

ФИЗИЧЕСКАЯ ОПТИКА

УДК 621.383 + 621.384.32

ОПТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ ЗАДАЧ РАСЧЕТА ОБЛУЧЕННОСТИ ВХОДНЫХ ЗРАЧКОВ ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННЫХ СИСТЕМ

© 2014 г. В. Л. Филиппов, доктор физ.-мат. наук; М. В. Танташев, канд. физ.-мат. наук;
И. Г. Вендеревская, канд. техн. наук

Научно-производственное объединение “Государственный институт прикладной оптики”,
Казань

E-mail: npogipo@tnpko.ru

Приведено описание оптической модели атмосферы, которая имеет принципиальные отличия по сравнению с действующими моделями, применяемыми для оценок воздействия атмосферы на работу оптико-электронных устройств. В модели исключены понятия о типовых аэрозольных ситуациях (“тропики”, “среднеширотное лето” и проч.) и в качестве входных параметров используется сводка стандартных метеонаблюдений. Определение молекулярного поглощения проводится на основе базы спектральных линий HITRAN, понятие функции пропускания при этом не используется, соответственно не возникает проблема “неразрешенного спектра” в задачах переноса излучения в среде со сложной структурой спектра поглощения в инфракрасном диапазоне длин волн. Последняя проблема особенно остра в задачах определения контраста наблюдаемых объектов со сложной геометрией трасс визирования. Используемый подход при незначительной потере точности и значительном ускорении счета равносильен “полинейному интегрированию”.

Модель позволяет максимально адекватно учесть суточные и сезонные изменения условий видения в тропосфере и особенно в ее нижних слоях как при ясной погоде, так и в условиях низкой сплошной облачности с осадками и без.

Ключевые слова: оптическая модель атмосферы, аэрозольное ослабление, молекулярное поглощение, профиль аэрозольного ослабления.

Коды OCIS: OCIS: 010.0010

Поступила в редакцию 06.11.2013

В статье представлена оптическая модель атмосферы (ОМА), которую можно рассматривать как практическую реализацию принципов, изложенных в работе [1]. Модель предназначена для обеспечения оперативных оценок влияния атмосферы на значения сигналов на входе оптико-электронных систем (ОЭС), работающих на произвольно ориентированных трассах в диапазоне длин волн 0,28–14 мкм. В рамках модели сделана попытка учесть сезонные и суточные изменения условий прохождения оптических сигналов в нижних, наиболее изменчивых, слоях атмосферы в условиях ясной погоды и при наличии сплошной облачности с осадками и без. Конечный результат обсуждаемой разработки представлен в виде достаточно компактной программы, которую можно включить в комплексные пакеты, моделирующие работу ОЭС.

Воздействие атмосферы на прохождение сигнала определяется тремя факторами: молекулярным рассеянием (МР), молекулярным поглощением (МП) и аэрозольным ослаблением (рассеянием и поглощением). МР поддается строгому количественному описанию, его учет не вызывает никаких трудностей, к тому же его влияние быстро уменьшается с увеличением длины волны излучения. МП обусловлено наличием полос поглощения, состоящих из большого числа узких линий. Для учета сложной структуры полос поглощения ранее использовался аппарат эмпирических функций пропускания (ФП) [2, 3], на основе которого проводилось количественное описание результатов экспериментов, осуществляемых на многоходовых кюветах или на больших трассах в естественной атмосфере. В последнее время

