

И.Э. Пеннер, Г.П. Коханенко, В.С. Шаманаев

Лидарные исследования высоты верхней границы облачности над Западной Сибирью

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 3.12.99 г.

Проведены исследования флуктуаций высоты верхней границы облачности (ВГО) самолетным лидаром. Получены пространственные спектры флуктуаций высот ВГО. Для слоистообразных облаков они подчиняются в целом степенному закону « $-5/3$ ». В некоторых случаях интенсивность флуктуаций неоднородностей с масштабами менее 100 м убывает существенно быстрее. Для самих неоднородностей ВГО их горизонтальные размеры распределены по степенному закону, а вертикальные размеры – по экспоненциальному. Получено эмпирическое соотношение между средними горизонтальными и вертикальными размерами неоднородностей ВГО.

Введение

Задачи физики атмосферы и климатологии настоятельно требуют все более детальных знаний о статистических характеристиках облачности. Исчерпывающую информацию о пространственной неоднородности облаков можно получить с помощью лидаров, позволяющих оперативно исследовать их геометрическую структуру с высоким пространственным разрешением. Так, например, еще в 1993 г. были проведены два глобальных эксперимента по зондированию облаков над сушей, в которых принимали участие 17 лидарных групп в Европе, Азии, Америке и Австралии [1]. Но они позволили получить сведения преимущественно только о структуре нижней границы облачности, между тем первой на пути солнечной радиации встречается верхняя граница облачности (ВГО). Важность знания ее пространственной структуры была отмечена в работах многих авторов, исследующих радиационный перенос в неоднородных облаках. Наиболее полный обзор исследований в данном направлении представлен в работе [2].

В Институте оптики атмосферы целенаправленные результаты изучения высоты именно ВГО были выполнены в 1986 г. [3] с помощью лидара «Светозар-3» [4], установленного на борту самолета-лаборатории. Эксперименты делались на сухопутных трассах длиной до 200 км. Было получено, что для низких облаков типа *St* среднеквадратичные флуктуации составляли 10–12 м. Для облаков *Sc* со средней высотой ВГО 2700 м и наличием заметных трендов размах измерений высоты ВГО достигал 100 м даже при их одноуровневом строении. Например, были прозондированы структуры типа «башенка» с диаметром 200–250 м и высотой 50–70 м, а также типа «минарет». Их высота достигала 120–140 м при диаметре 40–60 м. Здесь же была сделана первая попытка использовать спектральный анализ для описания ВГО, однако без детального учета вклада трендов и низкочастотных процессов. В то же время имеются основания предполагать, что статистическая структура сухопутных (материковых) облаков должна отличаться от таковой для морских. Причина – сильная неоднородность подстилающей поверхности на суше по сравнению с морской поверхностью в масштабах синоптических про-

цессов. Это, в свою очередь, должно задавать отличающиеся потоки тепла и водяного пара и, следовательно, неодинаковое формирование облачных полей.

Подготовка данных зондирования высоты ВГО

В статье [5] нами были рассмотрены результаты двух достаточно широких экспериментов по зондированию ВГО слоистообразных облаков над Северным Ледовитым океаном. Для соблюдения единообразия с приведенными в [5] результатами использовался тот же самый пороговый критерий границы облака. Порог задавался по величине сигнала от атмосферы над ВГО, просуммированного с удвоенным значением фоновых помех, имеющихся на лидарном сигнале. Фактически это наиболее чувствительный критерий, соответствующий наименьшей дистанции от лидара до границы облака [3]. Высота ВГО вычислялась как разность высоты полета самолета, определяемая штатным оборудованием бортового навигационного комплекса, и расстояния до ВГО, определяемого бортовым лидарным комплексом. Здесь использовались те же процедуры по подготовке исходных массивов данных по высоте ВГО для ее статистического анализа относительно высокочастотных флуктуаций. Это касается выявления и устранения линейных трендов, а также скачков высот ВГО в местах «сшивания» различных облачных полей. Для этого формировалась единая последовательность реализаций высот ВГО $\{h_n\}$, имеющая нулевое среднее. Каждая реализация нормировалась на среднеквадратическое отклонение ряда σ_n .

Таким образом, данные экспериментов за отдельные полетные дни приводились к одному масштабу. Кроме того, определялась средняя высота $\langle H_0 \rangle$ облаков каждого дня зондирования для того, чтобы знать, относятся ли исследуемые облачные поля к одному и тому же семейству согласно морфологической классификации облаков. В таблице приведены общие сведения по зондированию слоистообразной облачности нижнего яруса в ходе двух полетов над Западной Сибирью.

