

DOI: <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2023.5.1>

УДК: 621.396.96

РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ОТРАЖЕНИЙ ОТ ЯСНОГО НЕБА В МИЛЛИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ ДЛИН ВОЛН

К.В. Куликовский, В.В. Стерлядкин

МИРЭА – Российский технологический университет
119454, г. Москва, Проспект Вернадского, д. 78

Статья поступила в редакцию 16 января 2023 г.

Аннотация. Исследованы особенности доплеровских спектров радиолокационных сигналов миллиметрового диапазона длин волн, рассеянных атмосферными неоднородностями в условиях ясного неба. Описана методика проведения измерений когерентным ветровым профайлером. Приведены результаты измерений радиолокационной отражаемости Z в условиях летней конвекции, которые не удастся интерпретировать традиционной теорией Брегговского рассеяния на неоднородностях обусловленных локально однородной изотропной турбулентностью. Экспериментальные значения нередко на два порядка превышают максимальные теоретические оценки. Анализ тонкой структуры доплеровских спектров, полученных в летних условиях, указывает на их большую ширину, многопиковость, пространственную изменчивость. Данные особенности авторы связывают с формированием термиков, в структуре которых наблюдаются близко расположенные восходящие и нисходящие потоки. Высокий уровень радиолокационной отражаемости также подтверждает конвективную версию формирования сигналов, при которой большое различие влажности в близко

расположенных восходящих и нисходящих слоях на границе термика приводит к формированию вихрей с большими градиентами показателя преломления.

Ключевые слова: радарная метеорология, ветровой профайлер, отражения от ясного неба, миллиметровые волны, структура доплеровских спектров, радиолокация термиков.

Автор для переписки: Куликовский Константин Владимирович, constantinkk@mail.ru

Введение

Радиолокационные отражения от атмосферных неоднородностей в условиях отсутствия облаков и осадков обычно называют отражениями от ясного неба или ангел-эхо. Эти отражения неплохо изучены в дециметровом и сантиметровом диапазонах длин волн [1-3], однако имеется очень ограниченный статистический материал по отражениям в миллиметровом интервале.

В предыдущих исследованиях [4,5] проведен статистический анализ отражений от ясного неба, накопленный при работе доплеровских ветровых профиломеров на частоте 35 ГГц. Основным выводом этого анализа заключался в утверждении того экспериментального факта, что уровень радиолокационных сигналов нередко оказывался настолько сильным, что его не удавалось интерпретировать традиционной теорией Брегговского рассеяния на турбулентных неоднородностях [6]. Статистически обоснована невозможность интерпретации высокого уровня радиолокационных сигналов от ясного неба (ОЯН) отражениями от пыльцы, насекомых, птиц и другими дискретными рассеивателями [4]. Возникло противоречие между теоретическими предсказаниями и экспериментальными результатами.

В настоящей работе предлагается радиофизическая интерпретация возникшего противоречия. Рассмотрена тонкая структура доплеровских спектров, формируемых отражениями от ясного неба в летних условиях. Анализ формы доплеровских спектров проводится в логарифмическом масштабе, что позволяет учесть весь спектр движений, даже малых фракций рассеивателей.

Предлагается интерпретация получаемых сигналов с учетом их пространственной изменчивости (по высоте и дальности) и временной изменчивости. Учитываются различные факторы, приводящие к уширению доплеровских спектров: турбулентность, градиенты горизонтальных скоростей (ветра), вертикальные перемещения воздушных потоков.

1. Описание аппаратуры и методики измерений

Подробное описание миллиметрового ветрового профайлера и применяемой методики проведения измерений приведено в работах [4,5], поэтому здесь остановимся на их кратком описании. Использовались радиолокаторы, серийно производимые Центральным конструкторским бюро аппаратостроения (ЦКБА), г. Тула.

Радиолокатор работает в импульсно-когерентном режиме. Схема измерений показана на рис. 1. Стандартная процедура ветрового зондирования основывалась на проведении конического разреза на 12-ти дискретных азимутальных направлениях при фиксированном угле места $\beta=45^{\circ}$. Диаметр параболической антенны составлял 1 метр, что обеспечивало ширину диаграммы направленности $\theta=0.5^{\circ}$. Накопление и усреднение доплеровских спектров отраженного сигнала проводилось в течение 6 секунд. При длительности импульса $\tau=0,4$ мкс разрешение по дальности составляло $ct/2 = 60$ метров, а поперечный диаметр зондируемого объёма на дальности $R < 4$ км не превышал $\theta \cdot R = 40$ м. В результате объём зондирования в слое тропосферы до 4 км формировал цилиндр протяженностью 60 м и диаметром до 40 м, имеющий наклон оси 45° . В зависимости от метеорологической ситуации частота повторения импульсов изменялась в два раза, в результате чего менялась предельная высота, до которой скорость и направление ветра определялись однозначно. Использовались две частоты повторения $f_{п1}=25$ кГц и $f_{п2}=12,5$ кГц, которые позволяли однозначно определять проекции скорости рассеивателей до 54 м/с и 27 м/с, соответственно. Дальность однозначного зондирования при этом составляла 6000 или 12000 метров, что с учетом наклона луча РЛС позволяло

регистрировать скорость и направление ветра до высот в 4200 или 8400 метров. При отсутствии рассеивателей на высотах выше 4200 м, выбирался первый режим измерений, который (с учетом горизонтального направления вектора ветра) позволял однозначно определять скорость ветра до 75 м/с. Если рассеиватели занимали слой высот выше 4200 м, то использовался второй режим с половинной частотой повторения импульсов.