наметился значительный прогресс в квантово-механических расчетах спектров МП, причем достигнутая точность [4] сопоставима с точностью экспериментов, проводимых на аппаратуре высокого и сверхвысокого разрешения. Благодаря этому обстоятельству и достигнутому уровню производительности современной вычислительной техники открылась возможность построения спектров МП с практически неограниченным разрешением. По этой же причине стало возможным отказаться от использования аппарата эмпирических ФП и связанных с ним физически плохо обоснованных понятий “эффективная масса”, “закон квадратного корня” и др. Существует несколько баз спектральных линий (БСЛ), позволяющих рассчитывать спектры МП во всем оптическом диапазоне. На практике наибольшее распространение получила БСЛ HITRAN [5]. Вместе с тем обращение к БСЛ при расчетах спектров МП не освобождает полностью от эмпирического подхода в части учета вклада крыльев “далеких линий поглощения”, влияние которых особенно значимо в окнах прозрачности атмосферы. Количественную оценку вклада в ослабление излучения крыльев (континуальное поглощение (КП)) до настоящего времени нельзя считать решенной проблемой. Поэтому для описания КП используется полуэмпирический подход и имеются достаточно простые формулы, указанные в работе [6], учитывающие температуру, давление, эффекты самоуширения. Отмечая целесообразность применения БСЛ в расчетах, необходимо отметить и то, что при определении полей яркости на основе ранее применявшихся методик, когда приходится сочетать расчеты прозрачности МП с решением уравнения переноса, объем вычислений значительно возрастает, становясь обременительным даже для современных ЭВМ. К тому же при использовании ФП процесс распространения излучения нельзя рассматривать как Марковский процесс, что порождает большие трудности (о проблеме “неразрешенности” см. [7]). Трудности многократно возрастают в задачах со сложной геометрией трасс наблюдения. По этой причине в настоящее время не существует корректных методов расчета контрастов объектов, наблюдаемых в среде со сложной структурой спектров МП.

Не менее сложной задачей при построении ОМА является создание аэрозольного блока. Это обусловлено изменчивостью атмосферного аэрозоля, многообразием процессов его

образования, подверженных влиянию большего числа факторов, имеющих значительную пространственно-временную динамику. Причем это влияние не является однозначным и носит стохастический характер. Определение зависимостей между перечисленными факторами потребовало не только накопления большого объема экспериментальных данных, которые получены либо в приземной атмосфере [см. 7, 8], либо косвенно, путем пересчета на основе задания микрофизических характеристик атмосферных аэрозолей [см., например 9, 10], но, что очень важно, требует от потенциальных пользователей ОМА, разработчиков ОЭС оценки текущих, подчас недоступных метеосиноптических параметров атмосферы. Некоторый прогресс наметился в самое последнее время. В работе [11] для определения оптических характеристик аэрозоля по всей толще атмосферы использовались данные глобальной сети “Aeronet”, которые преобразовывались путем решения обратных задач.

Как отмечалось выше, главной целью создания ОМА являлось устранение очевидных недостатков известных оптических моделей атмосферы, затрудняющих максимально адекватные оценки ее влияния на эффективность ОЭС в разнообразных и быстро изменяющихся погодных условиях. В этой связи следует отметить модели, представленные в работах [6, 12, 13], широко применяемые в настоящее время разработчиками ОЭС. Несмотря на завершенность, удобство пользования, богатую практику применения, эти модели не свободны от недостатков. Их слабым местом следует считать прежде всего аэрозольный блок и, в частности, описание вертикального профиля показателя аэрозольного ослабления $\sigma_a(h)$ в центре видимого диапазона ($\lambda = 0,55$ мкм), который является одним из основ аэрозольной модели (отметим, что представления об аэрозоле в работах [6, 12, 13] сложились в 1970–1980 гг. и с тех пор серьезно не пересматривались). Действительно, в указанных разработках вне зависимости от сезона года форма $\sigma_a(h)$ в пределах пограничного слоя остается неизменной при всех ситуациях от “антарктической зимы” до “тропиков”. Недостатком следует считать и то, что профиль в значительной степени определяется наземной дальностью видимости S_m . В этом отношении эти модели близки к устаревшей модели Эльтермана [14], которая в настоящее время вышла из употребления. Действительно,

согласно имеющимся данным оптическая толщина атмосферы в видимом диапазоне слабо коррелирует с S_m [15].

Блок молекулярного поглощения программы MODTRAN, описанной в работе [6], позволяет надежно и быстро, в полном соответствии с работой [5] проводить расчеты прозрачности и полей яркости атмосферы, что, безусловно, следует считать большим достоинством. Однако и в этом случае имеются ограничения. Расчеты спектров МП проводятся на основе статистической модели полосы поглощения Гуди, представленной в работе [16], что предполагает использование аппарата функций пропускания. По этой причине расчеты яркостей возможны только в тех несложных задачах, которые предусмотрены в работе [6]. В случае более сложных геометрий, в частности при определении контраста, программа MODTRAN неприменима. Наконец, как уже отмечалось, в плане задания исходных данных модель, рассмотренная в работе [6], предлагает набор ограниченного числа типовых состояний аэрозольной атмосферы, статистическая значимость которых неопределена, что исключает какую бы то ни было статистическую оценку вероятности их реализации.

