

Академик РАН В.Е. Зуев<sup>1</sup>, Е.И. Касьянов<sup>1,2</sup>, Е.Л. Коган<sup>3</sup>

## Поглощение и горизонтальный перенос излучения в трехмерных разорванных облаках: спектральная изменчивость

<sup>1</sup> *Институт оптики атмосферы РАН, г. Томск, Россия*

<sup>2</sup> *Национальная лаборатория Северо-Западного побережья Тихого океана, США*

<sup>3</sup> *Объединенный институт мезомасштабных метеорологических исследований, Оклахома, США*

Поступила в редакцию 6.12.99 г.

Метод Монте-Карло и LES-модель были использованы для изучения спектральной зависимости горизонтального переноса излучения в трехмерных разорванных слоисто-кучевых облаках. Показано, что горизонтальный перенос сильно зависит от длины волны, а его спектральная изменчивость определяется в основном поглощением облачными каплями и водяным паром. Неучет этой спектральной зависимости может приводить к значительным ошибкам при восстановлении спектрального поглощения неоднородных облаков.

### 1. Введение

Количество солнечной радиации, поглощенной облачной атмосферой, и ее пространственное распределение являются одними из основных факторов, определяющих динамику атмосферных процессов, а следовательно, изменение погоды и климата. В связи с этим исследования, направленные на изучение пространственно-временной изменчивости облачного поглощения, вызывают неослабевающий интерес. Повышенное внимание к изучению поглощения солнечной радиации неоднородными облаками наблюдается в последние годы. Это объясняется тем, что существенные различия в оценках облачного поглощения, полученных на основе расчетов и наблюдений [1], до сих пор не получили ясного и однозначного объяснения (см., например, [2–4]). Проведение комплексных экспериментальных исследований в рамках программы Atmospheric Radiation Measurements Enhanced Shortwave Experiment, посвященной анализу возможных причин указанных различий, также свидетельствует об исключительной важности проблемы облачного поглощения [5–7].

В настоящее время при определении поглощения облачной атмосферы широко используются методы и средства дистанционного зондирования (см., например, [8, 9]). Основу таких традиционных методов составляют спектральные измерения потоков восходящей и (или) нисходящей радиации. В неоднородных облаках горизонтальные радиационные потоки (горизонтальный перенос) могут быть соизмеримы с вертикальными потоками, поэтому пренебрежение горизонтальным переносом при интерпретации данных натурных измерений может приводить к физически неверным результатам, например к регистрации отрицательного поглощения [10–12].

Один из возможных методов, позволяющих учитывать влияние горизонтального переноса, был предложен Акерманом и Коксом [13]. Этот метод, основанный на одновременных измерениях суммарных вертикальных потоков в полосе и вне полосы поглощения, предполагает выполнение двух этапов. Сначала определяется значение

горизонтального переноса вне полосы поглощения (например, в видимом диапазоне), а затем это значение используется для оценки облачного поглощения в ближней ИК-области спектра. Иными словами, в рамках данного подхода предполагается, что горизонтальный перенос имеет слабую спектральную зависимость. Описанный метод, а также его различные модификации широко используются при оценке спектрального и интегрального поглощения неоднородных облаков (см., например, [7, 14, 15]).

В этой связи проблема состоит в том, чтобы попытаться лучше понять: как и насколько сильно горизонтальный перенос зависит от длины волны? Какие факторы, влияющие на спектральную зависимость горизонтального переноса, являются наиболее важными? Какова точность оценок облачного поглощения, полученных без учета спектрального хода горизонтального переноса? Все эти вопросы рассмотрены в данной работе (см. также [16, 17]).

В ч. 2 представлено описание модели облачной атмосферы и метода решения. Приведены спектральные интервалы, которые были использованы для оценки спектральной изменчивости горизонтального переноса. В ч. 3 обсуждаются основные факторы, формирующие эту изменчивость, а также рассмотрено влияние спектрального хода горизонтального переноса на точность восстановления поглощения неоднородных облаков. Основные выводы представлены в ч. 4.

### 2. Модель и метод решения

Трехмерная (3D) модель облакообразования с детальной микрофизикой (LES-модель), разработанная в Объединенном институте мезомасштабных метеорологических исследований (Оклахома, США) [18, 19], и метод Монте-Карло были использованы для изучения спектральной зависимости горизонтального переноса. Моделировалась разорванная слоисто-кучевая облачность нижнего яруса, наблюдения за которой велись в ходе ASTEX (Atlantic Stratocumulus Experiment). Область моделирования представляла собой пространственную «решетку» размером

40×40×51, с разрешением 75 и 25 м по горизонтали и вертикали соответственно. В результате моделирования были получены трехмерные пространственные распределения водяного пара и капель. Полученные функции распределения капель по размерам использовались в дальнейшем для расчета оптических параметров с помощью теории Ми [20].