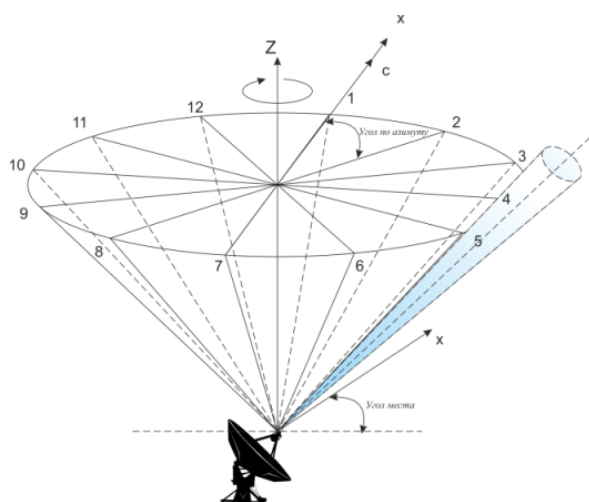


Рис. 1. Схема измерений ветровой РЛС

За время накопления сигнала (6 с) на каждой дискретной дальности регистрировались 150000 (или 75000) импульсов, обработка которых обеспечивала получение доплеровских спектров на каждой дискретной высоте. На рис. 2 представлены доплеровские спектры, полученные на различных дальностях зондирования, которые затем пересчитаны в высоты. Спектральная плотность на графиках представлена в логарифмическом масштабе.

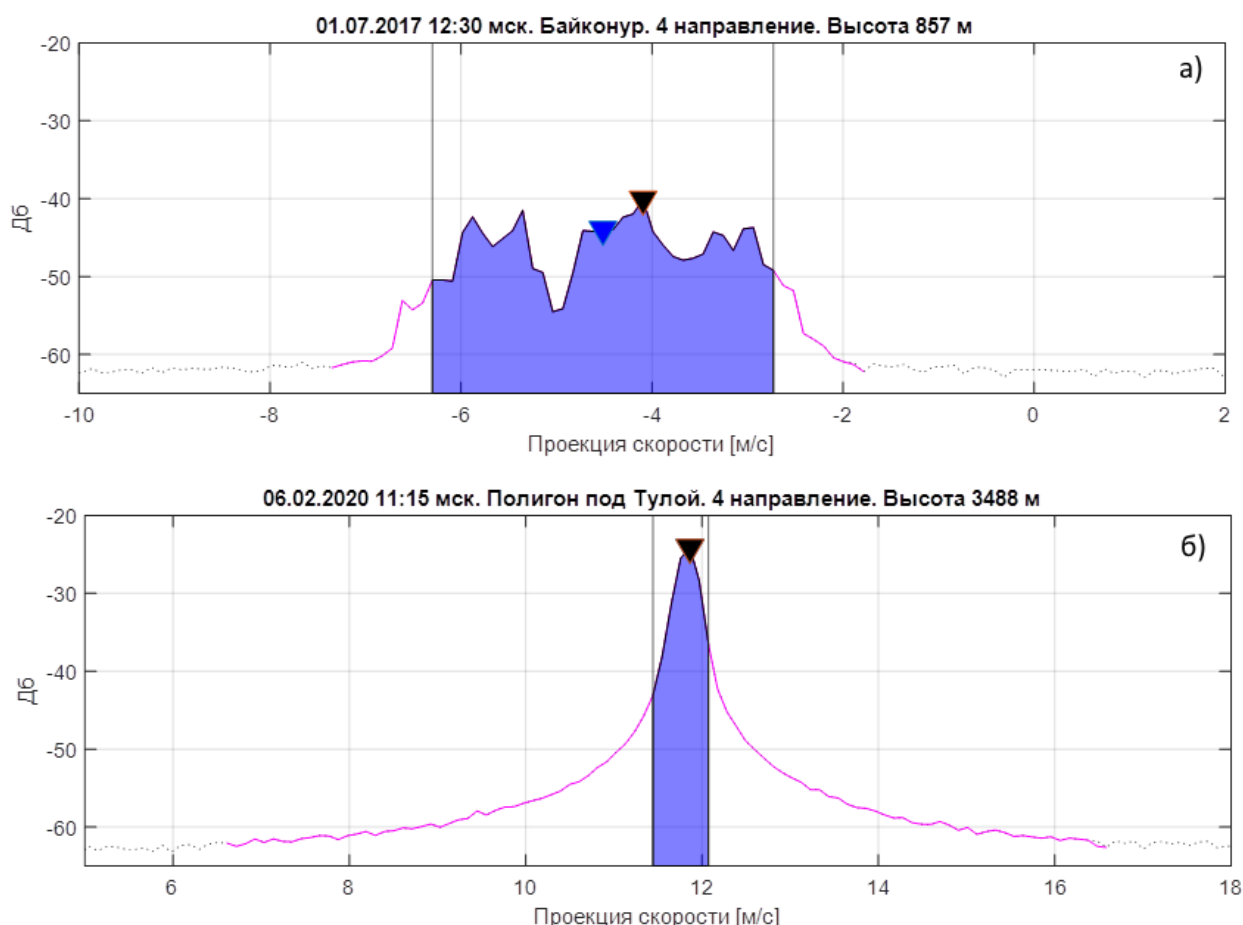


Рис. 2. а) Доплеровский спектр, полученный в зимних условиях от облака на высоте (3487 ± 20) м, имеет узкое распределение по скоростям; б) спектр, полученный в июле 2017г. в условиях ясного неба на космодроме Байконур на высоте (857 ± 20) м с широким распределением по скоростям. Голубым цветом выделено 95% мощности спектра

При заданном азимуте зондирования α_j проекция скорости рассеивателей $v(\alpha_j, H_i)$ на заданной высоте H_i вычислялась либо по частоте спектра, соответствующей максимальной спектральной плотности, либо по положению центра тяжести спектра (моменту первого порядка). На рис. 2 центры тяжести отмечены синими треугольниками, а максимумы – чёрными. По значениям проекций рассеивателей, полученным при разных азимутах зондирования, на каждой конкретной высоте рассчитывались: модуль скорости горизонтального движения рассеивателей (скорость ветра $V(H_i)$), направление горизонтального переноса (направление ветра $\alpha_v(H_i)$), а также средняя скорость гравитационного падения рассеивателей ($V_{gp}(H_i)$).

