



УДК 551.551(470.53)
<https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.54.105>

Оценка высоты пограничного слоя атмосферы в Перми по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы

Е. Ю. Федурин, Н. А. Калинин*

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
г. Пермь, Россия*

Аннотация. Рассмотрены методы определения высоты пограничного слоя атмосферы по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы. Для расчетов был использован архив наблюдений с аэрологической станции Пермь за 2018–2024 гг. Высота пограничного слоя атмосферы определялась на основе расчетов объемного числа Ричардсона и вертикального градиента виртуальной потенциальной температуры. Установлено, что наиболее корректные данные о высоте показывает критическое значение числа Ричардсона $Ri_{BC} = 1,0$. Определено, что максимальная мощность пограничного слоя атмосферы наблюдается днем в летний период (1800 м), а минимальная – ночью в летний период (500 м). При этом в дневные часы прослеживается тенденция к увеличению высоты пограничного слоя атмосферы от зимы к лету, а в ночные часы высота пограничного слоя атмосферы имеет максимальные значения в весенний и осенний периоды. Показано, что данные о высоте пограничного слоя атмосферы, определенного по результатам расчетов вертикального градиента виртуальной потенциальной температуры, оказываются завышенными. Использование рассмотренных в работе методов позволяет проводить оценку высоты пограничного слоя атмосферы по результатам температурно-ветрового зондирования атмосферы без проведения дополнительных измерений, благодаря чему эти методы могут быть использованы для исследования атмосферных процессов, протекающих в данном слое.

Ключевые слова: число Ричардсона, потенциальная температура, пограничный слой атмосферы, температурно-ветровое зондирование, турбулентность.

Для цитирования: Федурин Е. Ю., Калинин Н. А. Оценка высоты пограничного слоя атмосферы в Перми по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2025. Т. 54. С. 105–117. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.54.105>

Original article

Estimation of Atmospheric Boundary Layer Height in Perm According to the Rawinsonde Measurements

Ye. Yu. Fedurin, N. A. Kalinin*

Perm State University, Perm, Russian Federation

Abstract. Methods of estimation of the atmospheric boundary layer height according to the rawinsonde measurements are considered. Calculations based on the data obtained during observations from the Perm land-based rawinsonde station for the period 2018 to 2024. The atmospheric boundary layer height was estimated based on calculations of the bulk Richardson number and the vertical gradient of the virtual potential temperature. The critical value of the Richardson number indicates

atmospheric stability and turbulence. The first point at which the value of bulk Richardson number first reached the critical value is taken as the atmospheric boundary layer height. In other words, the atmospheric boundary layer it is the most turbulent layer of the atmosphere. The article suggests using four critical values of the Richardson number $Ri_{BC} = \{0,1; 0,25; 0,5; 1,0\}$. The critical value of the Richardson number $Ri_{BC} = 1,0$ shows the most accurate values of the atmospheric boundary layer height. It was determined that the maximum thickness of the atmospheric boundary layer is observed during daytime in summer (1800 m), and the minimum at nighttime in summer (500 m). Moreover, during daytime there is a trend of increasing of the atmospheric boundary layer height from winter to summer, and at nighttime the atmospheric boundary layer height has maximum values in the spring and autumn. Virtual potential temperature profiles are nearly adiabatic in the atmospheric boundary layer. The first point at which the vertical gradient of the virtual potential temperature becomes non-adiabatic is taken as the height of the atmospheric boundary layer. The article shows that values of the atmospheric boundary layer height based on calculations of the vertical gradient of the virtual potential temperature are too large. The use of the considered methods allows to estimate the atmospheric boundary layer height based on the rawinsonde data without making additional measurements, and these methods can be used to study the atmospheric processes occurring in this layer.

Keywords: richardson number, potential temperature, atmospheric boundary layer, rawinsonde measurements, turbulence.

For citation: Fedurin Ye.Yu., Kalinin N.A. Estimation of Atmospheric Boundary Layer Height in Perm According to the Rawinsonde Measurements. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2025, vol. 54, pp. 105-117. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.54.105> (in Russian)

Введение

Пограничный слой атмосферы (ПСА) – нижний слой атмосферы, прилегающий к земной поверхности, свойства которого в основном определяются динамическими и термическими факторами. Толщина ПСА в разное время года и суток может изменяться от 300–400 до 2000–3000 м, составляя в среднем около 1000–1500 м [Воронцов, 1960; Шишкин, Гурьянов, 2023]. Она тем больше, чем больше шероховатость земной поверхности и интенсивность турбулентного обмена, и поэтому увеличивается с усилением ветра и с уменьшением устойчивости стратификации.

В пограничном слое наиболее интенсивно проявляются суточные и годовые колебания всех метеорологических величин, а также процессы трансформации воздушных масс, образования нижней облачности, туманов, местных циркуляций, инверсий температуры и ряда других явлений.

Значительное количество аэрозолей (пыли, дыма, тумана и прочих примесей, поступающих в атмосферу от наземных источников) удерживается в ПСА, а от высоты ПСА зависит их концентрация.