В решении обозначенной проблемы возможен существенный прогресс, если обратиться к накопленным за последние десятилетия в Государственном институте прикладной оптики экспериментальным данным многолетних систематизированных натурных исследований оптических характеристик атмосферы, результаты которых до сих пор не в полной мере использованы. В рамках программы исследований оптических характеристик атмосферы, описанной в работе [9], было выполнено три цикла натурных исследований:

1. Измерения спектральной прозрачности атмосферы на горизонтальных трассах протяженностью 1,3, 2,6 км [8, 9, 17].

2. Светолокационные исследования высотного профиля коэффициента аэрозольного ослабления, приведенные в работе [15], по результатам которых установлена пространственная структура аэрозоля в пределах пограничного слоя H_p (где сосредоточена основная масса диспергированной фазы воздуха) и предложена трехуровневая форма аэрозольного профиля коэффициента ослабления. В работе [15] отмечается, что сухая фракция аэрозоля хорошо перемешана, и потому аэрозоль в пределах пограничного слоя, т.е. до высоты $h < H_p$,

является однородным. Нарушение оптической однородности в пределах этого слоя объясняется эффектами конденсации на неводной основе аэрозоля. Особо отметим, что результаты работы [15] открывают возможности учета в оптических моделях атмосферы суточных изменений условий видимости. Представленную в работе [15] схему формирования профиля $\sigma_a(h)$ пограничного слоя интересно сопоставить с результатами светолокационных исследований [18]. Согласно работе [18] в структуре $\sigma_a(h)$ имеется слой толщиной 200–400 м, непосредственно примыкающий к земной поверхности. В этом слое проявляется наибольшая суточная изменчивость оптических характеристик аэрозоля. В работе [15] аналогичный слой, имеющий четкую границу на высоте 300 м, связан с приподнятой инверсией, всегда имеющей место в ясную погоду в ночное время. Выше находится слой перемешивания, высота которого имеет четкую сезонную зависимость, изменяясь в пределах от 2 до 3,5 км [18]. Оптические характеристики в этом слое меняются незначительно. Выше располагается слой вовлечения, характеризующийся заметной неоднородностью. Это описание довольно близко соответствует схеме, приведенной в работе [15], с той лишь разницей, что неоднородности на верхней границе пограничного слоя объясняются эффектами конденсации, вызванными повышением относительной влажности из-за адиабатического понижения температуры. Указанные неоднородности (слои повышенной мутности) можно рассматривать как возникновение радиационного тумана или зарождение облачности. В целом, обе работы [15, 18] дают схожие описания структуры $\sigma_a(h)$, хотя ее обоснование несколько отличается.

3. Летные нефелометрические исследования коэффициентов аэрозольного ослабления до высот 6 км в самых разнообразных климатических условиях в пределах СНГ представлены в работах [19, 20]. Результаты этих измерений хорошо согласуются с исследованиями [15]. Особую ценность имеют результаты, полученные в тропосфере выше пограничного слоя, где светолокационные исследования на длине волны 0,6943 мкм, указанные в работе [15], оказались малоинформативными из-за большого влияния рэлеевского (молекулярного) рассеяния.

На основании анализа результатов работ [19, 20], авторами настоящей статьи предложена новая, уточненная форма высотного

распределения коэффициента аэрозольного ослабления $\sigma_a(h)$. В пределах пограничного слоя при достаточно сухой атмосфере $\sigma_a(h)$ изменяется в соответствии с барометрической формулой (пропорционально давлению), что соответствует условию хорошо перемешанной атмосферы. Кроме того, установлены соотношения, определяющие связь высоты пограничного слоя с приземной температурой t

$$\begin{aligned} H_p &= 1 \text{ км} \quad (t < 5 \text{ }^\circ\text{C}), \\ H_p &= (0,1t + 0,5) \text{ км} \quad (5 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq 30 \text{ }^\circ\text{C}), \\ H_p &= 3,5 \text{ км} \quad (t > 30 \text{ }^\circ\text{C}). \end{aligned} \quad (1)$$

Предлагаемый профиль $\sigma(h)$ для “сухой” атмосферы в пределах пограничного слоя определяется упрощенной барометрической формулой

$$\sigma_a(h) = \sigma(0)\exp(-h/7,5), \quad (2)$$

в тропосфере выше H_p согласно работе [20]

$$\sigma_a(h) = 0,0326\exp(-h/5). \quad (3)$$

(Для сравнения отметим, что в модели, приведенной в работе [6], высота H_p считается независимой от времени года и температурного режима атмосферы).