При проведении натуральных измерений с 2010 года по настоящее время накопился значительный объём экспериментальных данных, анализ которых позволил исследовать радиофизические особенности радиолокационных сигналов в миллиметровом диапазоне длин волн. Особенный интерес вызывала структура радиолокационных отражений от ясного неба – вопрос, который в миллиметровом диапазоне длин волн очень слабо исследован и практически не отражен в литературе. В частности, анализ мощности отражений от ясного неба, которую традиционно пересчитывают в радиолокационную отражаемость Z , показал, что уровень таких отражений нередко в десятки и сотни раз превышает величины, предсказываемые теорией [4]. Для выяснения причины такого различия в настоящей работе мы проведем анализ тонкой структуры доплеровских спектров и попробуем объяснить физику формирования отражений от ясного неба в рассматриваемых случаях.

2. Результаты измерений отражений ОЯН

На рис. 3 представлены примеры доплеровских спектрограмм, полученных в окрестности космодрома Байконур 01.07.2017 в 13:38 мск при различных азимутах зондирования $\alpha_j = 120^\circ, 180^\circ, 270^\circ$ (4, 6, 9 направление, соответственно, из $j=1 \dots 12$ направлений зондирования). Температура воздуха у поверхности составляла 28°C .

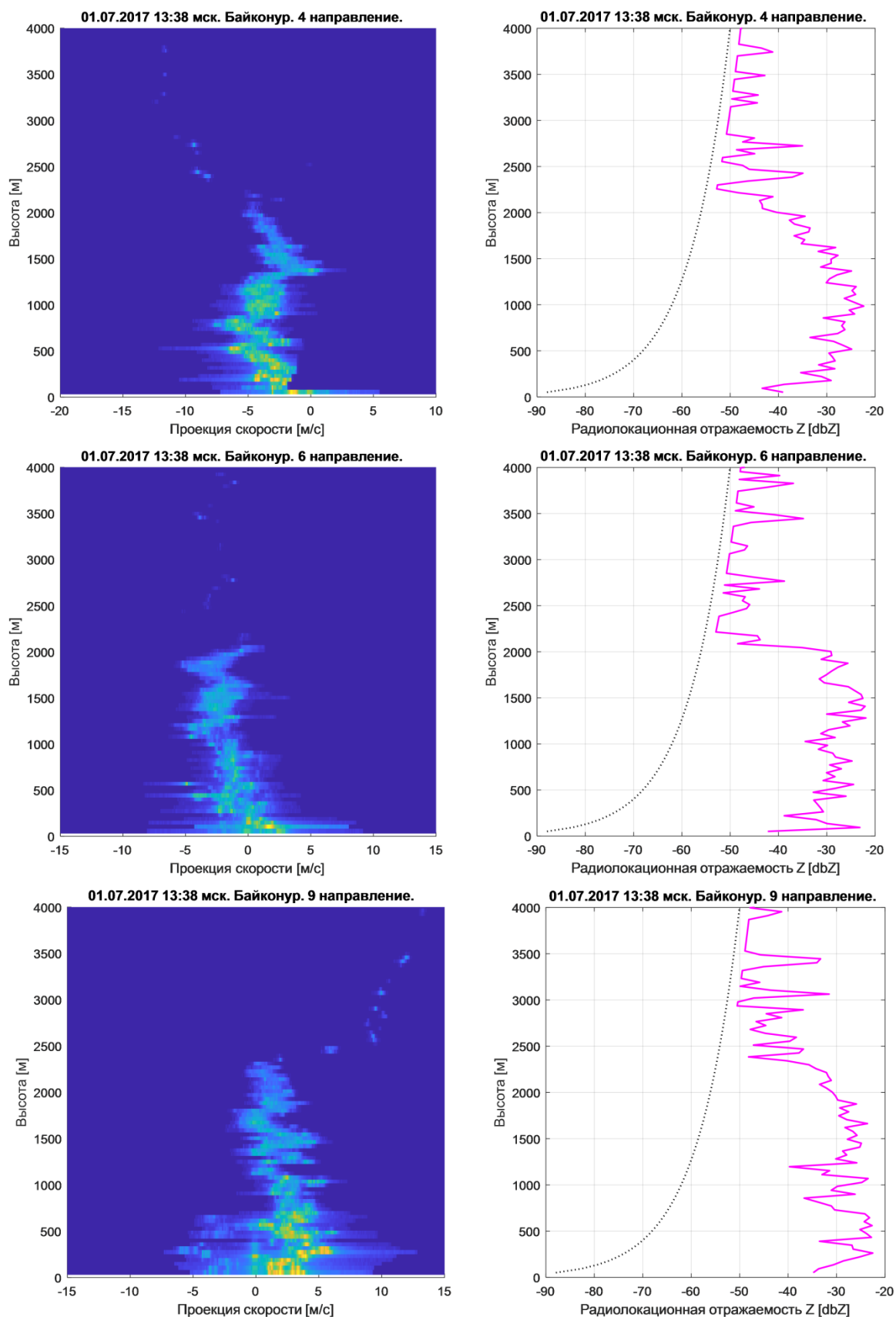


Рис. 3. Слева – спектрограммы отражений от ясного неба, полученные 01.07.2017, 13:38 мск при азимутах 120° , 180° и 270° ; Справа – соответствующие зависимости радиолокационной отражаемости Z [dBZ] от высоты для каждого направления зондирования

Особенностью сигналов на рис. 3 является высокий уровень радиолокационной отражаемости Z , превышающий -30 dBZ в слое до высоты 1500 м. При этом этот уровень флуктурует как с высотой, так и в различных направлениях зондирования в относительно узком интервале значений $Z=(-35\dots-25)$ dBZ. Статистический анализ, проведенный в работе [4] показал, что такое однородное пространственное распределение отражаемости не может формироваться отдельными рассеивателями типа насекомых, птиц, семенами растений, аэрозольных частиц, а обусловлен неоднородностями показателя преломления воздуха. Теория рассеяния, которая широко используется в радиолокации, трактует радиолокационные отражения от ясного неба как Брэгговское рассеяние на решетке турбулентных неоднородностей. Получено соотношение для расчета удельной площади рассеяния η (удельной отражаемости) развитой турбулентности [6,7]:

$$\eta = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3}, \quad (1)$$

где η выражена в м^{-1} , C_n^2 является мерой интенсивности флуктуаций показателя преломления и имеет размерность $\text{м}^{-2/3}$, а λ – длина волны, в [м].