Расчет высоты ПСА требуется при прогнозе загрязнения воздуха, аномальных морозов и жары, других опасных явлений погоды, поэтому существует большое количество работ, где рассматриваются вопросы моделирования пограничного слоя атмосферы [Теоретические ..., 2012; Ключникова, Лайхтман, Цейтин, 1965; Определение ..., 2016; Mahrt, 1999; Vickers, Mahrt, 2004; Zhang, Anthes, 1982; Zilitinkevich, Baklanov, 2002]. Для применения этих моделей требуется проведение измерений физических характеристик атмосферы, не входящих в регулярную программу наблюдений сети метео-

рологических и аэрологических станций, в связи с чем их использование в оперативной работе затруднительно.

Географические особенности напрямую влияют на высоту ПСА через подстилающую поверхность: рельеф, растительность, водоемы и тип поверхности определяют, насколько интенсивно воздух будет нагреваться или охлаждаться, что, в свою очередь, влияет на интенсивность турбулентного обмена, а, следовательно, на толщину ПСА. Горная местность может создавать локальные восходящие и нисходящие потоки воздуха, амплитуда колебаний температуры поверхности водоемов меньше, чем суши, а в городской застройке бетон и асфальт нагреваются сильнее, чем природные ландшафты, что также влияет на однородность атмосферы и интенсивность турбулентности и, следовательно, на толщину ПСА в этих районах. В связи с этим при изучении атмосферных процессов важно оценивать высоту ПСА с учетом физико-географических условий местности.

В данной статье обсуждается методика определения высота ПСА по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы с применением объемного числа Ричардсона.

Целью данной работы является расчет средней высоты ПСА в Перми по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы.

Методика расчета и исходные данные

С целью быстрой оценки высоты пограничного слоя атмосферы на практике удобно использовать безразмерное число Ричардсона [Швед, 2020; Comparison ..., 2016; Holtslag, De Bruijn, Pan, 1990; Troen, Mahrt, 1986; Vickers, Mahrt, 2004; On the computation ..., 2014], так как все его компоненты можно определить по данным регулярного температурно-ветрового зондирования атмосферы:

$$Ri = \frac{\beta \frac{\partial \Theta_v}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]}, \quad (1)$$

где $\beta = \frac{g}{\Theta_v(0)}$ – параметр плавучести; $g = 9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ – ускорение свободного

падения; Θ_v – виртуальная потенциальная температура воздуха, К; $\Theta_v(0)$ – виртуальная потенциальная температура воздуха у земной поверхности, К; u , v – горизонтальные компоненты скорости ветра, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Если производные в уравнении (1) аппроксимировать конечными разностями $\frac{\partial \Theta_v}{\partial z} = \frac{\Delta \Theta_v}{\Delta z}$, $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\Delta u}{\Delta z}$ и $\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\Delta v}{\Delta z}$, то уравнение примет следующий вид:

$$Ri_B = \frac{\beta (\Theta_v(z) - \Theta_v(0)) \Delta z}{\Delta V^2}, \quad (2)$$

где $\Delta V^2 = \Delta u^2 + \Delta v^2$.

Уравнение Ричардсона (2), представленное в виде конечных разностей, называется объемным числом Ричардсона (bulk Richardson number) [Zilitinkevich, Baklanov, 2002]. Если принять, что у Земли $u_0 = v_0 = 0, z_0 = 0$, то уравнение (2) принимает вид:

$$Ri_B = \frac{\beta(\Theta_v(H) - \Theta_v(0))H}{V(H)^2}, \quad (3)$$

где H – высота верхней границы ПСА, м; $\Theta_v(H)$ и $V(H)$ – виртуальная потенциальная температура и скорость ветра на верхней границе ПСА соответственно. Отсюда можно получить уравнение для расчета высоты ПСА:

$$H = \frac{Ri_{BC} V(H)^2}{\beta(\Theta_v(H) - \Theta_v(0))}, \quad (4)$$

где Ri_{BC} – критическое значение объемного числа Ричардсона, которое характеризует высоту слоя перемешивания, и при превышении которого происходит переход от турбулентного характера движений к ламинарному.

Как правило, критическое значение принимается $Ri_{BC} = 0,25$. Также выделяется значение $Ri_T = 1,0$ – это точка стабильного перехода течения из турбулентного режима в ламинарный (termination Richardson number) [Stull, 2009]. В различных работах [Comparison ... , 2016; Markowski, Richardson, 2010; Vickers, Mahrt, 2004; On the computation ... , 2014; Zilitinkevich, Baklanov, 2002] при оценке высоты слоя перемешивания используются критические значения числа Ричардсона Ri_{BC} в диапазоне от 0 до 7. В данной работе сравниваются результаты для четырех наиболее распространенных значений $Ri_{BC} = \{0,1; 0,25; 0,5; 1,0\}$. За высоту ПСА принимается первая точка, в которой значение Ri_B впервые достигло критического.

Иными словами, за пограничный слой атмосферы при использовании данного подхода принимается наиболее турбулизованный слой атмосферы.