**Исходные данные по зондированию верхней ВГО
над сушей самолетным лидаром**

Характеристика	Западная Сибирь	
	25.06.94	1.11.96
Тип облачности	St-Sc	St
Количество облаков, балл	7-8	10
Пространственное разрешение по высоте, Δh , м	12	3
Пространственное разрешение по трассе, Δl , м	10	5
Средняя высота, H_0 , м	1700	1600
Суммарная длина трассы зондирования, L , км	200	60
Количество значений ВГО, N	16000	12000

На рис. 1 для двух трасс различных полетных дней приведены профили относительных высот ВГО около нулевого среднего. Флуктуации ВГО даны в единицах абсолютного стандартного отклонения высоты ВГО σ_h для каждого эксперимента. На рис. 1, а приведены данные зондирования, полученные с частотой следования вспышек лазера 25 Гц, т.е. на трассе 60 км было произведено порядка 12000 измерений. Профиль на рис. 1, б получен при работе лазера с частотой 10 Гц, это соответствует 12280 измерениям на трассе длиной порядка 120 км. Для таких достаточно длинных рядов измерений ($L = 60$ и 120 км) подобная разница в частотах дискретизации, определяющих пространственное разрешение по трассе (соответственно $\Delta l = 5$ и 10 м), уже не будет оказывать существенное влияние на возможные смещения оценок статистических моментов первых двух порядков.

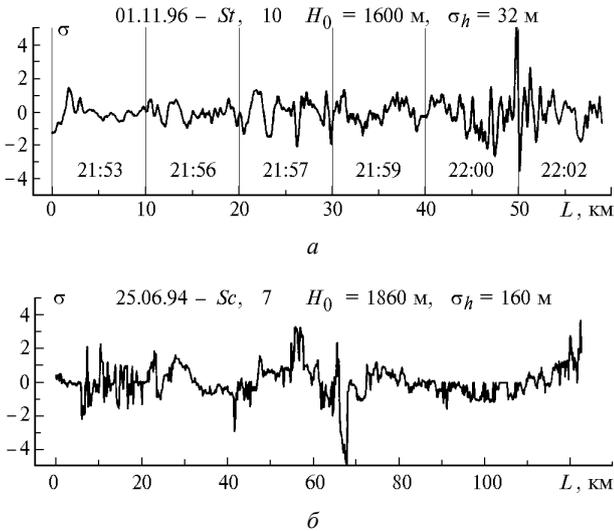


Рис. 1. Горизонтальные профили относительной высоты ВГО для трасс различной длины L . По оси ординат отложена величина $\sigma = k\sigma_h$. Значение σ_h – абсолютное среднеквадратическое отклонение высоты ВГО для данного эксперимента. H_0 – средняя высота ВГО. Флуктуации высоты ВГО показаны около нулевого среднего; а – St, 10 баллов; б – Sc, 7–8 баллов

Процесс флуктуаций ВГО вновь сформированной последовательности относительных высот $\{h_n\}$ можно уже считать приближенно стационарным, о чем свидетельствует и вид распределений. На рис. 2 приведены эмпирические гистограммы и произведенные на них методом наименьших квадратов аппроксимации гауссовым законом распределения данных о флуктуациях высоты ВГО, представленных на рис. 1. В поле каждого рисунка указаны конкретные величины единичного значения среднеквадра-

тического отклонения σ_h , полученного для всего ряда значений $\{h_n\}$. Как видим, большую флуктуацию высот ВГО ($\sigma_h = 160$ м) имеет процесс, исследованный при зондировании 25.06.94, когда наблюдалась, как уже отмечали, многоярусная разорванная слоистая облачность. А над сплошным однородным полем слоистой облачности по данным $\{h_n\}$ от 1.01.96 получена меньшая флуктуация ($\sigma_h = 32$ м). Модальное значение $p(h)$ для представленных облачных полей совпадает с положением нулевого среднего. Предельное отклонение по σ_h , за исключением экстремальных значений $\{h\}$, находится в пределах $\pm 3\sigma$. Несмотря на то что эти реализации значений высот ВГО получены на сильно различающихся облачных полях, распределение их статистических параметров имеет приблизительно один характерный вид, близкий к нормальному. Таким образом, к ним можно корректно применять стандартные методы статистического анализа.