В работе [6] приведено множество экспериментальных данных, которые подтверждают развитую теорию в приложении к длинам волн 3 см и выше. Собранный в работах Татарского В.И. и Степаненко В.Д. экспериментальный материал [6,7] показал, что C_n^2 может изменяться в диапазоне от $C_n^2 = 10^{-16} \text{ см}^{-2/3}$ до $4.3 \cdot 10^{-13} \text{ м}^{-2/3}$. Даже если взять самую интенсивную турбулентность с максимальным значением $C_n^2 = 4.3 \cdot 10^{-13} \text{ м}^{-2/3}$ по соотношению (1) получим максимальное теоретическое значение удельной отражаемости для длины волны $\lambda = 8.6$ мм:

$$\eta_{\max} = 8.0 \cdot 10^{-13} \text{ м}^{-1} \quad (2)$$

Данную величину можно пересчитать на эквивалентную радиолокационную отражаемость Z , предполагая, что сигнал формируется каплями воды [7]:

$$\eta_{\max} = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 \beta Z_{\max}, \quad (3)$$

где $|K_w|^2 = 0.8 - 0.95$ для водяных капель, $\beta = 10^{-18}$ учитывает переход размерностей в величине Z к $\text{мм}^6/\text{м}^3$. Для нашей системы, учитывая $\lambda = 8.6 \cdot 10^{-3}\text{м}$, получим максимальное теоретическое значение радиолокационной отражаемости Z :

$$Z_{\max} = 1.4 \cdot 10^{-5} \frac{\text{мм}^6}{\text{м}^3} = -49 \text{ дБZ}. \quad (4)$$

Метеорологическая ситуация 01.07.2017 была спокойной: по данным ветровых измерений скорость ветра не превышала 8 м/с, вертикальный градиент скорости ветра не превышал 1 м/с на 1000 м. Поэтому можно утверждать, что интенсивность турбулентности не могла быть экстремально высокой, а оценка для ожидаемой радиолокационной отражаемости, обусловленной локально однородными турбулентными флуктуациями, должна быть еще меньше, на уровне $Z = (-55 \dots -65) \text{ дБZ}$. Экспериментальные данные оказались на 20–30 дБZ выше ожидаемых значений, которые получаются из теоретических расчетов.

Следует отметить, что в соответствии с теорией рассеяние микроволн происходит на неоднородностях, имеющих масштаб вдвое меньших длины волны. В нашем случае $\lambda/2=4,3 \text{ мм}$. Но это значение находится вблизи границы инерциального интервала турбулентности $l_0 \sim 4 \text{ мм}$ для приземного слоя атмосферы [10,11]. С повышением высоты l_0 растет, и $\lambda/2$ выходит за инерционный интервал. Возможно, именно поэтому традиционная теория рассеяния плохо описывает отражения от ясного неба в миллиметровом диапазоне длин волн.