Выше области моделирования ( $1,275 \text{ км} \leq z \leq 16 \text{ км}$ ) атмосфера представляла собой набор из 9 горизонтально однородных слоев различной геометрической толщины. Последняя выбиралась в соответствии с существующими вертикальными уровнями, используемыми в моделях общей циркуляции атмосферы (см., например, [21]). Каждый слой характеризовался постоянными давлением, температурой и концентрацией водяного пара. Поскольку ASTEX проводился летом (1–28 июня 1992 г.) в северо-восточной Атлантике, то все расчеты были сделаны на основе модели лета умеренных широт [22]. Предполагалось, что пространственное распределение углекислого газа является постоянным и равномерным. Во время выполнения комплексных измерений оптических и радиационных свойств слоисто-кучевых облаков зенитный угол Солнца  $\xi_{\oplus}$  изменялся в достаточно широких пределах (примерно от 10 до 80°). Значение зенитного угла Солнца, приблизительно равно 60°, часто наблюдалось при измерениях (например, 2 июня), поэтому значение  $\xi_{\oplus} = 60^\circ$  использовалось при вычислении радиационных характеристик. Влияние подстилающей поверхности не учитывалось, поскольку альbedo океана близко к нулю при небольших ( $\leq 60^\circ$ ) зенитных углах Солнца [23]. Также пренебрегалось влиянием аэрозоля, оптическая толщина которого была меньше средней оптической толщины облаков приблизительно на два порядка. В силу сделанных предположений рассмотренная модель облачной атмосферы позволяет учитывать влияние облаков, водяного пара и углекислого газа.

Хорошо известно, что поглощение водяным паром и каплями играет важную роль в формировании спектральной изменчивости облачного поглощения и вертикальных потоков солнечной радиации (см., например, [8, 24]). Насколько сильно спектральный ход горизонтального переноса зависит от этих двух факторов? Для получения ответа на этот вопрос целесообразно оценить их раздельное влияние на горизонтальный перенос. Такой анализ может быть выполнен, поскольку существуют спектральные интервалы, в которых соответственно доминирует первый или второй фактор. Например, полосы поглощения на 0,94 и 1,65 мкм формируются в основном за счет водяного пара и капель соответственно [25]. Эти спектральные интервалы были выбраны нами для оценки спектральной зависимости горизонтального переноса.

Оптические характеристики в каждом пикселе рассчитывались для трех длин волн: 0,7 (консервативное рассеяние), 0,94 и 1,65 мкм. Для обозначения оптических и радиационных характеристик, вычисленных для этих длин волн, использовались нижние индексы «0,7», «0,94» и «1,65». Пиксели, в которых значения коэффициента ослабления  $\sigma_{0,7}$  были больше  $3 \text{ км}^{-1}$ , считались облачными. Максимальная (минимальная) высота, на которой находились облачные пиксели, задавалась в качестве высоты верхней  $Ht$  (нижней  $Hb$ ) границы облаков и составляла 0,750 км (0,150 км). Учет поглощения солнечного излучения водяным паром и углекислым газом был выполнен на основе функций пропускания, представленных в [26–28]. Отметим, что для оценки геометрической толщины облаков [12] и эффективного размера капель [29] используются радиа-

ционные измерения внутри полос поглощения 0,94 и 1,65 мкм соответственно.

Поглощение, вертикальные и горизонтальные потоки радиации внутри облачного слоя, а также альbedo (плоскость  $z = Ht$ ) и пропускание (плоскость  $z = Hb$ ) рассчитывались с помощью метода Монте-Карло и периодических граничных условий. Разработанный алгоритм Монте-Карло позволяет учитывать влияние не только пространственного 3D-распределения облаков и водяного пара, но и других радиационно активных газов, атмосферного аэрозоля, а также отражение от подстилающей поверхности. Было использовано порядка 100 миллионов траекторий, что обеспечило среднюю ошибку вычислений менее 1%.

### 3. Горизонтальный перенос и поглощение

В настоящее время достаточно подробно рассмотрена зависимость горизонтального переноса и поглощения от пространственной структуры слоисто-кучевых облаков (см., например, [30, 31]), однако уровень наших знаний о природе спектральной изменчивости  $E$  и ее влиянии на точность восстановления облачного поглощения остается сравнительно низким. В работе [32] было впервые показано, что значения  $E$  в видимой и ближней ИК областях спектра могут отличаться и эти различия нужно учитывать при оценке облачного поглощения.

Отмечая важность результатов, полученных в [26], все же их следует рассматривать как предварительные, иллюстрирующие сложность проблемы облачного поглощения и демонстрирующие возможный путь ее решения. Дело в том, что они были получены на основе достаточно простой облачной модели. Например, предполагалось, что коэффициент ослабления сплошного плоскопараллельного слоя изменяется только в одном из горизонтальных направлений, а поглощение водяным паром и атмосферными газами не учитывалось. Напомним суть проблемы определения поглощения в облаках, оптические свойства которых изменяются, по крайней мере, в одном направлении [32, 33]. С учетом выбранной модели облачной атмосферы (см. ч. 2) закон сохранения лучистой энергии в неоднородных облаках имеет вид

$$R + T + A = 1 - E. \quad (1)$$

Поглощение  $A$ , альbedo  $R$ , пропускание  $T$  и горизонтальный перенос  $E$  зависят от пространственных координат  $x, y$ , но для удобства эти индексы  $x, y$  не записываем.