Из уравнения (4) можно получить зависимость виртуальной потенциальной температуры воздуха от высоты:

$$\Theta_v(H) = \Theta_v(0) + \frac{Ri_{BC} V(H)^2}{\beta H}. \quad (5)$$

В случае отсутствия ветра уравнение (5) упрощается следующим образом:

$$\Theta_v(H) = \Theta_v(0). \quad (6)$$

Соотношение (6) характеризует термическую структуру ПСА. В ряде работ [Учебное ... , 2022; Comparison ... , 2016; Evaluation ... , 2010; Su, Zheng, Li, 2022; Tennekes, 1973; Troen, Mahrt, 1986] показано, что виртуальная потенциальная температура воздуха сохраняет свое значение с высотой в ПСА:

$$\frac{\partial \Theta_v}{\partial z} = 0. \quad (7)$$

Иными словами, высота ПСА – это максимальная высота, на которую с поверхности Земли может адиабатически подняться влажный воздух. Следовательно, точка, в которой перестает выполняться соотношение (6), принимается за высоту ПСА. В естественных условиях вертикальный градиент температуры никогда не бывает в точности равен нулю, поэтому в работе в качестве высоты ПСА выбиралась точка с наибольшим вертикальным градиентом виртуальной потенциальной температуры воздуха.

Виртуальная потенциальная температура определяется следующим соотношением [Stull, 2009]:

$$\Theta_v = T \left(1 + 0,608 q_v \right) \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286}, \quad (8)$$

где T – температура воздуха, К; p – атмосферное давление, гПа; q_v – массовая доля водяного пара, г/г.

Массовая доля водяного пара определяется следующим образом [Калинин, 2023]:

$$q_v = \frac{0,622e}{p - 0,378e}, \quad (9)$$

где e – парциальное давление водяного пара, гПа.

Парциальное давление водяного пара можно определить, как давление насыщенного водяного пара E при температуре точки росы τ :

$$e = E(\tau) \quad (10)$$

Для определения давления насыщенного пара на практике используется множество модификаций уравнения Антуана [Практикум ..., 2020; Рид, Праусниц, Шервуд, 1982; Sonntag, 1994]:

$$\ln E = A - \frac{B}{T + C}, \quad (11)$$

где A , B , C – эмпирические константы, определяемые для каждого конкретного вещества.

В данной работе для определения давления насыщенного водяного пара используется модификация уравнения (11), предлагаемая ВМО [Guide ..., 2023]:

$$E = E_0 \exp \left[\frac{AT}{B + T} \right], \quad (12)$$

где $E_0 = 6,1121$ гПа, $A_w = 17,62$ и $B_w = 243,12$ °С для определения давления насыщенного водяного пара над поверхностью воды в температурном диапазоне $-45^\circ\text{C} < T < 60^\circ\text{C}$, $A_i = 22,46$ и $B_i = 272,62$ °С для определения давления насыщенного водяного пара над поверхностью льда в температурном диапазоне $-65^\circ\text{C} < T < 0^\circ\text{C}$.

Расчет высоты ПСА в работе производился по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы на аэрологической станции Пермь за 2018–2024 гг. Всего за указанный период проанализировано 4659 наблюдений.

Результаты и обсуждение

С целью построения усредненных профилей исследуемых величин данные наблюдений интерполированы кубическими сплайнами на вертикальную сетку с шагом 5 м, затем в узлах сетки произведены расчеты виртуальной потенциальной температуры и объемного числа Ричардсона по описанной методике.

Результаты расчетов приведены в табл., где ВСВ – всемирное согласованное время; H_{Ri_1} , H_{Ri_2} , H_{Ri_3} и H_{Ri_4} – высота пограничного слоя атмосферы, определенная по критическим значениям объемного числа Ричардсона $Ri_{BC} = \{0,1; 0,25; 0,5; 1,0\}$, а H_{Θ_v} – высота пограничного слоя атмосферы, определенная по виртуальной потенциальной температуре.

Таблица

Средняя высота пограничного слоя атмосферы, м

Месяц	Срок наблюдений по ВСВ	H_{Ri_1}	H_{Ri_2}	H_{Ri_3}	H_{Ri_4}	H_{Θ_v}
Январь	0	311	423	530	682	875
	12	353	464	578	745	1079
Февраль	0	296	399	508	658	936
	12	401	525	641	814	1092
Март	0	309	438	566	784	1150
	12	630	813	988	1227	1678
Апрель	0	297	405	545	773	1190
	12	887	1080	1280	1511	1979
Май	0	260	368	493	687	1185
	12	1063	1303	1519	1803	2420
Июнь	0	233	333	448	622	1094
	12	904	1127	1330	1587	2375
Июль	0	199	267	349	476	944
	12	755	951	1154	1397	2333
Август	0	216	305	406	560	1051
	12	746	941	1116	1349	2171
Сентябрь	0	238	329	439	612	1132
	12	694	892	1096	1318	1926
Октябрь	0	361	506	648	873	1562
	12	601	783	959	1189	1715
Ноябрь	0	344	473	588	748	1121
	12	396	527	650	825	1248
Декабрь	0	297	408	512	646	895
	12	313	416	527	680	898

На рис. 1 показаны усредненные вертикальные профили объемного числа Ричардсона по месяцам и срокам наблюдений, вертикальные линии – граница устойчивости при $Ri_{BC} = Ri_T = 1,0$. Как видно из рис. 1, в ПСА терми-

ческие и динамические факторы сохраняют баланс, а значение объемного числа Ричардсона приблизительно равно нулю. Превышение критического значения объемного числа Ричардсона свидетельствует о нарушении баланса термических и динамических факторов, а точка пересечения графика и границы устойчивости соответствуют верхней границе ПСА.