Зависимость коэффициента аэрозольного ослабления от относительной влажности была предметом специальных исследований, рассмотренных в работе [21], результаты которых, обобщенные в виде простых эмпирических формул, согласуются с аналогичными данными, заложенными в работе [6]. В частности, в обоих случаях обозначенная зависимость начинает проявляться при влажности, превышающей 70%.

Таким образом, аэрозольный блок предлагаемой модели принципиально отличается от известных аналогов, в том числе рекомендаций, изложенных в работах [7, 8], где предусмотрено задание исходных данных в виде типовых ситуаций. В условиях ясной устойчивой погоды входными данными модели является набор метеопараметров, которые содержатся в обычной метеосводке.

Процедура построения профиля $\sigma_a(h)$ выглядит следующим образом. По температуре t и относительной влажности f в самое теплое время суток находится по психрометрическим таблицам или формулам абсолютная влажность $w(0)$ у земной поверхности, далее по приближенной барометрической формуле строится профиль абсолютной влажности в пределах пограничного слоя

$$w(h) = w(0)\exp(-h/7,5). \quad (4)$$

Затем профиль $w(h)$ пересчитывается в профиль относительной влажности $f(h)$. Температура $Temp$ на высоте h в пределах пограничного слоя определяется по приближенной формуле

$$Temp(h) = t - 4,5h, \quad (5)$$

вид которой соответствует усредненным данным, приведенным в справочнике [22] для средней полосы Европейской части России. Формула (5) близко соответствует адиабатическому понижению температуры в хорошо перемешанной атмосфере. Согласно формулам (2, 3), а также значению метеорологической дальности видимости S_m и по виду $f(h)$ строится аэрозольный профиль $\sigma_a(h)$ для самой теплой части дня с учетом эффектов конденсации. Этот профиль на высотах выше 300 м полагается неизменным в течение дня. Подобным образом находится значение $\sigma_a(0)$ в самое холодное время суток, при этом используется суточный перепад температур. Полагается, что суточные изменения $\sigma_a(0)$, а следовательно, S_m происходят синусоидально. Значения $\sigma_a(h)$ в интервале высот от 0 до 300 м находятся путем линейной интерполяции. Пример профиля $\sigma_a(h)$, построенного таким образом, показан на рис. 1 и подтверждается во многих наблюдениях эксперимента [15].

Спектральная зависимость $\sigma_\lambda(f)$ аппроксимировалась формулой Ангрстрема

$$\sigma_\lambda \approx \sigma_{0,55} \left(\frac{\lambda}{0,55} \right)^{-n(f)}. \quad (6)$$

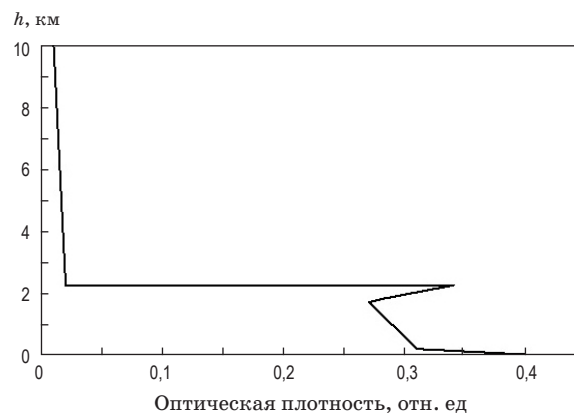


Рис. 1. Пример высотного хода показателя аэрозольного ослабления $\alpha_{0,55}$ (расчет) при повышенной относительной влажности воздуха в приземном слое (расчет по модели, отвечающий экспериментальным данным).

Параметры Ангстрема в зависимости от влажности

$f, \%$	0	50	70	80	90	95	98	99
n	1,4	1,4	1,4	1	0,6	0,4	0,33	0,3

Значения параметра Ангстрема n в зависимости от влажности $f(\%)$ приведены в таблице, подготовленной на основании работы [21].

Профиль $\sigma_a(h)$ подоблачной атмосферы строится следующим образом. На высоте нижней границы облачности H_{low} относительная влажность принимается равной 100%, ниже H_{low} – постоянной. При этом температура адиабатически понижалась с высотой. Верхняя граница облачного слоя совпадает с высотой H_p , оптическая толщина облачности принята равной 25, что можно считать типичным значением.