Из формулы (1) следует, что поглощение  $A$  можно определить, если известны остальные три функции –  $R, T$  и  $E$ . На практике, как правило, измеряются только альbedo и пропускание, а влиянием горизонтального переноса пренебрегается (приближение независимых пикселей). Использование этого приближения (неучет  $E$ ) может приводить к нереалистичным оценкам облачного поглощения на малых (порядка 100 м) пространственных масштабах (см., например, [15, 30, 31]).

Необходимость получения достоверных оценок поглощения стимулировала разработку методов, учитывающих влияние горизонтальных потоков радиации. Оригинальный подход к проблеме учета горизонтального переноса при оценке поглощения был предложен Акерманом и Коксом [13]. Основная идея заключается в том, чтобы определить  $E$  в видимом диапазоне (индекс «vis»):  $E_{\text{vis}} = 1 - R_{\text{vis}} - T_{\text{vis}}$ , а затем использовать это зна-

чение  $E_{\text{vis}}$  для оценки поглощения в ИК-области спектра (индекс «ir»):  $A_{\text{ir}} = 1 - R_{\text{ir}} - T_{\text{ir}} - E_{\text{vis}}$ . Этот метод базируется на двух основных предположениях: во-первых, горизонтальный перенос зависит только от рассеивающих свойств облаков (коэффициента ослабления  $\sigma$  и индикатрисы рассеяния  $g$ ), и во-вторых, спектральным ходом последних в видимом и ближнем ИК диапазонах можно пренебречь.

Второе предположение имеет физическое обоснование, однако справедливость первого не является очевидной. Например, хорошо известно, что вертикальные потоки радиации зависят как от рассеивающих, так и от поглощающих свойств среды (альbedo однократного рассеяния и коэффициента поглощения водяным паром). Поэтому можно ожидать, что горизонтальный перенос также будет зависеть от поглощающих свойств облачной атмосферы. Ниже мы приведем пример, иллюстрирующий влияние поглощения на  $E$ .

Рассмотрим произвольный  $i$ -й пиксель (рис. 1,а). Предположим, что фотон вошел в этот пиксель через его левую боковую поверхность, испытал рассеяние и вылетел через его левую боковую грань. В данном случае вклад этого участка траектории фотона в горизонтальный перенос будет равен  $\Delta E = W_{\text{IN}} - W_{\text{OUT}}$ , где  $W_{\text{IN}}$  и  $W_{\text{OUT}}$  – статистический вес фотона в точках входа «IN» и выхода «OUT» соответственно. При отсутствии поглощения (только консервативное рассеяние)  $W_{\text{IN}} = W_{\text{OUT}}$ , поэтому вклад этой траектории в  $E$  будет равен нулю. При наличии поглощения

$\Delta E$  – больше 0. Следовательно, поглощение будет приводить к увеличению числа траекторий, дающих вклад в  $E$ . Это, в свою очередь, обуславливает *увеличение* дисперсии горизонтального переноса  $\text{Var}(E)$ . Отметим, что физическое объяснение увеличения  $\text{Var}(E)$  за счет поглощения капель впервые приведено в [32].

Рассмотрим другую возможную ситуацию (рис. 1,б). Предположим, что фотон рассеялся в предыдущем ( $i-1$ )-м пикселе, вошел в  $i$ -й пиксель через его левую боковую поверхность и вылетел через его основание. В этом случае вклад этого участка траектории фотона в горизонтальный перенос равен  $\Delta E = W_{\text{IN}}$ . Очевидно, что поглощение будет приводить к уменьшению  $\Delta E$ , а следовательно, и к снижению относительного вклада траекторий, формирующих  $E$ . Это, в свою очередь, будет обуславливать *уменьшение*  $\text{Var}(E)$ . Таким образом, два *конкурирующих* эффекта, связанных с поглощением, определяют величину дисперсии  $\text{Var}(E)$ .

Многочисленные теоретические и экспериментальные данные (см., например, [25, 34]) свидетельствуют о том, что в облаках коэффициент ослабления и фактор асимметрии рассеяния изменяются приблизительно на 2–5% при увеличении длины волны на 1 мкм, тогда как альbedo однократного рассеяния и коэффициент поглощения водяного пара могут изменяться на несколько порядков в узких спектральных интервалах. В этой связи следует ожидать, что спектральная зависимость горизонтального переноса будет определяться главным образом поглощением водяного пара и капель.