В естественных условиях Ri_b не бывает в точности равно нулю, происходят случайные колебания значений этой величины, которые могут превышать критические значения, поэтому при выборе слишком малых критических значений результаты расчета высоты ПСА получаются заниженными, на что также указывают авторы других работ [Markowski, Richardson, 2010; Stull, 2009].

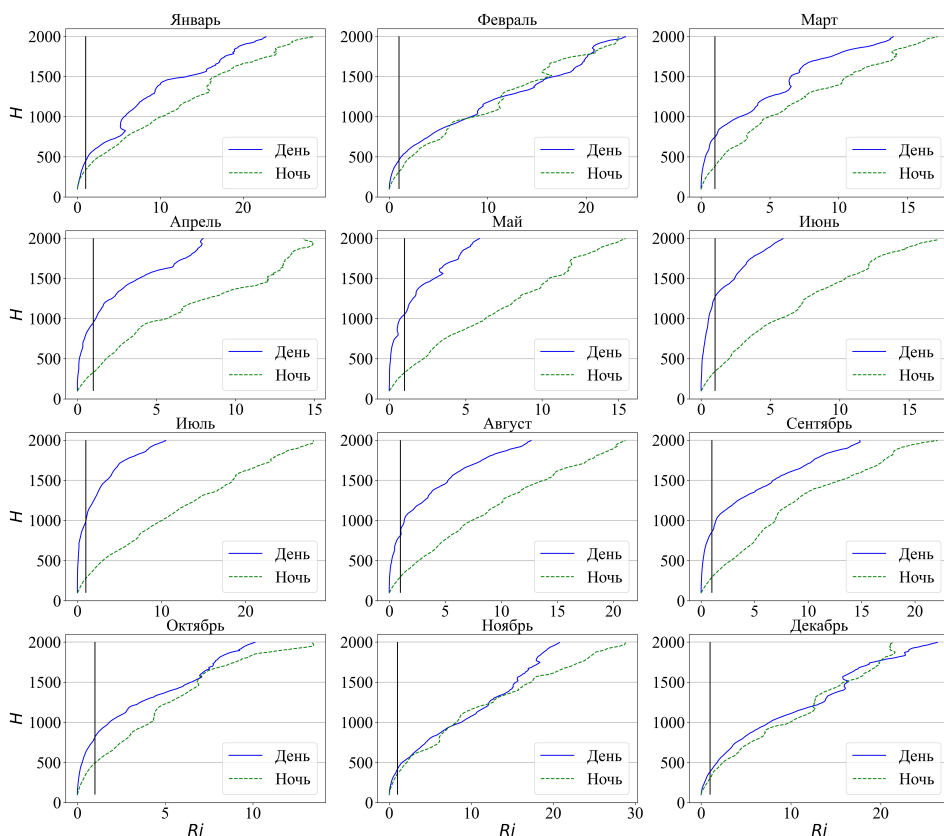


Рис. 1. Средние вертикальные профили объемного числа Ричардсона

Сопоставление табл. и рис. 1 показывает, что наиболее подходящим критерием для определения высоты ПСА является превышение критического значения объемного числа Ричардсона $Ri_{BC} = Ri_T = 1,0$.

Также из рис. 1 видно, что в зимние месяцы значения объемного числа Ричардсона днем (12 ч ВСВ) и ночью (0 ч ВСВ) близки по величине, тогда

как в теплый период года ночные величины, как правило, меньше дневных. Это объясняется тем, что днем в теплый период года подстилающая поверхность оказывает более сильное влияние на атмосферу.

Значения H_{Θ_v} могут быть завышены в связи с тем, что при таком подходе оценки высоты ПСА учитывается только термическое состояние атмосферы, в то время как число Ричардсона характеризует баланс термических и динамических факторов. В естественных условиях виртуальная потенциальная температура не может в точности сохранять постоянное значение, происходят случайные колебания величины, что осложняет выбор точки, соответствующей верхней границе ПСА.

На рис. 2 представлены усредненные профили вертикального градиента виртуальной потенциальной температуры по месяцам и срокам наблюдений. В холодный период года на графиках отчетливо виден излом на уровне верхней границы ПСА, тогда как в теплый период года граница перехода от ПСА к свободной атмосфере размывается. В связи с этим данный подход к определению высоты ПСА оказывается менее наглядным и дает менее корректные результаты.