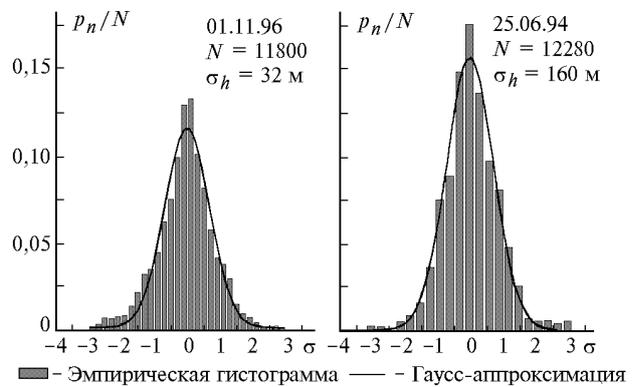


Рис. 2. Эмпирические гистограммы центрированных флуктуаций высоты ВГО для рис. 1 и их Гаусс-аппроксимации

**Пространственный спектр флуктуаций
ВВГ слоистой облачности**

Далее по алгоритмам, описанным ранее в [5], находились оценки спектральной плотности флуктуаций высот ВГО по пространственным волновым числам $k_i = 2\pi/\lambda_i$ как функция $S_h(k_i)$ вида [6]:

$$S_h(k_i) = \frac{2}{n_d N \Delta\lambda} \sum_{j=1}^{n_d} |H_j(k_i)|^2, \quad i = 0, 1, \dots, N/2,$$

где $H_j(k_n)$ – финитное преобразование Фурье реализаций $\{h_{jn}\}$ ($n = 0, 1, \dots, N-1; j = 1, 2, \dots, n_d$).

Так, на рис. 3 приведены спектры $S_h(k)$ для последовательности отдельных реализаций по трассе, рассмотренной на рис. 1, а. Эти реализации получены с высоким пространственным разрешением – $\Delta\lambda$ ($\Delta\lambda \approx 3,5$ м при скорости самолета 85–90 м/с), что позволило получить оценки спектральной плотности с погрешностью не более 20% для достаточно высокочастотной (для облачных образований) области спектра в полосе пространственных длин волн $7 < \lambda < 200$ м.

Если выделить область пространственных длин волн $12 < \lambda < 120$ м, то спектральные оценки достаточно хорошо аппроксимируются степенной зависимостью – $S_h(k) \sim k^{-p}$. Ограничение в области малых волновых чисел вызвано завалом спектра за счет удаления низкочастотных состав-

ляющих, предполагаемый период которых не укладывается на длительности отдельно анализируемой реализации $\{h\}$. Особенно это заметно на примере оценки спектра, полученного по реализации, записанной в 21:53 (см. рис. 1, *a*). В данном случае удаление низкочастотного тренда из выборки $\{h_n\}$ существенно обеднило энергетику процесса флуктуаций на длинах волн $\lambda > 100$ м. Ограничение в области высокочастотных флуктуаций на длинах волн порядка 10 м объясняется существенным замедлением скорости спада спектральной плотности, что более характерно для процессов «белого шума». Следует отметить, что даже для таких мелкомасштабных флуктуаций высоты облачности мы не достигли вязкого интервала длин волн, в котором, согласно теории турбулентных процессов в атмосфере [7], наблюдается диссипация кинетической энергии турбулентных движений, передаваемых каскадными процессами. Этот интервал пространственных масштабов в процессах облакообразования характерен для распада и вырождения облачных структур.

На некоторых спектральных функциях $S_h(k)$ аппроксимирующие прямые (в случае двойного логарифмического масштаба на рис. 3) степенной зависимости, проведенные в выделенной области пространственных длин волн, дают заметно меньшую степень наклона. Одной из причин такого поведения функции спектральной плотности, полученной по реализации, записанной в 22:00, является дополнительная (по отношению к энергии осредненного турбулентного движения атмосферы в инерционном интервале) подкачка энергии от вертикальных движений атмосферных образований, задаваемая внешними условиями (возможно, от неравномерной подстилающей поверхности). На это указывает явно выделяемая в спектральной плотности (рис. 3, $S_h(k) - 22:00$) интенсивность флуктуаций на масштабах с пространственными длинами волн 20...60 м.

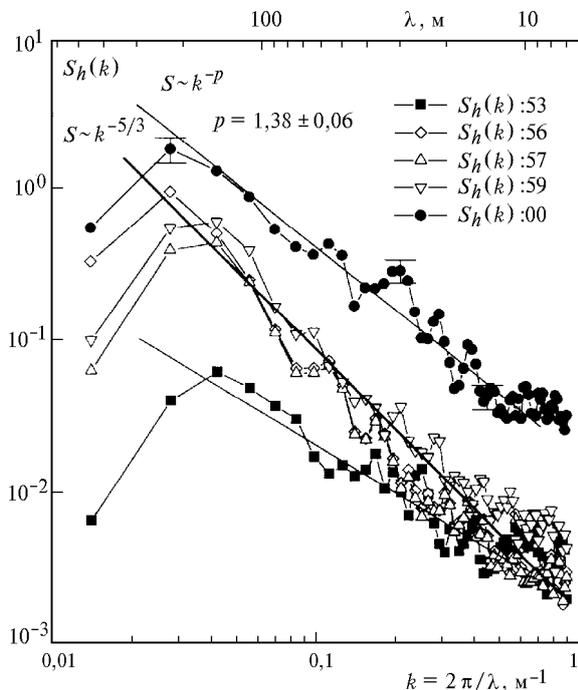


Рис. 3. Пространственные спектры флуктуаций ВВГО для отдельных реализаций рис. 1, *a*. Кривые обозначены в соответствии со временем записи реализаций

