динамика профилей показателя преломления (а) и его первой производной (б)

Суточный ход профиля $N(z)$ в летнее время, по которому выделена первая группа, может на каких-то интервалах времени сформировать и вторую группу профилей (с близким к линейному убыванием N с высотой). Это хорошо видно по изменчивости графиков на рис. 5 для измерений 22.06.2016 г.

Представленные результаты демонстрируют адекватные значения и физически обоснованные закономерности высотного, сезонного и суточного изменений показателя преломления оптических волн и его производных. Еще раз обратим внимание на то, что все оценки были получены для длины волны $\lambda = 10$ мкм («средняя» часть инфракрасной области спектра). Для видимой области спектра эти оценки сохраняются практически без изменений. Однако для ультрафиолетовой области показатель преломления может существенно увеличиться.

Заключение

Подводя итоги, можно сделать вывод, что методика восстановления показателя преломления оптических волн в пограничном слое атмосферы на основе профилей температуры воздуха, измеренных метеорологическим температурным профилимером МТР-5, обеспечивает результаты, удовлетворительно отражающие реальные закономерности изменения данной величины как по высоте, так и по времени. Проведенное сопоставление профилей показателя преломления, полученных с помощью МТР-5, с аэрологическими данными показывает, что в некоторых ситуациях может иметь место определенная «недооценка» изменчивости показателя преломления. Это связано с эффектом «сглаживания» профилей температуры воздуха при их измерении прибором МТР-5. Однако общее поведение показателя преломления и его абсолютные значения вполне адекватны. Обработка экспериментальных данных за длительный период времени (1 год) демонстрирует наличие как сезонного, так и суточного ходов величины показателя преломления и его производных в месте проводившихся наблюдений.

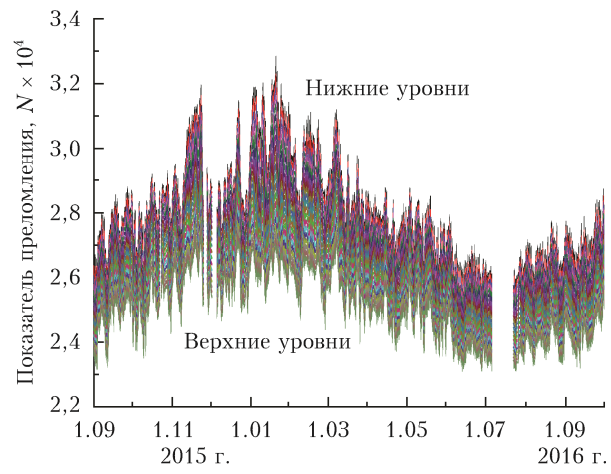
Авторы статьи благодарны руководству лаборатории климатологии атмосферного состава ИОА СО РАН за предоставленную возможность использовать в работе результаты аэрологического зондирования, а также д.ф.м.н. В.В. Колосову за полезные обсуждения. При проведении измерений использовалось оборудование ЦКП ИОА СО РАН «Атмосфера».

1. Колосов В.В., Дудоров В.В., Филимонов Г.А., Панина А.С., Воронцов М.А. Учет влияния крупномасштабных атмосферных неоднородностей в задаче распространения лазерного излучения на протяженных высотных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26, № 12. С. 1034–1040; Kolosov V.V., Dudorov V.V., Filimonov G.A., Panina A.S., Vorontsov M.A. Accounting for the effect of large-scale atmospheric inhomogeneities in problems of laser radiation propagation along long high-altitude paths // Atmos. Ocean. Opt. 2014. V. 27, N 2. P. 123–129.
2. Асанов С.В., Белов В.В., Булыгин А.Д., Гейнц Ю.Э., Дудоров В.В., Землянов А.А., Игнатьев А.Б., Канев Ф.Ю., Колосов В.В., Коняев П.А., Лукин В.П., Матвиенко Г.Г., Морозов В.В., Носов В.В., Пономарев Ю.Н., Пташник И.В., Тарасенков М.В. Оптическая модель земной атмосферы для интенсивного лазерного излучения ближнего и среднего ИК спектральных диапазонов // Оптика атмосф. и океана. 2015. Т. 28, № 4. С. 338–345.
3. Асанов С.В., Гейнц Ю.Э., Землянов А.А., Игнатьев А.Б., Матвиенко Г.Г., Морозов В.В., Тарасенкова А.В. Прогноз распространения интенсивного лазерного излучения ближнего и среднего ИК спектральных диапазонов при работе на наклонных высотных атмосферных трассах // Оптика атмосф. и океана. 2016. Т. 29, № 3. С. 167–176; Asanov S.V., Geyntz Yu.E., Zemlyanov A.A., Ignatyev A.B., Matvienko G.G., Morozov V.V., Tarasenkova A.V. Forecast of intense near- and mid-IR laser radiation propagation along slant atmospheric paths // Atmos. Ocean. Opt. 2016. V. 29, N 4. P. 315–323.