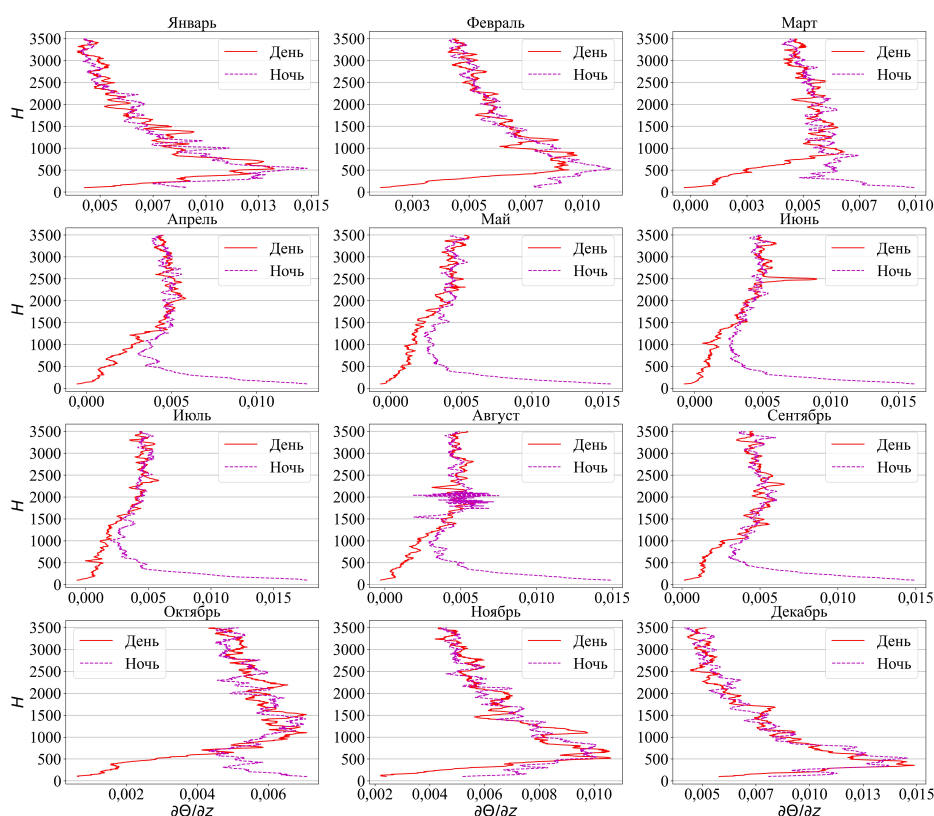


Рис. 2. Средние профили вертикального градиента виртуальной потенциальной температуры

Можно видеть разницу в вертикальных градиентах виртуальной потенциальной температуры днем и ночью в разные сезоны года: в зимний период оба градиента возрастают в нижней части ПСА, в летний же период дневной градиент возрастает в нижней части ПСА, а ночной убывает.

На рис. 3–4 представлен годовой ход высоты ПСА днем и ночью. Днем высота ПСА стабильно возрастает от зимы к лету, а затем снова уменьшается.