Большинство приведенных на рис. 3 спектров имеют наклон, близкий к степенному закону « $-5/3$ », и различают-

ся незначительно показателями степени p . Данная зависимость сохраняется и в оценке спектра, рассчитанного по реализациям всей трассы (см. рис. 1, *a*). Из рис. 4, *a* видна выполнимость этой закономерности во всей анализируемой области пространственных длин волн $0,007 < \lambda < 7$ км. Напомним, что здесь речь идет о достаточно однородном облачном поле St , когда стандартное абсолютное отклонение нецентрированной ВВГО σ_1 равно 32 м.

Пространственный спектр флуктуаций ВВГ слоисто-кучевой облачности

Другого рода облачное поле, горизонтальный профиль высоты которого представлен на рис. 1, *b*, состоит из слоисто-кучевых облаков (Sc) с плотностью покрытия небосвода 7–8 баллов и разорванной многослойной структурой со среднеквадратическим отклонением $\sigma_1 = 160$ м. В связи с этим следует обратить внимание на то, что рассматриваемый профиль ВГО состоит из значений высот, измеренных преимущественно по верхнему слою исследуемой системы облачности (одного нижнего яруса). Верхний слой являлся наиболее плотным по степени покрытия, а перемежаемость слоев практически отсутствовала.

Оценки спектральной плотности, выполненные на отдельных реализациях флуктуаций ВГО по трассе полета над данным облачным полем, отличаются большим разнообразием как общего вида спектра, так и характерной степенью наклона спектра. Поэтому на рис. 4, *b* приводится только ос-

редненный по всем реализациям трассы сглаженный спектр $\bar{S}_h(k)$ в области пространственных длин волн $0,017 < \lambda < 4,4$ км. Такая спектральная оценка, с погрешностью не более 15%, имеет высокую надежность статистической устойчивости и характеризует, таким образом, в обобщенном виде динамическое состояние облачного поля в анализируемой области волновых чисел.

Как видно из рис. 4, *b*, в области малых волновых чисел ($k < 0,04 \text{ м}^{-1}$) действительно выделяется инерционный интервал пространственных масштабов, на котором спектральная плотность аппроксимируется степенной зависимостью по закону « $-5/3$ ». Далее, по мере увеличения k , наблюдается перегиб спектра на масштабах с $\lambda \approx 100$ м с последующим более быстрым, чем в инерционном интервале, спадом спектральной плотности в области больших волновых чисел. В области перегиба заметно замедление скорости спада спектральной плотности флуктуаций ВВГО. На этих пространственных масштабах происходит подпитка энергии турбулентности, передаваемой в инерционном интервале, за счет конвективных движений в кучевых облаках. Это следует из того, что элементы термической турбулентности, порождаемые подобными движениями внутри облака, имеют характерные масштабы, соответствующие волновым числам в области перегиба ($0,04 < k < 0,1 \text{ м}^{-1}$) [8].

В области больших волновых чисел ($k > 0,1 \text{ м}^{-1}$) кривая спектральной плотности круто спадает. Значение показателя степенной зависимости изменяется по мере сужения аппроксимирующей области волновых чисел $0,1 \div 0,2 < k < 0,36 \text{ м}^{-1}$ данного спектра в сторону максимального волнового числа и возрастает по модулю от 3 до 5. Весь участок спектра за волновым числом $k > 0,04 \text{ м}^{-1}$ имеет явно отличающуюся от степенной зависимости закономерность физических процессов флуктуаций ВВГО. На нем можно достаточно точно аппроксимировать спад спектральной плотности экспоненциальной зависимостью вида

$$S(k) \sim \exp(1 - k/k_0), \quad k > k_0,$$

где k_0 – волновое число начала области перегиба. Подобная экспоненциальная зависимость спада спектральной плотности была предложена в теоретической модели переноса энергии турбулентности по спектру в вязкой области. Эта модель основана на гипотезе Гейзенберга, которая предполагает, что «механизм передачи энергии от крупных вихрей к мелким качественно подобен процессу вязкой диссипации, при котором крупные вихри теряют свою энергию на работу против сил трения, создаваемых мелкими турбулентными вихрями» [9].