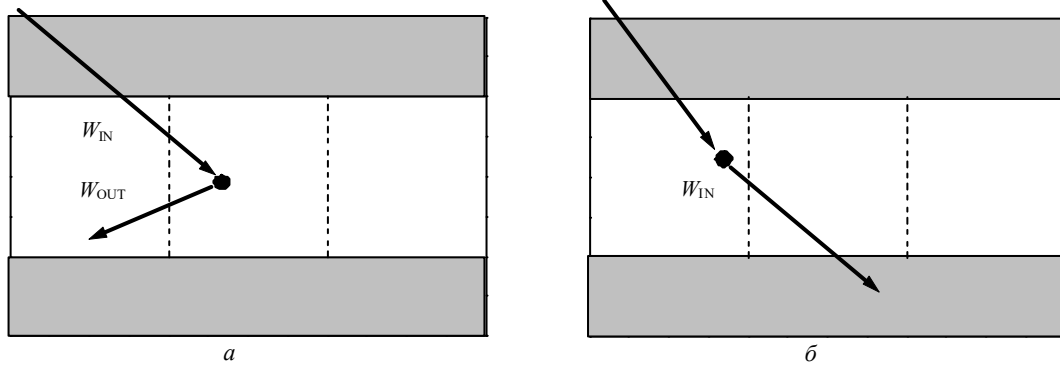


Рис. 1. Схематическая иллюстрация траекторий фотонов

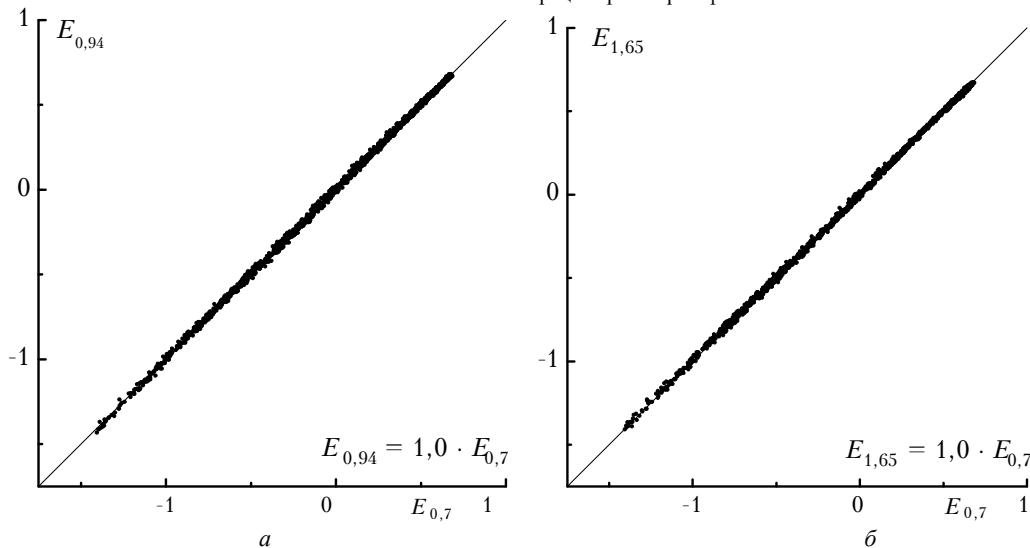
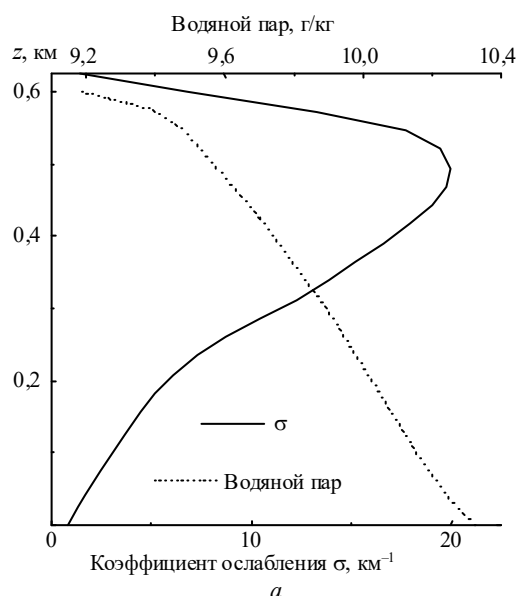


Рис. 2. Линейная регрессия между  $E_{0,7}$  и  $E_{0,94}$  (а) и между  $E_{0,7}$  и  $E_{1,65}$  (б)

Для проверки этой гипотезы были выполнены расчеты для двух случаев. В первом случае пренебрегалось влиянием поглощения водяного пара и облачных капель, но учитывался спектральный ход коэффициента ослабления и индикатрисы рассеяния. Использовались значения  $\sigma$  и  $g$ , соответствующие трем длинам волн: 0,7, 0,94 и 1,65 мкм. Второй случай отличался от первого только тем, что поглощение водяным паром и каплями принималось во внимание.

Результаты расчетов горизонтального переноса  $E$ , соответствующие первому случаю (консервативное рассеяние), представлены на рис. 2. Видно, что незначительная спектральная изменчивость  $\sigma$  и  $g$  слабо влияет на  $E$ . Таким образом, при вычислении горизонтального переноса в достаточно широких интервалах спектра (порядка 1 мкм) можно не учитывать спектральный ход



рассеивающих свойств облаков. Обращаем внимание на то, что абсолютные значения  $E$  могут превосходить 1. Это означает, что существенную роль в формировании  $E$  может играть прямая (нерассеянная) радиация. Отметим, что пиксели с  $E < 0$  преимущественно приобретают, а с  $E > 0$  теряют энергию через боковые стороны.

Перейдем к рассмотрению второго случая (рис. 3), в котором учитывается поглощение водяным паром и каплями. Поглощение каплями влияет лишь на диффузную радиацию. Процессы рассеяния протекают наиболее интенсивно в верхней оптически *плотной* части облака. По указанным причинам поглощение каплями оказывает наиболее сильное влияние на  $\text{Var}(E)$  вблизи верхней границы (рис. 3,б): разность между  $\text{Var}(E_{0,7})$  и  $\text{Var}(E_{1,65})$  максимальна в верхней части облака.