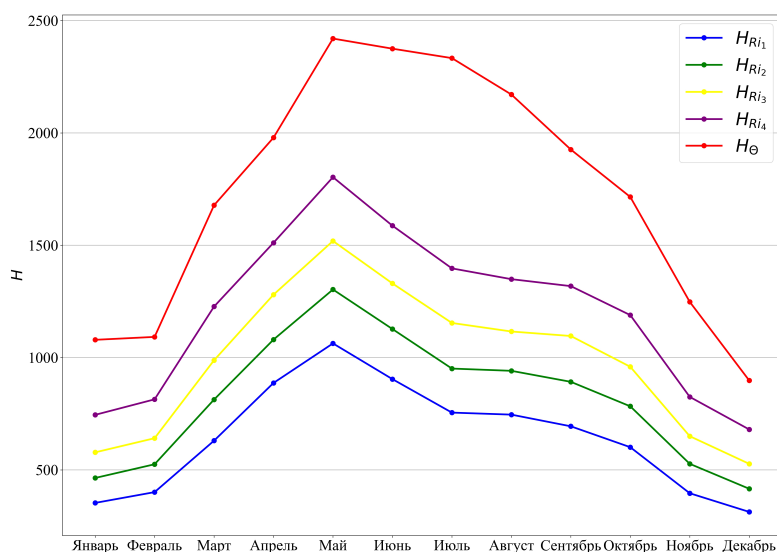


Рис. 3. Годовой ход высоты пограничного слоя атмосферы днем

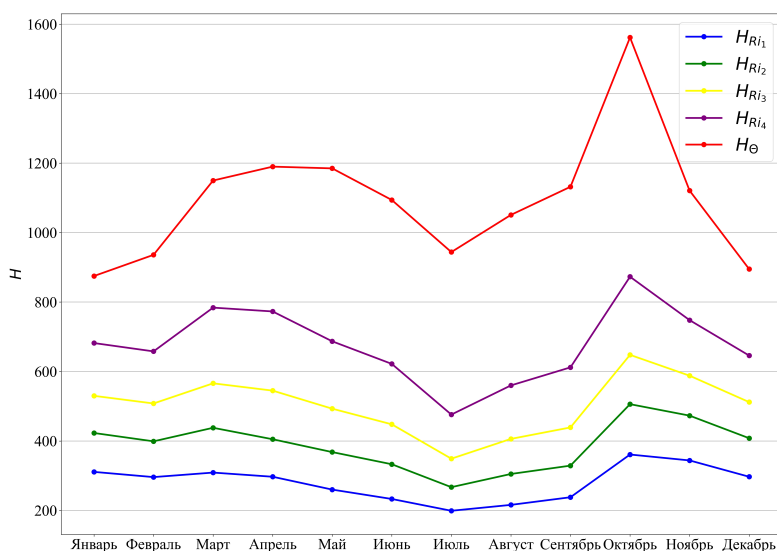


Рис. 4. Годовой ход высоты пограничного слоя атмосферы ночью

Ночью же максимальные значения высоты ПСА наблюдаются в весенний и осенний периоды, а наименьшая высота – в летний период.

Из сопоставления рисунков и таблицы также можно видеть, что в теплый период года разница высот между дневным и ночным ПСА существенно больше, чем в холодный период года.

Заключение

По результатам проделанной работы можно сделать следующие выводы.

Впервые произведена оценка высоты пограничного слоя атмосферы в г. Перми. Наибольшая высота наблюдается днем в летний период (1800 м), а наименьшая – ночью в летний период (500 м).

Днем наблюдается тенденция к увеличению высоты пограничного слоя атмосферы от зимы к лету, а в ночные часы высота пограничного слоя атмосферы имеет два максимума в весенний и осенний периоды.

Определен наиболее оптимальный критерий для быстрой оценки высоты пограничного слоя атмосферы. Критическое значение объемного числа Ричардсона $Ri_{BC} = 1,0$ показывает достаточно корректные результаты. Использование данного критерия возможно по результатам регулярного температурно-ветрового зондирования атмосферы без проведения дополнительных измерений.

Метод определения высоты пограничного слоя атмосферы по данным о вертикальном градиенте виртуальной потенциальной температуры оказывается менее наглядным и дает менее корректные результаты.

Рассмотренная методика определения высоты пограничного слоя атмосферы в дальнейшем может быть использована для исследования атмосферных процессов, протекающих в данном слое, таких как исследование энергетики пограничного слоя атмосферы, прогноз загрязнения воздуха и т. д.

Список литературы

Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Л. : Гидрометеиздат, 1960. 455 с.

Калинин Н. А. Физическая метеорология : учеб. пособие. Пермь : ПГНИУ, 2023. 257 с.

Ключникова Л. А., Лайхтман Д. Л., Цейтин Т. Х. К вопросу о расчете вертикального профиля ветра в пограничном слое атмосферы // Труды ГГО. Физика пограничного слоя атмосферы. 1965. № 167. С. 3–28.

Определение высоты пограничного слоя атмосферы по наземным метеорологическим наблюдениям / С. Н. Степаненко, В. Г. Волошин, В. Ю. Курышина [и др.] // ScienceRise. 2016. Т. 7, № 1 (24). С. 6–10.

Практикум по аэрологическим методам зондирования окружающей среды : учеб. пособие / К. Л. Восканян, Н. К. Екатериничева, А. Д. Кузнецов, [и др.]. СПб. : РГГМУ, 2020. 268 с.

Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей : справ. пособие : пер. с англ. Л. : Химия, 1982. 592 с.

Теоретические модели высоты пограничного слоя атмосферы и турбулентного вовлечения на его верхней границе / С. С. Зилитинкевич, С. А. Тюряков, Ю. И. Троицкая [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 150–159.

Учебное пособие «Основы термодинамики атмосферы» по дисциплине «Физика атмосферы» / Е. Г. Головина, В. Н. Абанников, И. Н. Ааед Мханна [и др.]. СПб. : Ниц Арт, 2022. 61 с.

Швед Г. М. Введение в динамику и энергетику атмосферы : учеб. пособие. СПб. : Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2020. 396 с.

Шишкин Г. И., Гурьянов В. В. Высота пограничного слоя атмосферы и тенденции ее изменения на территории приволжского федерального округа // Вестник Удмуртского университета. Серия биология. Науки о Земле. 2023. Т. 33. № 3. С. 312–317.

Comparison of Estimated Atmospheric Boundary Layer Mixing Height in the Arctic and Southern Great Plains under Statically Stable Conditions: Experimental and Numerical Aspects / A. A. Aliabadi, R. M. Staebler, M. Liu [et al.] // Atmosphere-Ocean. 2016. Vol. 54, N 1. P. 60–74. <https://doi.org/10.1080/07055900.2015.1119100>

Evaluation of the boundary layer depth in semi-arid region of India / M. Kumar, C. Mallik, A. Kumar [et al.] // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2010. Vol. 49, N 2–3. P. 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2009.01.002>

Guide to Instruments and Methods of Observation. Vol. 1. Measurement of Meteorological Variables. (WMO-No. 8). Geneva : WMO, 2023. Vol. 1. 571 p.