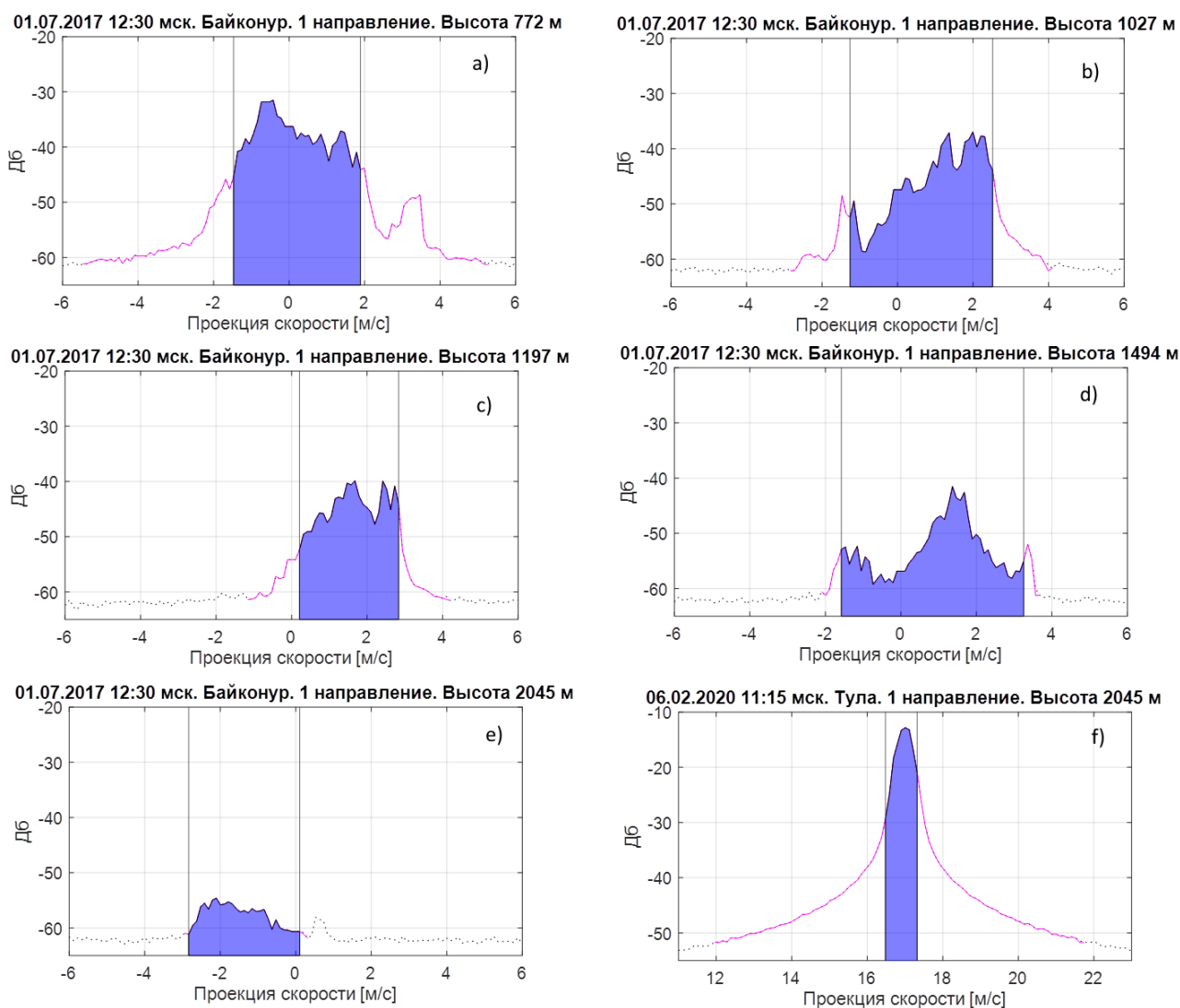


Рис. 4. а) ÷ е) Доплеровские спектры, полученные на космодроме Байконур 01.07.2017 в 13:38 на различных высотах в направлении 30° . Вертикальные линии делят полезный сигнал в отношении 2.5%, 95%, 2.5% мощности. f) типичный спектр, полученный в зимних условиях (06.02.2020 на высоте 2045 ± 20 м) имеет малую ширину

Для интерпретации наблюдаемых различий между теорией и экспериментом целесообразно рассмотреть структуру радиолокационных отражений в спектральной области, особенности пространственной и временной изменчивости сигналов. На рис. 4 представлены доплеровские спектры, полученные 01.07.2017 на различных высотах при азимуте зондирования $\alpha=30^{\circ}$. Спектральная плотность мощности на этих графиках представлена в логарифмическом масштабе, что позволяет анализировать форму спектров в широком динамическом диапазоне. Для удобства интерпретации спектр мощности разделен вертикальными линиями в пропорции 0,025:0,95:0,025.

Такое разделение полезного сигнала позволяет обратить внимание на особенности полученных сигналов, указать доли частиц с различными проекциями скоростей на направление зондирования. Для сравнения на рис. 4f представлена типичная форма доплеровского спектра, полученный в зимних условиях.

3. Анализ пространственно-временной структуры формирования отраженных сигналов

Поскольку мы проводим анализ доплеровских спектров в логарифмическом масштабе, то нам вполне удастся регистрировать спектральные составляющие на уровне 1/1000 от максимума. Следовательно, мы должны учесть более тонкую пространственно-временную структуру объема зондирования. Остановимся на этом вопросе подробнее.

Нетрудно показать, что только 75 % мощности рассеянного сигнала формируется эффективной протяженностью зондируемого объема $(c \cdot \tau_{\text{и}})/2 = 60$ м. Остальные 25% формируются соседними участками. В результате на каждой дискретной дальности зондирования сигнал формируется частицами, распределенными вдоль луча на расстоянии $c \cdot \tau_{\text{и}} = 120$ м. На рис. 5 показана пространственно-временная схема формирования сигнала импульсного радиолокатора при условии, что длительность зондирующего импульса $\tau_{\text{и}}$ равна времени накопления приемника $\tau_{\text{и}} = \tau_{\text{пр}}$.

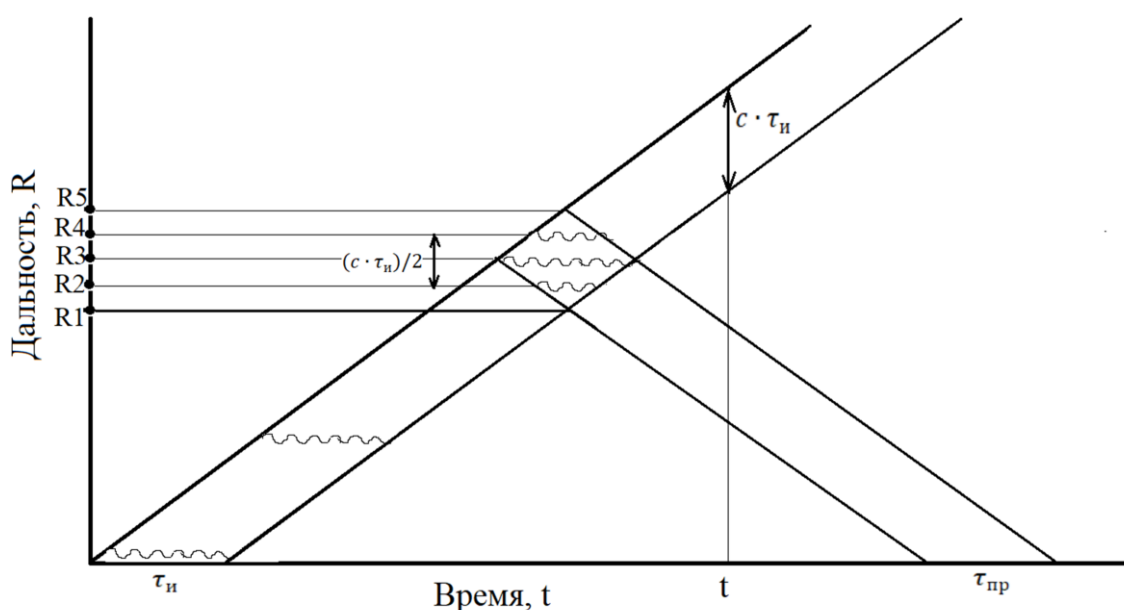


Рис. 5. Пространственно-временная структура сигнала (спектра), регистрируемого импульсно-когерентной РЛС. За время приема $\tau_{\text{пр}} = \tau_{\text{и}}$ одной дискретной дальности вклад в спектр дают рассеиватели R1...R5, находящиеся на участке протяженностью $c \cdot \tau_{\text{и}}$