Таким образом, спектральная плотность флуктуаций высоты $S_h(k)$, после перегиба на пространственных масштабах подпитки энергией турбулентности конвективных движений внутри Sc облаков, более сильно убывает по сравнению с инерционной областью волновых чисел вследствие вязкого вырождения мелкомасштабных

вихрей термической турбулентности на пути к верхней границе Sc облаков. Процесс вырождения может усиливаться за счет потери энергии вертикальных движений (порождаемых архимедовой силой положительной плавучести) элементов облачной конвекции вследствие работы против отрицательных сил плавучести, возникающих в устойчивом инверсионном слое на верхней границе слоисто-кучевой облачности. Причем этот физический процесс вырождения сказывается тем сильнее, чем меньше размер элементов термической турбулентности и чем более устойчивым является надоблачный слой инверсии.

Отметим, что для всей совокупности наших лидарных измерений над сушей спектр $S_h(k)$ флуктуаций верхней границы слоисто-кучевой облачности сохраняет общий вид по типу рис. 4, б. В спектре флуктуаций ВГО морских слоисто-кучевых облаков, рассмотренных нами в работе [5], также имеется излом, но менее выраженный.

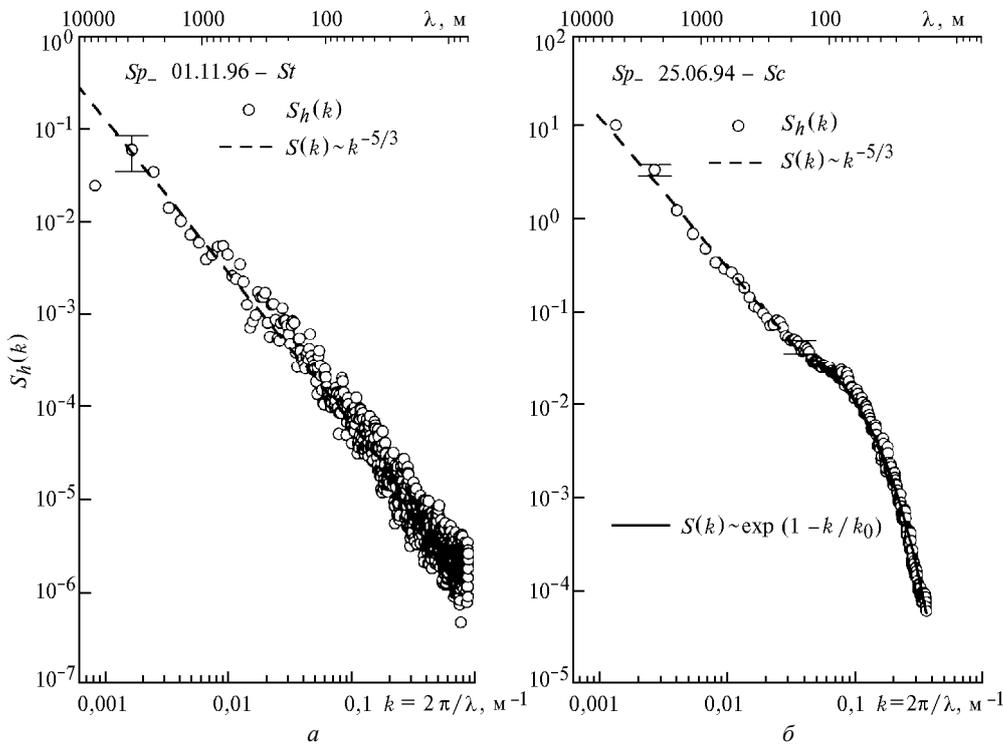


Рис. 4. Пространственные спектры флуктуаций ВВГО для полетов по рис. 1: а – для рис. 1, а, St облака, 10 баллов; б – для рис. 1, б, Sc облака, 7–8 баллов. Пунктирная прямая – степенной закон Колмогорова–Обухова с показателем степени « $-5/3$ ». Сплошная кривая на рис. 4, б – аппроксимация экспоненциальным законом распределения

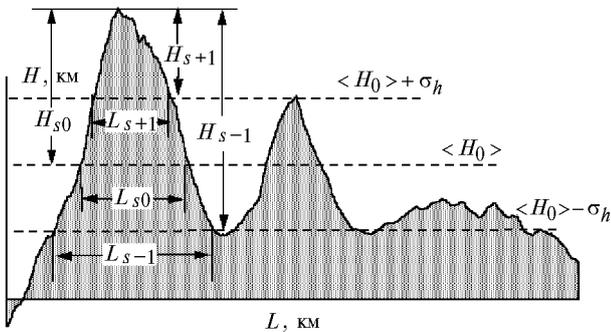


Рис. 5. Схема фрагментации ВГО на облачные сегменты при ее сечениях в вертикальной плоскости

Закономерности распределения горизонтальных размеров неоднородностей ВГО

Данные зондирования высоты ВГО позволяют получить статистические характеристики, касающиеся распределения горизонтальных размеров неоднородностей ВГО. На рис. 5 приведена схема фрагментации верхней границы на облачные сегменты в вертикальных сечениях зондирования. Для каждого уровня высоты горизонтального сечения H_0 , $H_0 + \sigma_h$, $H_0 - \sigma_h$ (где H_0 – уровень средней высоты ВГО, а σ_h – стандартное среднее квадратическое отклонение) выделялись сегменты с соответствующими значениями

ми длины L_s и высоты H_s . Общее число выделенных сегментов для суммарной трассы длиной 220 км составило 3217.