Перечисленных параметров достаточно для построения профиля $\sigma_a(h)$ в пределах пограничного слоя. При наличии сплошной облачности ночная инверсия не возникает, соответственно, суточный ход $\sigma_a(h)$ отсутствует. В работе [23] было показано, что эта модель удовлетворительно согласуется с результатами лазерного зондирования. Для расчетов в ситуациях с дождем обоснованно предполагается, что прозрачность осадков в диапазоне высот ниже H_{low} не зависит от высоты и от длины волны излучения. Принятая зависимость прозрачности атмосферы от интенсивности осадков соответствует модели, описанной в работе [6], и согласуются с рекомендациями [24].

Описанный механизм формирования аэрозольного профиля косвенно предполагает, что абсолютная влажность в приземном воздухе не меняется в течение суток. Для проверки этого утверждения был использован доступный архив PClimat, приведены в работе [25]. Анализ показал, что на метеостанциях, расположенных в климатических зонах, сходных со средней полосой Европейской части России, в частности, на “*Northern Great Plains*” (Северная Америка), “*European Low Lands*” зимой и летом суточные изменения абсолютной влажности практически оставались неизменными (с вариациями порядка 1–5%).

Поскольку предложенная модель ориентирована на прогноз для тропосферы, влияние стратосферного аэрозоля не рассматривалось, причем возможная в связи с этим погрешность составляет порядка долей процента.

Расчет молекулярного поглощения в модели проводится следующим образом. Для температур 260, 288, 300 К в соответствии с работой [5] определены положения и силы линий атмосферных газов, сгруппированных в следующие три блока: водяной пар, озон, остальные газы. Последние полагались равномерно перемешанными во всей толще атмосферы. Выделенный интервал почти полностью охватывает возможный диапазон изменения температур на высотах до 30 км. Для линий поглощения каждого газа (с высоким разрешением $0,01\text{см}^{-1}$) путем линейной интерполяции с учетом концентрации и давления были рассчитаны “точные” спектры пропускания на горизонтальных трассах 0–30 км на высотах до 30 км. При этом полагалось, что формы линий определяются контуром Лорентца. Далее использовался прием, который можно назвать “оптимальной выборкой”. Весь спектральный диапазон делился на интервалы 0,02–0,03 мкм, в пределах которых на нескольких случайно выбранных точках вычислялось среднее значение прозрачности. Методом наименьших квадратов определялась невязка с точными значениями. Эта процедура повторялась многократно, пока невязка не становилась минимальной, положение точек при этом фиксировалось. Расчеты по выявленной таким образом новой разреженной сетке при небольших потерях точности сокращают на два порядка время счета. Расчеты континуума водяного пара проводились по формулам, заимствованным из работы [6]. Для условий “стандартная атмосфера” и в коротковолновой области спектра расхождение результатов с аналогичными данными, приведенными в работе [6], порядка 2–5% находилось в пределах разброса, обусловленного различием применяемых в работе [6] моделей функций пропускания. Для условий в атмосфере, отличных от стандартных, соответствие расчетных результатов может быть несколько хуже. Поскольку предлагаемая модель претендует на большую адекватность расчетных значений прозрачности атмосферы (ЗПА), в обсуждаемом разделе нельзя не отметить, что расчеты, выполненные в соответствии с работами [2–4, 6] в диапазоне