Из рисунка видно, что каждая частица освещается импульсом в течение времени $\tau_{\text{и}}$. На приемнике (при $R=0$) в момент начала накопления регистрируется поле, рассеянное слоем частиц R1...R3, протяженностью $(c \cdot \tau_{\text{и}})/2$. За время накопления сигнала, равное $\tau_{\text{пр}}$ частицы из слоя R1...R3 заменяются слоем R3...R5. В результате, в регистрируемом сигнале на дискретной дальности вклад частиц получается различным: частица, находящаяся на расстоянии R3, дает вклад в виде цуга длительностью $\tau_{\text{и}}$, рис. 5, частицы, находящиеся на дальностях R2 и R4, дают цуги длительностью $\tau_{\text{и}}/2$, а частицы на дальностях R1 и R5 дают вклады близкие к нулю. Поскольку энергетический вклад каждой частицы пропорционален длительности ее цуга, то получаем, что 75% энергии формируется средней частью освещаемого пространства R2...R4, длительностью $(c \cdot \tau_{\text{и}})/2$. От частиц, формально относящихся к предыдущему дискрету дальности $(c \cdot \tau_{\text{и}})/2$, приходит 12,5% энергии всего сигнала и столько же – 12,5% – энергии формируются частицами, относящимися к следующей дискретной дальности. Описанные свойства

позволяют учитывать особенности формирования тонкой структуры доплеровского спектра с учетом фактического объёма зондирования.

Полную ширину доплеровского спектра σ_v в приближении гаусовости независимых процессов можно оценить из соотношения:

$$\sigma_v^2 = \sigma_{v,тб}^2 + \sigma_{v,\theta}^2 + \sigma_{v,гр}^2, \quad (5)$$

где $\sigma_{v,тб}$, $\sigma_{v,\theta}$, $\sigma_{v,гр}$ – уширение за счет турбулентности, конечной ширины диаграммы направленности и вертикального градиента скорости ветра соответственно. Вклад конечной ширины диаграммы направленности антенны обусловлен разными значениями проекций скоростей рассеивателей, находящиеся на краях диаграммы. Однако, учитывая весьма малую ширину диаграммы направленности используемой антенны ($0,5^\circ$) и низкий уровень боковых лепестков (-40 dB), этим фактором вполне можно пренебречь. Уширение спектра, обусловленное градиентом средней скорости ветра, можно оценить по формуле:

$$\sigma_{v,гр} = \frac{dv(h)}{dh} \cdot \Delta h, \quad (6)$$

где Δh – вертикальный размер объёма зондирования. Учитывая, что локальный вертикальный градиент средней скорости ветра не превышал $0,002$ м/с м, а $\Delta h = \frac{120}{\sqrt{2}} = 85$ м, получим $\sigma_{v,гр} = 0,17$ м/с. Следовательно, этот фактор также много меньше реальной ширины спектра, и на тонкую структуру получаемых спектров не влияет.

Таким образом, большая ширина получаемых доплеровских спектров обусловлена турбулентными движениями и направленными воздушными потоками в пределах объёма зондирования.

4. Анализ полученных результатов

Особенностью спектров, полученных в летних условиях (рис. 4а–е), является их большая ширина и многопиковость. Для сравнения на рис. 4f показан спектр, который соответствует зимним условиям измерений при наличии облачности. Разница в форме спектров очевидна. Зимние спектры

имеют почти гауссову форму, малую ширину ($\sigma=0,79$ м/с). Очевидно, что отмеченные радиофизические особенности спектров объясняются интенсивной конвекцией и появлением термиков. Поскольку наши измерения проводятся под углом места 45° , одинаковый вклад в проекцию скорости вносят как вертикальные, так и горизонтальные составляющие скорости воздушных потоков. Ширина спектров обусловлена не абсолютными значениями проекций скоростей в зондируемом объёме, а их отклонением от средней величины. Следовательно, широкий доплеровский спектр связан не только с неоднородностями горизонтальных движений, но и с разбросом вертикальных потоков. Именно при развитой конвекции происходит вертикальный подъём более легких влажных объемных структур с одновременным обратным движением более холодных участков, рис. 6. Типичные поперечные размеры термиков для равнинной местности изменяются от 30 м до 500–1500 метров [8]. Эти размеры сравнимы с характерными размерами зондирующего объёма, который в наших измерениях имел эффективную протяженность по дальности $(c \cdot \tau_{\text{н}})/2 = 60$ м и поперечный размер $d = \theta \cdot R$, составляющий $d=30$ м на дальности 3 км. С учетом тонкой пространственно-временной структуры формирования отраженного сигнала вклад в спектр вносят частицы из объёма, протяженностью 120 м и поперечником до 60 м.