На рис. 6 показаны одномерные распределения числа облачных сегментов в зависимости от длины L_s (рис. 6, а) и высоты H_s (рис. 6, б), полученные по всем трассам зондирования на уровне средней высоты H_0 . Видно, что закономерности статистического распределения неоднородностей в вертикальной и горизонтальной плоскостях имеют различный характер. Аппроксимация экспоненциальной зависимостью распределения H_s соответствует нормальному (гауссову) закону распределения флуктуаций ВГО, которое было определено по эмпирической гистограмме (см. рис. 2). В это же время распределение горизонтальных размеров L_s имеет явно степенную зависимость. На это указывает высокая корреляция ($R=0,98\pm 0,13$) аппроксимирующей прямой линейной регрессии (в двойном логарифмическом масштабе) с эмпирическими точками распределения. Параметр наклона линии дает значение показателя степенной зависимости $p = -1,95\pm 0,05$. Средний размер длины сегмента составляет $\langle L_s \rangle \approx 110$ м, что находится в хорошем согласии с масштабом неоднородности, выделяемой в области перегиба пространственного спектра флуктуаций ВГО (см. рис. 4, б). Аналогичная степенная зависимость распределения линейных размеров облачных неоднородностей, выделяемых в поле отраженной радиации, полученной по спутниковым (LANDSAT) данным, представлена в работе [10].

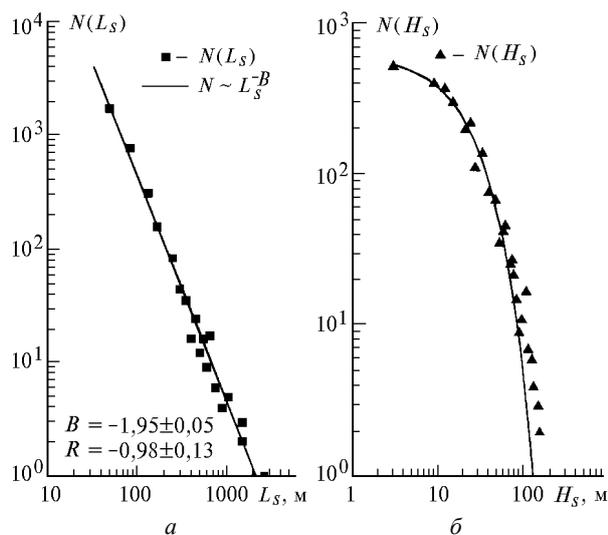


Рис. 6. Одномерные функции распределения числа облачных сегментов в зависимости: а – от их длины L_s ; б – от их высоты H_s

Интересный эффект проявляется при анализе плотностей вероятности распределений L_s (рис. 7), полученных на разных уровнях горизонтального сечения однородного облачного поля (на примере вертикального профиля St облаков, см. рис. 1, а). Видно, что закон степенной зависимости распределения по размерам выполняется для всех сечений, но показатель степени убывания размеров уменьшается (по модулю) с понижением высоты сечения облака. Такое поведение одномерных распределений L_s на разных уровнях высоты характеризует свойство масштабной инвариантности пространственных структур облака в горизонтальной плоскости и неизотропность двумерного поля в вертикальном направлении. Частично причиной такого поведения может быть недостаточная обеспеченность статистики

размеров сегментов на разных уровнях в ограниченном облачном поле (суммарное число сегментов $N_{\text{sum}} = 585$). Но оценки спектральной плотности флуктуаций ВГО данного поля ($S_h(k)$ на рис. 4, а) указывают на существование флуктуаций всех масштабов длины и на их однородное распределение во всей области инерционного интервала длин волн.