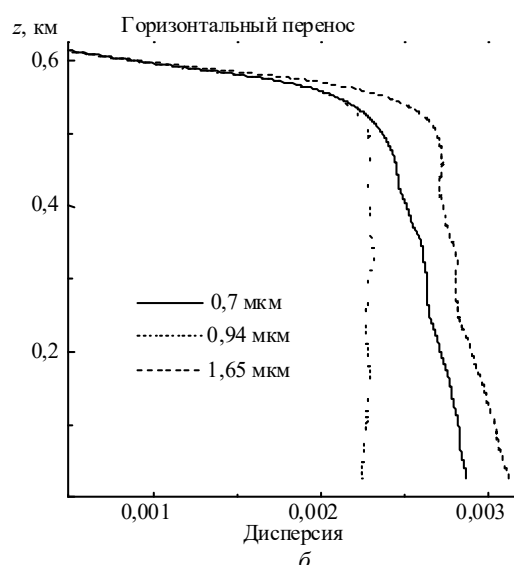


Рис. 3. Вертикальные профили среднего коэффициента ослабления (на длине волны 0,7 мкм) и средней концентрации водяного пара (а); дисперсия горизонтального переноса для трех длин волн (б)

Совершенно иная картина наблюдается для спектрального интервала 0,94 мкм (см. рис. 3,б). Поглощение водяным паром значительно влияет как на диффузную, так и на *прямую* радиацию. Поскольку концентрация водяного пара максимальна вблизи нижней границы облака (рис. 3,а), то влияние водяного пара на  $\text{Var}(E)$  также максимально в этой части облака (см. рис. 3,б). В отличие от поглощения каплями поглощение водяным паром обуславливает *уменьшение*  $\text{Var}(E)$ , главным образом за счет уменьшения относительного вклада прямой радиации в дисперсию  $\text{Var}(E)$ . Видно, что вертикальные профили  $\text{Var}(E)$ , соответствующие различным спектральным интервалам, могут иметь не только значительные количественные, но *качественные* различия (см. рис. 3,б). Поскольку дисперсия горизонтального переноса оказывает существенное влияние на точность восстановления облачного поглощения (см., например, [31]), то при восстановлении поглощения внутри облачного слоя необходимо учитывать сильную зависимость вертикального распределения  $\text{Var}(E)$  от длины волны.

Поглощение каплями приводит к увеличению  $\text{Var}(E)$  на всех вертикальных уровнях внутри облачного слоя (см. рис. 3,б). Дисперсия *полного* горизонтального переноса (между верхней и нижней границами облачности) также возрастает, а его плотность вероятности становится шире (рис. 4). Это согласуется с результатами, полученными на основе более простых облачных моделей сплошных слоисто-кучевых облаков [31, 33]. Однако для разорванных облаков в отличие от облаков, полностью покрывающих небосвод, плотность вероятности  $E$  не является симметричной и не может быть аппроксимирована простым гауссовским распределением [33]. Дисперсия полного горизонтального переноса возрастает приблизительно на 20% (с 0,295 до 0,35) из-за поглощения каплями и, наоборот, уменьшается на 15% (с 0,295 до 0,25) из-за поглощения водяным паром. Для сплошных облаков вкладом нерассеянной радиации в горизонтальный перенос можно пренебречь, и, по-видимому, для таких облаков увеличение дисперсии  $E$  за счет поглощения водяным паром будет менее значительным.

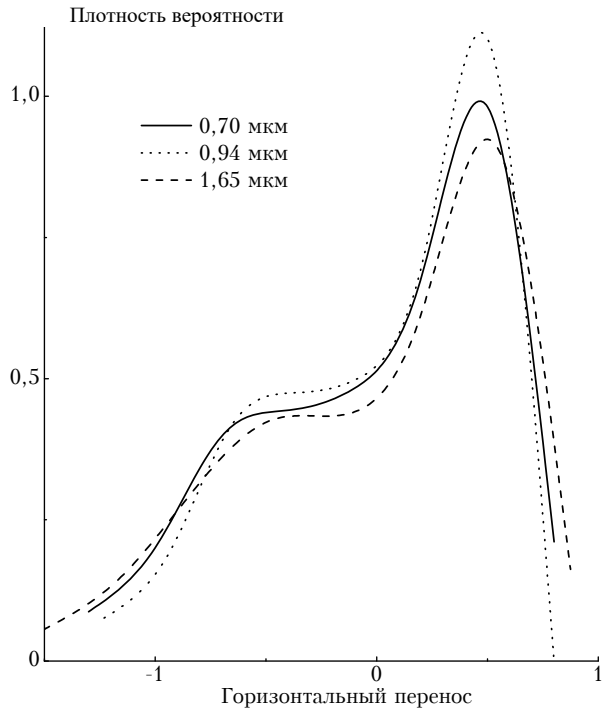


Рис. 4. Плотность вероятности полного горизонтального переноса для трех длин волн