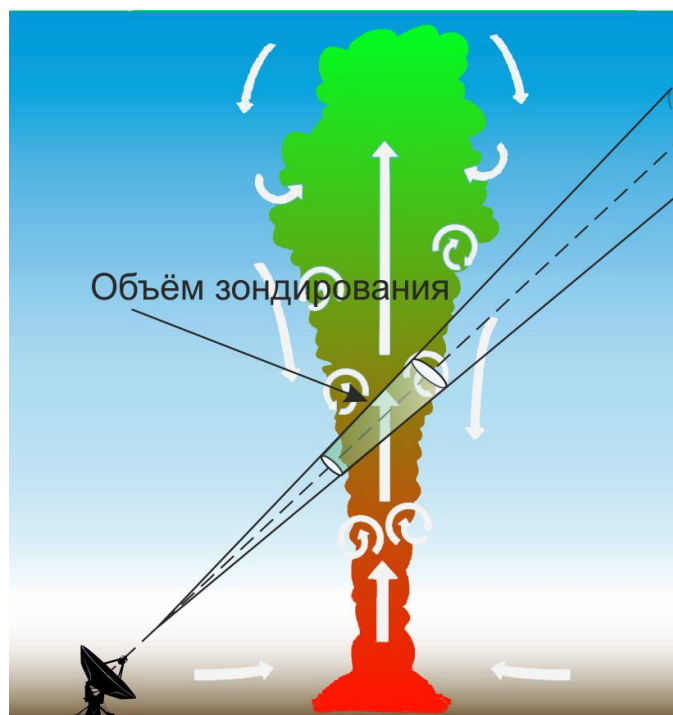
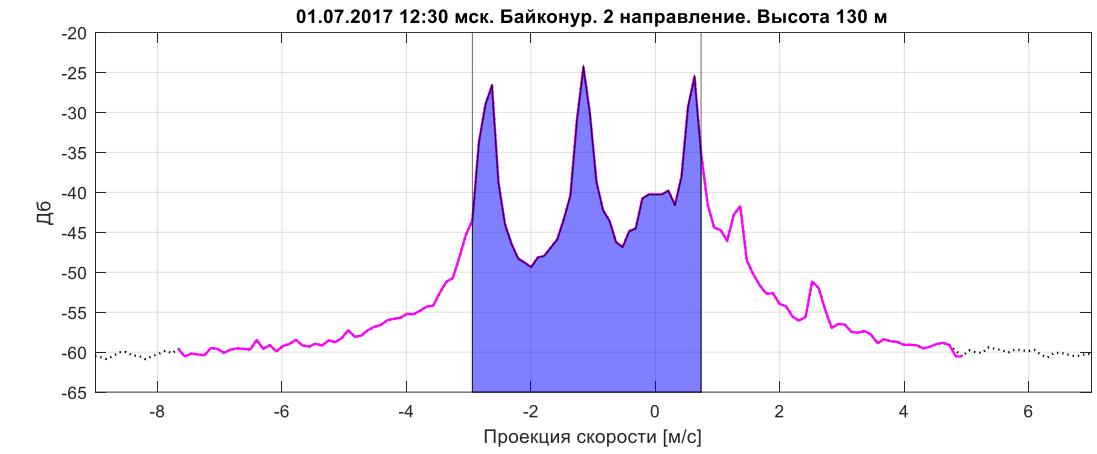


Рис. 6. Кроме горизонтального перемещения воздушных масс РЛС также регистрирует вертикальные нисходящие и восходящие потоки

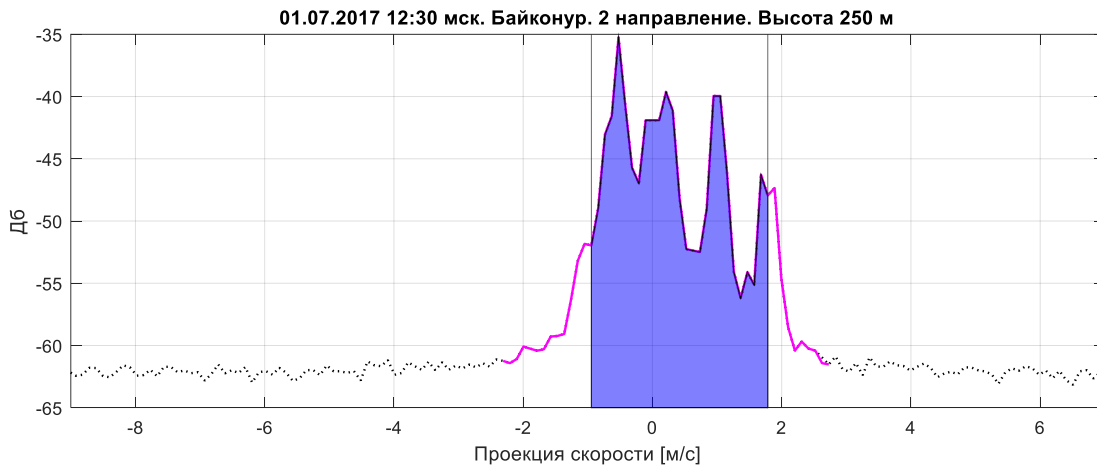
На рис. 6 видно, что в объем зондирования попадает и сам термик и его ближайшее окружение, которые перемещаются по вертикали в противоположных направлениях. По-видимому, именно с этим движением связана большая ширина доплеровских спектров в летних условиях. Мы заметили еще одну особенность доплеровских спектров, связанную с тем, что на малых высотах 100–250 м спектр имеет два или несколько интенсивных максимумов, расположенных на значительном удалении по частоте (проекции скорости). На рис. 7 показаны спектры на высотах 125, 170 и 250 м. При этом различие скоростей в пределах рабочего объема с протяженностью всего 120 м составила от 2 м/с до 4 м/с. Объяснение может заключаться в том, что в нижних слоях термика происходит его подпитка горизонтальными потоками, рис. 6, направление которых различно с различных сторон термика. Это приводит к дополнительной разности проекций скоростей и уширению доплеровского спектра.



а)



б)



в)

Рис. 7. На нижних высотах в спектрах появляются почти равномоощные максимумы на разных скоростях.
а) высота 130 м., б) высота 170 м., в) высота 250 м

5. Интерпретация высокой радиолокационной отражаемости в условиях ясного неба

В дополнение к большой ширине и многопиковости летние спектры, сформированные отражениями от ясного неба, иногда обладают очень высокой радиолокационной отражаемостью, превышающей теоретические оценки на 15÷25 dBZ. На наш взгляд, этот факт подтверждает модель формирования отражений от конвективных летних потоков, термиков.

Известно, что рассеяние радиоволн всегда связано с неоднородностями среды, в которой распространяется волна. В частности, радиолокационные отражения от ясного неба при отсутствии аэрозольных частиц обусловлены флуктуациями показателя преломления воздуха. По известной формуле Фрума–Эссена [9] зависимость показателя преломления воздуха n от давления P , влажности e и температуры T рассчитывается как:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = N_{\text{dry}} + N_{\text{wet}} = \frac{77,6 \cdot P}{T} + 3,73 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2}, \quad (7)$$

где N_{dry} – составляющая, обусловленная сухим воздухом, N_{wet} – влажная составляющая, P – атмосферное давление (hPa), e – давление водяного пара (hPa), T – абсолютная температура (K). Из данного соотношения можно рассчитать, какой из факторов: флуктуации температуры или флуктуации влажности в термиках играют определяющую роль. Отметим, что давление на расстоянии 60 м практически неизменно, поэтому флуктуации давления мы не рассматриваем. По данным прямых измерений изменение температуры в пределах термика имеет масштаб 1–2 К, в то время как изменение относительной влажности может достигать десятка процентов. По формуле (7) нетрудно получить, что у поверхности в летних условиях при $t = 28^\circ\text{C}$ изменение температуры на 1 К приводит к изменению N на $\Delta N = -1.5$ ед. N , в то время как изменение относительной влажности всего на 5% приводит в этих условиях к изменению $\Delta N = 154$ ед. N . Данные оценки указывают то, что именно флуктуации и градиенты влажности формируют основные радиолокационные неоднородности при наличии конвекции в атмосфере.