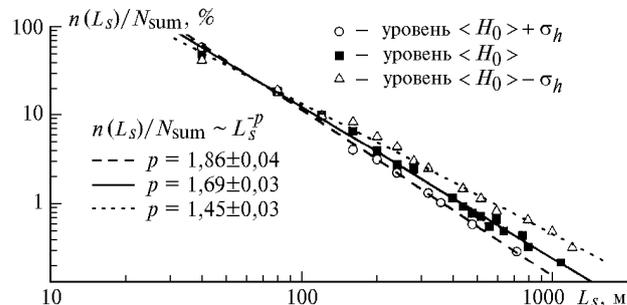


Рис. 7. Плотность вероятности распределений длин L_s на разных уровнях горизонтальных сечений по рис. 5

В работе [11] описано изменение показателя степенной зависимости распределения от порогового критерия определения внешних масштабов неоднородностей во фрагментированных слоях кучевой облачности. (Индикаторная функция облачных сегментов построена в [11] на основе пороговой концентрации капель диаметром ниже 30 мкм, измеренных на одном уровне высоты горизонтального сечения.) Основная тенденция этого изменения заключается в уменьшении по модулю показателя степени убывания размеров с увеличением внешних масштабов облачных сегментов. Это совпадает с выявленной нами закономерностью изменения статистики флуктуаций горизонтальных размеров неоднородностей по мере углубления уровней сечения в слоистой облачности.

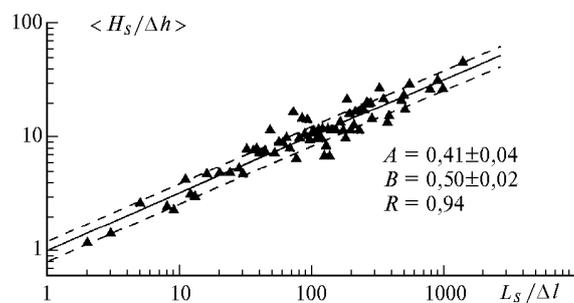


Рис. 8. Зависимость средней безразмерной высоты неоднородностей от безразмерной длины сегментов облачных неоднородностей

Весьма интересным результатом является выявленная нами нелинейная зависимость вертикальных и горизонтальных размеров облачных неоднородностей. Это дает количественные данные о неизотропности трехмерной структуры ВГО. На рис. 8 представлена в двойном логарифмическом масштабе зависимость изменения безразмерной высоты $\langle H_s/\Delta h \rangle_{L_s}$ от изменения безразмерной длины $L_s/\Delta l$ облачного сегмента. Здесь Δh и Δl обозначают, соответственно, шаг пространственного разрешения в вертикальном и горизонтальном направлениях, а угловые скобки – усреднение значений высот в сегментах, имеющих одинаковые длины L_s . Параметр линейной регрессии B (из уравнения $\log(H_s/\Delta h) = A + B \log(L_s/\Delta l)$), определяющий

наклон аппроксимирующей прямой, построенной по эмпирическим точкам рис. 8) соответствует скейлинговому показателю α [12] в соотношении подобия линейных размеров облачных сегментов:

$$H_s/\Delta h \approx (L_s/\Delta L)^\alpha.$$

Здесь показатель α описывает меру возрастания высоты облачного сегмента при увеличении его длины. Найденное значение $B = 0,50 \pm 0,02$ задает $\alpha \approx 1/2$, т. е. высота облачного сегмента растет в среднем как квадратный корень его длины.

Закключение

Проведенный анализ данных зондирования высоты верхней границы облачности, полученных при помощи самолетного лидарного комплекса, позволил выявить закономерности распределения пространственных неоднородностей и произвести количественные оценки статистических параметров стохастической пространственной структуры слоистых и слоисто-кучевых облаков нижнего яруса.

Плотность вероятности распределения длины неоднородностей в ВГО имеет степенную зависимость. Плотность вероятности распределения высоты неоднородностей в ВГО имеет экспоненциальную зависимость. По нашим данным, высота неоднородностей верхней границы слоистой облачности растет в среднем пропорционально квадратному корню от их длины.

Пространственные спектры флуктуаций высоты верхней границы облаков данного морфологического семейства в целом соответствуют степенному закону Колмогорова–Обухова. На больших дистанциях зондирования для крупномасштабных неоднородностей в облачных полях обоих родов показатель степени близок к « $-5/3$ ». Но для слоисто-кучевой облачности либо для слоистой облачности, находящейся в процессе диссипации, начиная с неоднородностей длиной порядка 200 м и менее, спектры флуктуации убывают быстрее вплоть до закономерности « $-13/3$ ». Подобный вид степенного пространственного спектра отраженной радиации с характерным изломом на сопоставимых масштабах в поле радиационной температуры слоисто-кучевой облачности, восстановленной по спутниковым (Landsat) данным, был получен в [10]. В последнее время причины такого «необычного» поведения спектра отраженной радиации интенсивно обсуждаются [13–15].