Насколько сильно спектральная зависимость  $E$  влияет на точность восстановления поглощения? Чтобы получить ответ на этот вопрос, сравним истинное поглощение  $A$  с восстановленным поглощением  $A' = 1 - R - T - E_{0,7}$ . Обратим внимание, что при восстановлении поглощения в ИК-области спектра (0,94 и 1,65 мкм) использовались значения горизонтального переноса, вычисленные в видимом диапазоне (0,7 мкм). Видно, что на малых пространственных масштабах (~100 м) восстановленное поглощение  $A'$  может в два раза отличаться от истинного  $A$ , если вместо  $E_{0,94}$  применяется  $E_{0,7}$  (рис. 5,а). Из этого можно сделать вывод, что значения  $E$ , полученные вне полос поглощения (например, в видимом диапазоне), нельзя использовать для оценки *спектрального* поглощения в ближней ИК-области спектра. Вопрос о возможности применения данного метода при восстановлении *интегрального* поглощения требует дополнительных исследований.

Поглощение каплями и водяным паром приводит к *конкурирующим* эффектам в формировании спектральной зависимости горизонтального переноса, поэтому можно ожидать, что суммарный эффект будет меньше, чем каждый из этих двух эффектов, взятых в отдельности. Величина и знак суммарного эффекта будут зависеть от оптико-геометрических параметров облаков (высоты верхней и нижней границ, концентрации и спектра размеров облачных капель и т.д.), от концентрации и пространственного распределения водяного пара и других радиационно-активных газов, а также метеорологических условий.

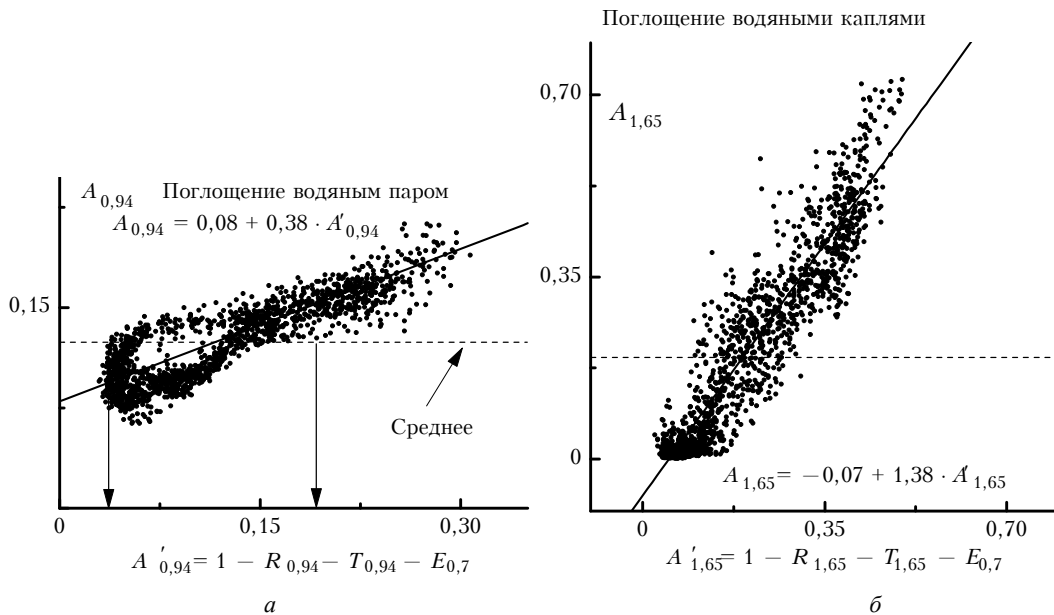


Рис. 5. Истинное поглощение  $A$  как функция восстановленного поглощения  $A'$  для двух длин волн: 0,94 мкм (а) и 1,65 мкм (б)

Для получения более достоверных оценок спектрального поглощения можно использовать метод, предложенный в [31]. Суть этого метода состоит в следующем. Вначале проводится пространственное усреднение горизонтального переноса и других радиационных характеристик, входящих в уравнение (1), и строится линейная регрессия между значениями горизонтального переноса в видимой и ближней ИК областях спектра. Затем полученное уравнение регрессии используется для оценки поглощения в ИК-диапазоне. Результаты, представленные на рис. 6, иллюстрируют возможность применения данного метода. После ус-

реднения по пространственному масштабу  $0,6 \times 0,6 \text{ км}^2$  дисперсии  $\text{Var}(E_{0,7})$  и  $\text{Var}(E_{1,65})$  значительно уменьшаются и линейная регрессия является хорошей аппроксимацией зависимости  $E_{1,65}$  от  $E_{0,7}$  (рис. 6,а). Использование линейной регрессии  $E_{1,65} = 1,09 E_{0,7}$  позволяет улучшить точность восстановления спектрального поглощения  $A_{1,65}$  (рис. 6,б).

Отметим, что пространственный масштаб усреднения достаточно сильно зависит от структуры облачного поля. Например, для сплошного облачного слоя по сравнению с разорванными облаками этот масштаб примерно на порядок меньше и составляет приблизительно 0,05 км [32]. По-

видимому, при восстановлении спектрального и интегрального поглощения следует использовать различное пространственное усреднение. Чтобы оценить эти возможные различия, нужны дальнейшие теоретические и экспериментальные исследования.