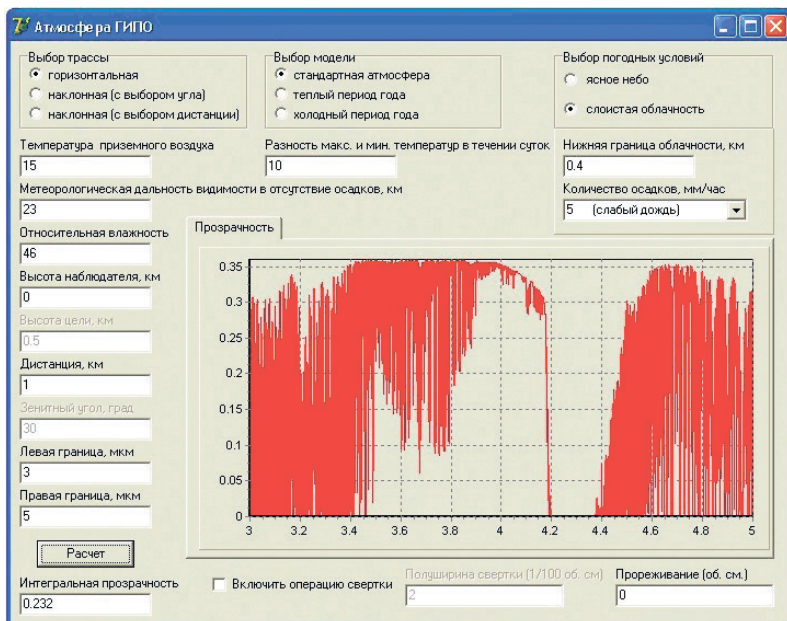


Рис. 2. Окно программы “Атмосфера”.

длин волн, бóльших 4–5 мкм, для оптических трасс протяженностью более 10 км, приводят к ЗПА на 2–4% меньшим, чем это следует из расчетов по предложенной модели. Это же различие может достигать 5–10% в сторону увеличения в диапазоне спектра 7–14 мкм. Подобной “неточностью” с позиций естественной для реальной атмосферы неоднородности допустимо пренебречь. Однако здесь, видимо, целесообразно очень кратко объяснить физическую суть отмеченного явления, которое в настоящее время ввиду отсутствия специальных систематизированных исследований спектральной прозрачности на протяженных оптических трассах допускает обозначенную выше условность понятия “неточность”. В работах [2, 3, 7, 8] континуальная составляющая поглощения излучения парами воды задается эмпирическими показателями поглощения, которые объяснены крыльями далеких сильных линий в работах [26, 27] и поглощением водной оболочкой мельчайшей фракции аэрозоля [8]. В представленной ОМА и работе [6] континуум поглощения более мощный и зависит от абсолютной влажности и температуры воздуха. Здесь отдано предпочтение димерной (кластерной) теории, согласно которой обсуждаемая составляющая обусловлена, в том числе, ассоциированными молекулами и ионно-гидратированными кластерами воды [27, 28].

Для определения поглощающей массы водяного пара, необходимой для расчетов молеку-

лярного поглощения, использовались экспериментальные усредненные профили влажности для “теплого” и “холодного” полугодий [29]. Привязка к абсолютным значениям проводится по наземным значениям. Отличие профилей не очень велико и не сильно сказывается на результатах расчета.

Представленная выше модель оформлена в виде компьютерной программы “Атмосфера”. Входными параметрами программы служат относительная влажность и температура воздуха, наземная дальность видимости в самое теплое время суток, суточный перепад температур. Для условий облачности необходимо задание нижней границы облачности и интенсивности осадков. Программа позволяет прогнозировать прозрачность атмосферы как с высоким спектральным разрешением, так и для широких участков длин волн в диапазоне 0,28–14 мкм в динамике реальных пространственно-временных изменений погодных условий. Программа отвечает требованиям потенциальных потребителей, связанных с решением задач системного анализа энергетических параметров образцов оптико-электронных приборов всепогодного применения.

Общее представление о программе “Атмосфера” позволяет получить ее окно (рис. 2), где показан набор полей для задания условий наблюдения, состояния атмосферы, кнопки выполнения расчетов и очистки графика и поле отображения графика.