Holtzlag A. A. M., De Bruijn E. I. F., Pan H.-L. A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting // Mon. Wea. Rev. 1990. Vol. 118, N 8. P. 1561–1575. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2)

Mahrt L. Stratified Atmospheric Boundary Layers // Boundary-Layer Meteorology. 1999. Vol. 90, N 3. P. 375–396. <https://doi.org/10.1023/A:1001765727956>

Markowski P., Richardson Y. Mesoscale meteorology in midlatitudes. Chichester : Wiley-Blackwell, 2010. 430 p.

On the computation of planetary boundary layer height using the bulk Richardson number method / Y. Zhang, Z. Gao, D. Li [et al.] // Geoscientific Model Development. 2014. Vol. 7, N 6. P. 4045–4079. <https://doi.org/10.5194/gmdd-7-4045-2014>

Sonntag D. Fortschritte in der Hygrometrie // Meteorologische Zeitschrift. 1994. Vol. 3, N 2. P. 51–66. <https://doi.org/10.1127/metz/3/1994/51>

Stull R. B. An introduction to boundary layer meteorology. Reprinted. Dordrecht: Springer, 2009. 670 p.

Su T., Zheng Y., Li Z. Methodology to determine the coupling of continental clouds with surface and boundary layer height under cloudy conditions from lidar and meteorological data // Atmos. Chem. Phys. 2022. Vol. 22, N 2. P. 1453–1466. <https://doi.org/10.5194/acp-22-1453-2022>

Tennekes H. A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer // J. Atmos. Sci. 1973. Vol. 30, N 4. P. 558–567. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<0558:AMFTDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<0558:AMFTDO>2.0.CO;2)

Troen I. B., Mahrt L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation // Boundary-Layer Meteorol. 1986. Vol. 37, N 1–2. P. 129–148. <https://doi.org/10.1007/BF00122760>

Vickers D., Mahrt L. Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height // Journal of Applied Meteorology. 2004. Vol. 43, N 11. P. 1736–1749. <https://doi.org/10.1175/JAM2160.1>

Zhang D., Anthes R. A. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer–Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data // J. Appl. Meteor. 1982. Vol. 21, N 11. P. 1594–1609. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021<1594:AHRMOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021<1594:AHRMOT>2.0.CO;2)

Zilitinkevich S., Baklanov A. Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications // Boundary-Layer Meteorol. 2002. Vol. 105, N 3. P. 389–409. <https://doi.org/10.1023/A:1020376832738>

References

Vorontsov P.A. *Aerologicheskiye issledovaniya pogranichnogo sloya atmosfery* [Aerological studies of the atmospheric boundary layer]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1960, 455 p. (in Russian)

Kalinin N.A. *Fizicheskaya meteorologiya* [Physical Meteorology]. Textbook. Perm, Perm State University Publ., 2023, 257 p. (in Russian)

Klyuchnikova L.A., Laykhtman D.L., Tseytin T.KH. K voprosu o raschete vertikal'nogo profilya vetra v pogranichnom sloye atmosfery [On the issue of calculating the vertical wind profile in the

boundary layer of the atmosphere]. *Trudy GGO. Fizika pogranichnogo sloya atmosfery* [Proceedings of the GGO. Physics of the boundary layer of the atmosphere], 1965, no. 167, pp. 3-28. (in Russian)

Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.YU. et al. Opredeleniye vysoty pogranichnogo sloya atmosfery po nazemnym meteorologicheskim nablyudeniym [Determination of the height of the boundary layer of the atmosphere from ground meteorological observations]. *ScienceRise* [ScienceRise], 2016, vol. 7, no. 1 (24), pp. 6-10. (in Russian)

Voskanyan K.L., Yekaterinicheva N.K., Kuznetsov A.D. et al. *Praktikum po aerologicheskim metodam zondirovaniya okruzhayushchey sredy* [Workshop on Aerological Methods of Environmental Sensing: Training Manual]. St. Petersburg, RGGMU Publ, 2020, 268 p. (in Russian)

Rid R., Prausnits Dzh., Shervud T. *Svoystva gazov i zhidkostey. Spravochnoye posobiye* [Properties of gases and liquids. Reference manual]. Translation from English]. Leningrad, Chemistry Publ, 1982, 592 p. (in Russian)

Zilitinkevich S.S., Tyuryakov S.A., Troitskaya YU.I. et al. Teoreticheskiye modeli vysoty pogranichnogo sloya atmosfery i turbulentnogo vovlecheniya na yego verkhney granitse [Theoretical models of the height of the boundary layer of the atmosphere and turbulent involvement at its upper boundary]. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana* [News of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and ocean physics], 2012, vol. 48, no. 1, pp. 150-159. (in Russian)