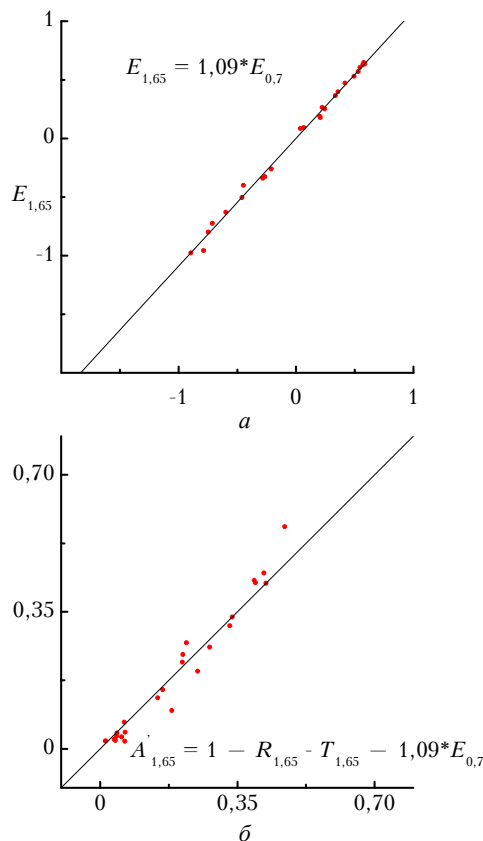


Рис. 6. Линейная регрессия между  $E_{1,65}$  и  $E_{0,7}$  (а), а также между истинным поглощением  $A_{1,65}$  и улучшенной оценкой восстановленного поглощения  $A'_{1,65}$  (б) для пространственного разрешения  $0,6 \times 0,6 \text{ км}^2$

#### 4. Заключение

С помощью LES-модели с детальной микрофизикой, разработанной в Объединенном институте мезомасштабных метеорологических исследований (Оклахома, США), и метода Монте-Карло исследована спектральная зависимость горизонтального переноса излучения. Получены оценки влияния этой зависимости на точность восстановления спектрального поглощения (ближняя ИК-область спектра) разорванных слоисто-кучевых облаков.

Предположение о слабой спектральной изменчивости горизонтального переноса используется при изучении мелкомасштабных (порядка 100 м) вариаций облачного поглощения (см., например, [13, 14]). В данной работе было показано, что горизонтальный перенос существенно зависит от длины волны. В частности, при увеличении длины волны примерно на 1 мкм дисперсия горизонтального переноса может измениться приблизительно на 15–20%.

Знак и величина такого спектрального изменения в основном определяются поглощением облачными каплями и водяным паром. Влиянием рассеивающих свойств облаков на спектральный ход горизонтального переноса можно пренебречь в достаточно широких интервалах спектра (порядка

1 мкм). Поглощение облачными каплями преимущественно увеличивает дисперсию горизонтального переноса, тогда как поглощение водяным паром ее уменьшает.

Неучет спектральной зависимости горизонтального переноса может вести к значительному ухудшению точности восстановления поглощения в полосах поглощения водяного пара (0,94 мкм) и облачных капель (1,65 мкм). Например, на малых пространственных масштабах (порядка 100 м) значения восстановленного и истинного поглощения (0,94 мкм) могут отличаться в два раза, если эта спектральная зависимость учитывается некорректно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Отделения исследований по биологии и физике окружающей среды Министерства энергетики США в рамках программы ARM (Atmospheric Radiation Measurement), а также со стороны ONR (гранты № 00014-96-1-0687 и 00014-96-1-1112).

1. Cess R.D. et al. Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models // Science. 1995. V. 267. P. 496–499.
2. Arking A. Absorption of solar energy in the atmosphere: Discrepancy between models and observations // Science. 1996. V. 273. P. 779–782.
3. Kondratiev K.Y., Binenko V.I., and Melnikova I.N. Solar radiation absorption by cloudy and cloudless atmospheres // Meteorol. Gidrol. 1996. 2. P. 14–23.
4. Harshvardhan, Ridgway W., Ramaswamy V., Freidenreich S.M., and Batey M. Spectral characteristics of solar near-infrared absorption in cloudy atmosphere // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 28793–28799.
5. Valero F.P.J., Cess R.D., Zhang M., Pope S.K., Bucholtz A., Bush B., and Vitko J. Absorption of solar radiation by the cloudy atmosphere: Interpretations of collocated aircraft measurements // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 29917–29927.
6. Zender C.Z., Bush B., Pope S.K., Bucholtz A., Collins W.D., Kiehl J.T., Valero F.P.J., and Vitko J. Atmospheric absorption during the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Enhanced Shortwave Experiment (ARESE) // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 29901–29915.
7. Cess R.D., Zhang M., Valero F.P.J., Pope S.K., Bucholtz A., Bush B., Zender C.S., and Vitko J. Absorption of solar radiation by the cloudy atmosphere: Further interpretations of collocated aircraft measurements // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 2059–2066.
8. Feigelson E.M. Radiation in a Cloudy Atmosphere. D. Reidel Publishing Company, 1984. 293 pp.
9. Stephens G.L. Remote sensing of the lower atmosphere. Oxford University Press, 1994. 523 pp.
10. Rawlins F. Aircraft measurements of the solar absorption by broken cloud fields: A case study // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1989. V. 115. P. 365–382.
11. Stephens G.L., and Si-Chee Tsay. On the cloud absorption anomaly // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1990. V. 116. P. 671–704.
12. Hayasaka T., Nakajima T., Fujiyoshi Y., Ishizaka Y., Takeru T., and Tanaka M. Geometrical thickness, liquid water content, and radiative properties of stratocumulus clouds over the western North Pacific // J. Appl. Meteor. 1995. V. 34. P. 460–470.
13. Ackerman S.A., and Cox S.K. Aircraft observations of the shortwave fractional absorptance of non-homogeneous clouds // J. Appl. Meteor. 1981. V. 20. P. 1510–1515.
14. Hayasaka T., Kikuchi N., and Tanaka M. Absorption of solar radiation by stratocumulus clouds: Aircraft measurements and theoretical calculations // J. Appl. Meteor. 1995. V. 34. P. 1047–1055.
15. Marshak A., Davis A.B., Wiscombe W.J., and Cahalan R.F. Inhomogeneity effects on cloud shortwave absorption measurements: Two-aircraft simulations // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 16619–16637.
16. Kassianov E.I., and Kogan Y.L. Radiative Properties of 3D Stratocumulus Clouds in the near-IR Spectral Range // Proceedings of the Ninth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, 22–26 March, 1999, San Antonio, Texas, USA.