Известно, что термики формируются в основном не за счет более теплого воздуха (в термиках температура бывает даже ниже, чем в окружающем пространстве), а за счет более влажных порций воздуха, (при одинаковом давлении более легких). По этой причине на границах термика формируются турбулентные неоднородности между влажным восходящим и сухим нисходящим потоком. По нашему мнению, именно турбулентное взаимное перемешивание влажного и сухого воздуха на границах термика формируют вихри с большими градиентами влажности, которые имеют очень высокую радиолокационную отражаемость. Турбулентные движения на границах термиков не описываются теорией локально однородной изотропной турбулентности, поскольку носят неоднородный и не изотропный характер. Именно поэтому в условиях интенсивной летней конвекции возникает такое большое различие в радиолокационной отражаемости ясного неба между теорией и экспериментом. По нашему мнению, вопросы формирования радиолокационных сигналов от ясного неба в миллиметровом диапазоне длин волн в условиях конвекции еще далеки от полного решения. По-видимому, требуется проведение комплексных натурных исследований (с дополнительным применением лидарных, акустических и прямых контактных методов измерений) для выяснения физически обоснованных закономерностей формирования ОЯН в миллиметровом участке длин волн.

Заключение

Анализ структуры радиолокационных отражений от ясного неба в летних условиях позволил отметить такие особенности доплеровских спектров отраженных сигналов как большая ширина спектров, наличие в спектрах большого числа локальных максимумов. Совсем неожиданным явился высокий уровень радиолокационных отражений, составляющий $Z = -35 \dots -25$ dBZ в слое до 2500–3000 м., что на 15÷25 dBZ превышал максимальные теоретические оценки. Перечисленные свойства вполне могут быть объяснены интенсивными конвективными движениями при прогреве земной поверхности, которые

сопровожаются формированием всплывающих термиков. Широкие спектры обусловлены разнонаправленными потоками внутри и вне термика, дополнительное уширение спектров возникает в нижних слоях, которые захватывают разнонаправленные горизонтальные потоки у земной поверхности. Высокая радиолокационная отражаемость может быть объяснена восходящим движением влажного воздуха внутри термика и нисходящими потоками сухого воздуха за его границей. Взаимное перемешивание влажного и сухого воздуха на границах термика формируют вихри с большими градиентами влажности и, соответственно, высокими градиентами показателя преломления, что приводит к очень высокой радиолокационной отражаемости. В соответствии с теорией Татарского В.И. рассеяние микроволн происходит на неоднородностях, имеющих масштаб вдвое меньших длины волны. В нашем случае $\lambda/2=4,3$ мм. Но это значение находится вблизи границы инерциального интервала турбулентности $l_0\sim 4$ мм для приземного слоя атмосферы и выходит за границы инерциального интервала в более высоких слоях. Возможно, именно поэтому традиционная теория рассеяния плохо описывает отражения от ясного неба в миллиметровом диапазоне длин волн.

Литература

1. Горелик А.Г., Костарев В.В. Радиоэхо некоторых невидимых объектов тропосферы. *ДАН СССР*. 1959. Т.125. №1. С.59-61.
2. Atlas D. Radar Studies of Meteorological Angel Echoes. *J. Atmospheric Terrest. Phys.* 1959. V.15. №3-4. P.262-287.
3. Атлас Д. *Успехи радарной метеорологии*. Ленинград, Гидрометеиздат. 1967. 195 с.
4. Стерлядкин В.В., Куликовский К.В., Калмыков В.М., Ермилов Д.В. Радиолокационные отражения от ясного неба в диапазоне 35 ГГц. *Радиотехника и электроника*. 2021. Т.66. №9. С.863-871.
<https://doi.org/10.31857/S0033849421090163>

5. Стерлядкин В.В., Куликовский К.В., Калмыков В.М., Ермилов Д.В. Радиолокационные отражения от ясного неба в миллиметровом диапазоне длин волн. *Российский технологический журнал*. 2018. Т.6. №26. С.28-40. <https://doi.org/10.32362/2500-316X-2018-6-6-28-40>
6. Татарский В.И. *Распространение волн в турбулентной атмосфере*. Москва, Наука. 1967. 548 с.
7. Степаненко В.Д. *Радиолокация в метеорологии*. Ленинград, Гидрометеиздат. 1966. 350 с.
8. Андреев В., Панчев С. *Динамика атмосферных термиков*. Ленинград, Гидрометеиздат. 1975. 152 с.
9. Smith E.K., Weintraub S. *The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies*. Proceedings of the institute of Radio Science. 1953. V.41. P.1035-1037.
10. De Bruin H.A.R., Meijninger W.M.L., Smedman A.S., et al. Displaced-Beam Small Aperture Scintillometer Test. Part I: The Wintex Data-Set. *Boundary-Layer Meteorology*. 2002. V.105. P.129-148. <https://doi.org/10.1023/A:1019639631711>
11. Gossard E.E, Chadwick R.B, Detman T.R, Gaynor J. Capability of surface-based clear-air Doppler radar for monitoring meteorological structure of elevated layers. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1984. V.23. P.474-485. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0474:COSBCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0474:COSBCA>2.0.CO;2)

Для цитирования:

Куликовский К.В., Стерлядкин В.В. Радиофизические особенности радиолокационных отражений от ясного неба в миллиметровом диапазоне длин волн. *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2023. №5. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2023.5.1>