Golovina YE.G., Abannikov V.N., Aayed Mkhanna I.N. et al. *Uchebnoye posobiye "Osnovy termodinamiki atmosfery" po distsipline "Fizika atmosfery"* [Tutorial "Fundamentals of Atmospheric Thermodynamics" in the discipline "Atmospheric Physics"]. St. Petersburg, Nits Art Publ, 2022, 61 p. (in Russian)

Shved G.M. *Vvedeniye v dinamiku i energetiku atmosfery* [Introduction to the dynamics and energy of the atmosphere: tutor. manual]. St. Petersburg, St. Petersburg University Publ., 2020, 396 p. (in Russian)

Shishkin G.I., Gur'yanov V.V. Vysota pogranichnogo sloya atmosfery i tendentsii yeyo izmeneniya na territorii Privolzhskogo federalnogo okruga [The height of the boundary layer of the atmosphere and its trends in the Volga Federal District]. *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Seriya biologiya. Nauki o Zemle* [Bulletin of Udmurt University. Series biology. Earth Sciences], 2023, vol. 33, no. 3, pp. 312-317. (in Russian)

Aliabadi A.A., Staebler R.M., Liu M. et al. Comparison of Estimated Atmospheric Boundary Layer Mixing Height in the Arctic and Southern Great Plains under Statically Stable Conditions: Experimental and Numerical Aspects. *Atmosphere-Ocean*, 2016, vol. 54, no. 1, pp. 60-74. <https://doi.org/10.1080/07055900.2015.1119100>

Kumar M., Mallik C., Kumar A. et al. Evaluation of the boundary layer depth in semi-arid region of India. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2010, vol. 49, no. 2-3, pp. 96-107. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2009.01.002>

Guide to Instruments and Methods of Observation. Vol. 1. Measurement of Meteorological Variables (WMO-No. 8). Geneva, WMO Publ., 2023, vol. 1, 571 p.

Holtzlag A.A.M., De Bruijn E.I.F., Pan H.-L. A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, vol. 118, no. 8, pp. 1561-1575. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2)

Mahrt L. Stratified Atmospheric Boundary Layers. *Boundary-Layer Meteorology*, 1999, vol. 90, no. 3, pp. 375-396. <https://doi.org/10.1023/A:1001765727956>

Markowski P., Richardson Y. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Chichester, Wiley-Blackwell, 2010, 430 p.

Zhang Y., Gao Z., Li D. et al. On the computation of planetary boundary layer height using the bulk Richardson number method. *Geoscientific Model Development*, 2014, vol. 7, no. 6, pp. 4045-4079. <https://doi.org/10.5194/gmdd-7-4045-2014>

Sonntag D. Fortschritte in der Hygrometrie. *Meteorologische Zeitschrift*, 1994, vol. 3, no. 2, pp. 51-66. <https://doi.org/10.1127/metz/3/1994/51>

Su T., Zheng Y., Li Z. Methodology to determine the coupling of continental clouds with surface and boundary layer height under cloudy conditions from lidar and meteorological data. *Atmos. Chem. Phys.*, 2022, vol. 22, no. 2, pp. 1453-1466. <https://doi.org/10.5194/acp-22-1453-2022>

Tennekes H. A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 1973, vol. 30, no. 4, pp. 558-567. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<0558:AMFTDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<0558:AMFTDO>2.0.CO;2)

Troen I.B., Mahrt L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1986, vol. 37, no. 1-2, pp. 129-148. <https://doi.org/10.1007/BF00122760>.

Vickers D., Mahrt L. Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height. *Journal of Applied Meteorology*, 2004, vol. 43, no. 11, pp. 1736-1749. <https://doi.org/10.1175/JAM2160.1>

Zhang D., Anthes R.A. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer–Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. *J. Appl. Meteor.*, 1982, vol. 21, no. 11, pp. 1594-1609. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021<1594:AHMOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021<1594:AHMOT>2.0.CO;2)

Stull R.B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Reprinted. Dordrecht, Springer, 2009. 670 p.

Zilitinkevich S., Baklanov A. Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2002, vol. 105, no. 3, pp. 389–409. <https://doi.org/10.1023/A:1020376832738>

Сведения об авторах

Федурин Егор Юрьевич

аспирант, кафедра метеорологии и охраны атмосферы

Пермский государственный национальный исследовательский университет

Россия, 614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15

e-mail: egor.fedurin@gmail.com

Калинин Николай Александрович

доктор географических наук, профессор кафедры метеорологии и охраны атмосферы

Пермский государственный национальный исследовательский университет

Россия, 614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15

e-mail: kalinin@psu.ru

Information about the authors

Fedurin Yegor Yurievich

Postgraduate, Department of Meteorology and Atmosphere Protection

Perm State University

15, Bukirev st., Perm, 614068, Russian

Federation

e-mail: egor.fedurin@gmail.com

Kalinin Nikolay Aleksandrovich

Doctor of Sciences (Geography), Professor of the Department of Meteorology and Atmosphere Protection

Perm State University

15, Bukirev st., Perm, 614068,

Russian Federation

e-mail: kalinin@psu.ru