17. *Kassianov E.I., and Kogan Y.L.* Radiative Horizontal Transport in Stratocumulus Clouds: Spectral Dependence // Abstracts for the AGU Spring Meeting, 1–4 June, 1999, Boston, USA. P. S70.
18. *Kogan Y. L.* The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments // *J. Atmos. Sci.* 1991. V. 48. P. 1160–1189.
19. *Kogan Y.L., Khairouidinov M.P., Lilly D.K., Kogan Z.N., and Liu Q.* Modeling of stratocumulus cloud layers in a large eddy simulation model with explicit microphysics // *J. Atmos. Sci.* 1995. V. 52. P. 2923–2940.
20. *Касьянов Е.И., Коган Е.Л., Титов Г.А.* Перенос солнечного излучения в трехмерных слоисто-кучевых облаках: Влияние вертикальной неоднородности // *Оптика атмосферы и океана.* 1999. Т. 12. № 3. С. 198–206.
21. *Ellingson R.G., and Fouquart Y.* The Intercomparison of Radiation Codes in Climate Models: An Overview // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 8925–8953.
22. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
23. *Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков / Под ред. К.Я. Кондратьева.* Л.: Гидрометеиздат, 1981. 232 с.
24. *Зуев В.Е., Титов Г.А.* Оптика атмосферы и климат. Томск, 1996. 271 с.
25. *Зуев В.Е.* Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1981. 288 с.
26. *Голубицкий Б.М., Москаленко Н.И.* Функции спектрального пропускания в полосах паров H<sub>2</sub>O и C<sub>2</sub>O // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО.* 1968. Т. 4. № 3. С. 346–359.
27. *Москаленко Н.И.* Функции спектрального пропускания в полосах паров H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O и N<sub>2</sub> компонент в атмосфере // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО.* 1969. Т. 5. № 11. С. 1179–1190.
28. *Филиппов В.А.* Некоторые результаты численного эксперимента к обоснованию выбора параметров функций пропускания атмосферных газов при неразрешенной структуре спектра // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО.* 1973. Т. 9. № 7. С. 774–775.
29. *Asano S, Shiobara M., and Uchiyama A.* Estimation of Cloud Physical Parameters from Airborne Solar Spectral Reflectance Measurements for Stratocumulus Clouds // *J. Atmos. Sci.* 1995. V. 52. P. 3556–3576.
30. *Titov G.A.* Radiative horizontal transport and absorption in stratocumulus clouds // *J. Atmos. Sci.* 1998. V. 55. P. 2549–2560.
31. *Титов Г.А., Касьянов Е.И.* Радиационные свойства неоднородных слоисто-кучевых облаков со стохастической геометрией верхней границы // *Оптика атмосферы и океана.* 1997. Т.10. №8. С.843–856.
32. *Титов Г.А.* Радиационные эффекты неоднородных слоисто-кучевых облаков: 2. Поглощение // *Оптика атмосферы и океана.* 1996. Т. 9. № 10. С. 1308–1318.
33. *Титов Г.А.* Радиационные эффекты неоднородных слоисто-кучевых облаков: 1. Горизонтальный перенос // *Оптика атмосферы и океана.* 1996. Т. 9. № 10. С. 1295–1307.
34. *Deirmendjian D.* Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions. American Elsevier publishing company, INC, 1969. 290 pp.

*Zuev V.E., Kassianov E.I. and Kogan Y.L.* **Absorption and radiative horizontal transport in 3D broken clouds: spectral variability.**

Monte Carlo method and LES model are used to study the spectral dependence of the radiative horizontal transport in 3D broken stratocumulus clouds. It is shown that the horizontal transport depends strongly on wavelength, while its spectral variations are dominated by water droplet and water vapor absorption. The neglect of this spectral dependence can lead to large errors in retrieval of spectral absorption of inhomogeneous clouds.