Выдвигаются гипотезы, основанные непосредственно на сглаживании мелкомасштабных флуктуаций радиационного поля за счет эффектов горизонтального переноса радиационных потоков [14], а также гипотезы, основанные на неоднородности пространственной структуры облачности и влиянии в связи с этим эффектов геометрического усреднения [13], обусловленных конечным полем зрения реальных приемников. В работе [15] содержится критический анализ слабостей и явных недостатков объяснения излома спектра с помощью радиационного сглаживания. Там же с помощью численного моделирования исследуется влияние эффекта геометрического усреднения на пространственный спектр отраженной радиации в неоднородных слоисто-кучевых облаках. Автор делает вывод, что данный эффект очевидным образом проявляется при большом поле зрения детектора отраженной радиации и его необходимо учитывать при интерпретации спутниковых данных. Но в то же время «из-за высокого пространственного разрешения» (для данных спутника Landsat ~ 30 м) «и, следовательно, очень малого поля зрения детектора эффект геометрического усреднения, по-

видимому, не может объяснить наличие излома пространственных спектров отраженной радиации» и автор предполагает, что, вероятно, «излом спектра является следствием статистической неоднородности реальных облачных систем» [15].

На наш взгляд, последнее предположение должно иметь первостепенное значение в ряду причин, приводящих к излому спектральной плотности какой-либо пространственно распределенной характеристики в поле слоисто-кучевой облачности. На то указывают, по-видимому, пространственные спектры флуктуаций высоты ВГО, представленные в данной статье и в работе [5], которые характеризуют различную статистическую структуру неоднородностей на разных пространственных масштабах. Если учесть, что верхняя граница выступает в роли индикатора динамики облакообразования, то можно заключить, что характерный масштаб излома спектра разделяет различные физические процессы, определяющие интенсивность флуктуаций пространственных характеристик облачности на соответствующих им масштабах. Один из наиболее вероятных сценариев развития такого процесса, приводящего к сглаживанию мелкомасштабных флуктуаций неоднородностей слоисто-кучевой облачности и соответственно к излому пространственного спектра, был рассмотрен в данной статье.

1. Platt C.M., Young S.A., Carswell A., Pal S., McCormick M.P., Winker D., DeGusta F., Eberhard W., Flamant P., Forgan B., Gimmestad G., Hardesty M., Khmelevtsov S., Kolev I., Lu Darren, Sassen K., Shamanaev V., Stefanutti L., Uchino O., Wandinger U., Weikamp C., Wooldridge C., Yager H. The Experimental Cloud Lidar Pilot Study (ECLIPS) for Cloud-Radiation Research // Bull. Amer. Meteorol. Society. 1994. V. 75. N 9. P. 1635–1654.
2. Тутов Г.А., Касьянов Е.И. Радиационные эффекты неоднородных облаков // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 10. С. 911–921.
3. Пеннер И.Э., Самохвалов И.В., Шаманаев В.С., Шнайдер И.А. Зондирование граничной области облаков // 9-й Всесоюзный симп. по лазерн. и акустич. зондир. атмосферы. Ч. 1. Томск, 1987. С. 212–216.
4. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности / Под ред. В.Е. Зуева. Новосибирск: Наука, 1987. 262 с.
5. Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Лидарные исследования высоты верхней границы облачности над океаном // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 12. С. 1146–1151.
6. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных процессов. М.: Мир, 1989.
7. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967.
8. Винниченко Н.К., Пунус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 288 с.
9. Динамическая метеорология / Под ред. Д.Л. Лайхтмана. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 608 с.
10. Cahalan R.F., and Snider J.B. Marine Stratocumulus Structure // Remote Sens. Environ. 1989. V. 28. P. 95–107.
11. Durouze C., Guillemet B. Analyse des Heterogeneites Spatiales des Stratocumulus et Cumulus // Atmospheric Research. 1990. V. 25. N 4. P. 331–350.
12. Mandelbrot B.B. The Fractal Geometry of Nature / W.H. Freeman. New York, 1983.
13. Barker H.W. A spectral analysis of albedo and bidirectional reflectances for inhomogeneous clouds // Remote Sens. Environ. 1995. V. 54. P. 113–120.
14. Davis A., Marshak A., Cahalan R., and Wiscombe W. The Landsat Scale Break as a Tree-Dimensional Radiative Transfer Effect: Implications for Cloud Remote Sensing // J. Atmos. Sci. 1997. V. 54. N 2. P. 241–260.
15. Тутов Г.А. Спектральный анализ отражательной способности слоисто-кучевых облаков // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 3. С. 191–197.

I.E. Penner, G.P. Kokhanenko, V.S. Shamanaev. Lidar investigations of the clouds top boundary above Western Siberia.

Fluctuations of the clouds top boundary (CTB) were studied with airborne lidar. Spatial spectra of the CTB altitudes fluctuations have been obtained. For stratified clouds, they in general follow the power law « $-5/3$ ». In some cases the inhomogeneities fluctuations intensity with scaled factor less than 100 m increase significantly faster. For the CTB inhomogeneities themselves their horizontal dimensions follow power law and the vertical dimensions – to the exponential one. An empiric relation is obtained for horizontal and vertical dimensions of CTB inhomogeneities.