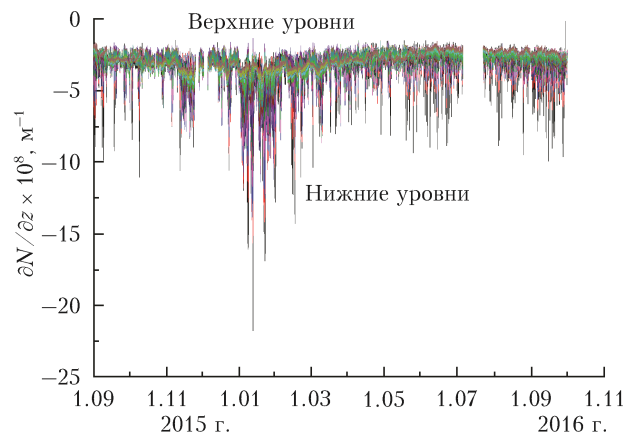
4. Лукин В.П., Ильясов С.П., Носов В.В., Одинцов С.Л., Тиллаев Ю.А. Изучение астроклимата региона юга Сибири и Средней Азии // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 10. С. 973–980.
5. Колесников Г.В. Учет рефракции в электронном нивелировании // Науч. вестн. Новосибирского гос. техн. ун-та. 2011. № 3. С. 186–191.
6. Нефедьева А.А., Нефедьев Ю.А., Вараксина Н.Ю., Демин С.А., Чуркин К.О., Андреев А.О. Метод определения параметров рефракции на основе анализа наклонов атмосферных слоев // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Физ.-матем. науки. 2014. Т. 156, № 2. С. 135–141.
7. Zeng Y., Blahak U., Neuper M., Jerger D. Radar beam tracing methods based on atmospheric refractive index // J. Atmos. Ocean. Technol. 2014. V. 31, N 12. P. 2650–2670.
8. Hallali R., Dalaudier F., Parent du Chatelet J. Comparison between radar and automatic weather station refractivity variability // Bound.-Lay. Meteorol. 2016. V. 160, iss. 2. P. 299–317.
9. Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н. Методические рекомендации по использованию данных дистанционных измерений профилей температуры в пограничном слое микроволновыми профиломерами: теория и практика. Долгопрудный: Физматкнига, 2015. 171 с.
10. Гладких В.А., Макиенко А.Э. Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7(109). С. 21–25.
11. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосфер. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
12. Распространение лазерного пучка в атмосфере / под ред. Д. Стробена. М.: Мир, 1981. 416 с.
13. Коханенко Г.П., Балин Ю.С., Насонов С.В., Пеннер И.Э., Самойлова С.В., Смалыхо И.Н., Фалиц А.В., Рассказчикова Т.М., Гладких В.А., Одинцов С.Л., Камардин А.П., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю. Комплексные наблюдения динамики атмосферного пограничного слоя методами дистанционного зондирования в Томске в июне 2015 г. // Сб. докл. XXII Междунар. симп. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. С. С304–С307.
14. Kokhanenko G.P., Balin Yu.S., Nasonov S.V., Penner I.E., Samoilova S.V., Smalikho I.N., Falits A.V., Rasskazchikova T.M., Gladkikh V.A., Odintsov S.L., Kamardin A.P., Antokhin P.N., Arshinov M.Yu. Integrated monitoring of the atmospheric boundary layer dynamics by remote sensing methods in June 2015 in Tomsk // Proc. SPIE. 2016. V. 10035–131115.

S.L. Odintsov, V.A. Gladkikh, A.P. Kamardin, V.P. Mamyshev, I.V. Nevzorova. **Estimates of the refractive index and regular refraction of optical waves in the atmospheric boundary layer. Part 1. Refractive index.**

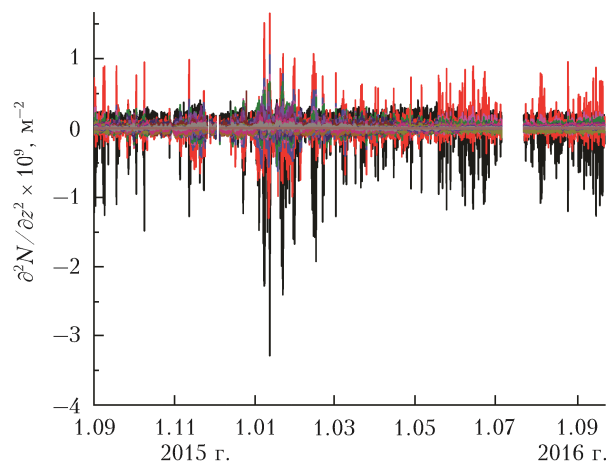
The possibility of determining the refractive index for optical waves in the atmospheric boundary layer from air temperature profiles measured by a MTP-5 meteorological temperature profilometer is studied. Profiles of the refractive index obtained from MTP-5 data and from aerological measurements are compared. Some calculated values of the refractive index and its derivatives for different seasons are presented.



a



б



в

Рис. 4. Годовой ход показателя преломления (*a*), его первой (*б*) и второй (*в*) производных на разных высотах