* * * * *

ЛИТЕРАТУРА

1. *Танташев М.В., Трухина Н.Ю., Филиппов В.Л.* Оптические модели атмосферы. Анализ, пути развития // Оборонная техника. 2010. № 6–7. С. 3–12.
2. *Филиппов В.Л., Танташев М.В.* Оптико-геофизическая модель атмосферы “Тропосфера-2000” // Прикладная физика. 2004. № 2. С. 114–117.
3. *Филиппов В.Л., Танташев М.В., Трухина Н.Ю., Язык В.С.* Расчет прозрачности произвольно ориентированных трасс атмосферы с высоким спектральным разрешением // Тез. док. V Междунар. форума “OPTICS EXPO-2009”. М.: ВВЦ, 2009. С. 68–69.
4. *Тюттерев В.Л.* Глобальные вариационные и эффективные методы расчетов положений и интенсивностей трехатомных молекул // Опт. атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 3. С. 245–255.
5. HITRAN-PC. Installation and user manual for version 3.00. Univ. of South Florida. 2000. PC ModWin 4.0 v1r1 ver 1.1. User Environment for MODTRAN 4.0. www.ontar.com.
6. Ontar corporation. PC ModWin 4 v1r1 ver 1.1 User Interface Environment for MODTRAN 4. 2002. June. www.ontar.com.
7. *Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И.* Тепловое излучение планет. Л.: Гидрометиздат, 1977. 262 с.
8. *Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П.* Оптическая погода в нижней тропосфере / Под ред. Филиппова В.Л. Казань: Дом печати, 1998. 183 с.
9. *Филиппов В.Л.* Аэрозольное ослабление электромагнитного излучения в оптических каналах по данным экспериментальных исследований. М.: ЦНИИ Информации и ТЭИ, 1984. 379 с.
10. *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: ЛГУ, 1982. 366 с.
11. *Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю.* Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Опт. атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 566–574.
12. *Salvaggio C.* Use of LOWTRAN Atmospheric Parameters in Synthetic Image Generation Models // Proc. SPIE. 1993. V. 1938. P. 294–307.
13. *Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.C.* MODTRAN: a Moderate Resolution Model for LOWTRAN7. AFGL Technical Report. GL-TR-89-0122. Hanscom AFB. MA. 1989. P. 38.
14. *Elterman L.* Relationships Between Vertical Attenuation and Surface meteorological Range // Appl. Opt. 1970. V. 9. № 8. P. 1804–1810.
15. *Дябин Ю.П., Танташев М.В., Мирумянц С.О., Марусяк В.Д.* Сезонные вариации вертикальных профилей атмосферного аэрозоля в нижней тропосфере // Изв. АН СССР, ФАО. 1977. Т. 13. № 11. С. 1205–1211.
16. *Ку-Нан-Лиоу.* Основы радиационных процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 376 с.
17. *Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П.* Построение региональных полуэмпирических моделей оптических характеристик атмосферы // Док. АН СССР. 1982. Т. 256. № 6. С. 1353–1356.
18. *Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э.* Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 2. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозоля в видимом диапазоне // Опт. атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1475–1480.
19. *Максимюк В.С., Танташев М.В., Семенов Л.С.* Многоканальный нефелометр для определения спектральной прозрачности атмосферы с борта самолета // ОМП. 1987. № 6. С. 20–22.
20. *Максимюк В.С., Филиппов В.Л.* Самолетные исследования динамики аэрозоля, определяющей изменчивость оптической погоды // Оптический журнал. 2007. Т. 74. № 1. С. 50–54.
21. *Филиппов В.Л., Иванов В.П.* О зависимости аэрозольного ослабления оптического излучения от влажности воздуха // Метеорология и гидрология. 1979. № 4. С. 65–69.
22. Справочник. Атмосфера. (Справочные данные, модели). Л.: Гидрометиздат, 1991. 509 с.
23. *Задорина Н.В., Румянцева Н.А., Танташев М.В., Филиппов В.Л.* Влияние атмосферы на условия наблюдения в коротковолновой области спектра. М.: Информтехника, 1991. 132 с.
24. *Макаров А.С., Филиппов В.Л.* Ослабление ИК излучения в атмосфере при наличии осадков // Оптический журнал. 1996. № 11. С. 33–36.

25. *Avara E.P., Miers B.T., Wetmore A.E., Fitzgerald J.A.* The Climatology Module Climat // ARL-TR-273-8. 1998, June. 62 p.
26. *Козлов С.Д., Макаров А.С., Филиппов В.Л.* О структуре спектральных коэффициентов ослабления излучения в окнах прозрачности атмосферы // М: ЦНИИ информации и ТЭИ, 1981. № 2618. 123 с.
27. *Макаров А.С., Филиппов В.Л.* Некоторые материалы исследования коэффициентов ослабления излучения (8–12 мкм) в естественной атмосфере // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1978. Т 21. № 3. С. 368–371.
28. *Carlson H.R.* Molecular interpretation of the infrared water vapor continuum: comments // Appl. Opt. 1978. V. 17. № 20. P. 3193–3195.
29. *Беленький М.С., Задде Г.О., Камаров В.С., Носов В.В., Перишин А.А., Хамарин В.И., Цверева В.Г.* Оптическая модель атмосферы / Под ред. Зуева В.Е., Носова В.В. Томск: Изд. СО АН СССР, 1987. 225 с.