**Р Е Ф Е Р А Т**

**«О п т и к а а т м о с ф е р ы»**

**Введение.**

Атмосферная оптика – раздел физики атмосферы, посвященный изучению рассеяния, поглощения, преломления, отражения и дифракции ультрафиолетового, видимого и инфракрасного излучения в атмосферах Земли и планет. Атмосферная оптика — одна из древнейших наук, занимающая видное место в процессе в процессе познания природы; с ней связано открытие явления рассеяния излучения, доказательство молекулярного строения атмосферы и справедливость кинетической теории газов, определение числа Авогадро и многие другие открытия. Как и для многих других областей науки, в ее основе стояли два вопроса, которые всякий раз возникают при наблюдении какого-либо эффекта или явления, природа которого неизвестна. Первый вопрос можно сформулировать как «Что мы видим?», то есть, какова природа явления. Второй вопрос, возникающий чуть позже — «Что нового об окружающем нас мире мы можем узнать, наблюдая это явление?», или какие именно наблюдения мы должны проводить для того, что бы после раскрытия природы явления максимально расширить информацию об его источниках, и до каких пределов это удастся сделать.

Основным наблюдаемым явлением, поставившим эти вопросы перед учеными, был яркий фон дневного и сумеречного неба. С улучшением условий наблюдения и прозрачности атмосферы сюда же входил и Вопрос о природе фона неба интересовал арабских ученых еще на рубеже первого и второго тысячелетия, однако он не был разрешен в течение многих веков. Лишь в XIX веке, с открытием явления рассеяния света, удалось ответить на этот вопрос. Многообразие оптических явлений, наблюдаемых на небе. Особенно во время сумерек, указывало на сложность строения атмосферы и широкие возможности по ее исследованию на различных высотах. Исследования ночного неба еще более расширяло круг затрагиваемых вопросов, теперь уже для верхних слоев атмосферы.

До начала ХХ века основным содержанием атмосферной оптики являлось чисто феноменологическое изучение связей между оптическими и метеорологическими явлениями в атмосфере, а методы наблюдения были лишь визуальными.

В XX веке, с появлением приборов, позволяющих регистрировать наблюдаемые явления, круг проблем, в решении которых важная роль была отведена атмосферной оптике, стал охватывать вопросы атмосферного аэрозоля, малых газовых примесей, в том числе озона , температурного распределения и состава верхней атмосферы, механизмов образования эмиссий ночного неба, слоев натрия и калия, серебристых облаков. Для решения указанных задач необходимо использовать спектральные и поляризационные данные, существенно увеличивающие объем информации.

Актуальной задачей атмосферной оптики является экспериментальное исследование оптических характеристик атмосферы на различных высотах, в различных участках спектра и при различных геофизических условиях. Для этого проводятся как наземные исследования, так и исследования при помощи летательных аппаратов. Суть наземных измерений сводилась главным образом к исследованию оптических свойств приземного слоя атмосферы. Однако, в последнее были разработаны новые методы (прожекторные, лазерные, сумеречные), позволяющие производить с земной поверхности оптическое зондирование более высоких слоев атмосферы.

В данном реферате нами будет проведен обзор спектральных и поляризационных методов исследования атмосферы.

**1. Спектральные исследования атмосферы Земли.**

Само понятие «атмосферная оптика» указывает на то, что данная наука предполагает теоретический или экспериментальный анализ излучения, приходящего от атмосферы Земли. Будучи достаточно холодной, атмосфера практически не излучает в видимой области спектра самостоятельно. Исключение составляют лишь эмиссии ночного неба, излучение которых можно выделить в первый раздел атмосферной оптики.

Сильнее всего собственное излучение атмосферы Земли проявляет себя в виде полярных сияний. Спектр полярных сияний состоит из ряда линий, главными из которых являются линия нейтрального атомарного кислорода 5577 ангстрем и триплет этого же элемента 6300, 6363 и 6392 ангстрем, преобладание которых придает полярному сиянию соответственно зеленый или красный цвет (третья линия в триплете достаточно слабая, и он фактически наблюдается как дублет). Все эти линии запрещенные и могут образоваться только в разреженной среде, что имеет место в верхней атмосфере. Источником возбуждения линий полярного сияния являются энергичные частицы солнечного ветра, влетающие в магнитосферу Земли и достигающие атмосферы вблизи магнитных полюсов нашей планеты. Исследования полярных сияний позволяют изучить физические условия в верхней атмосфере Земли и в ее магнитосфере [14].

Природа полярных сияний была описана многими учеными. Так, например, у Хргиана [26] полярные сияния описаны в виде пучков лучей, выходящих из одной точки неба (так называемая корона), либо параллельных лучей, образующих как бы светящиеся занавеси на небе. Так же автором дано объяснение цвета сияний, основанное на переходах атомов частиц из одного квантового состояния в другое.

Существует и другой механизм возбуждения эмиссионных линий ночного неба. Он во многом противоположен полярным сияниям, поскольку наблюдается преимущественно в тропических широтах, а энергия поступает от источников в нижних слоях атмосферы — мощных тропических циклонов. Акустико-гравитационные волны распространяются в верхние разреженные слои атмосферы, где их амплитуда существенно увеличивается. В это время наблюдается повышенная интенсивность эмиссий ночного неба в линии кислорода 5577 ангстрем, желтом дублете натрия (5890 и 5896 ангстрем), а также в полосах гидроокисла ОН в ближайшей инфракрасной области спектра. Фон неба в этих линиях часто имеет четкую волнообразную структуру [11]. Высоты слоев ОН, натрия и атомарного кислорода оказались равными 85, 90 и 95 км, что близко к высоте последнего температурного минимума в атмосфере. Измерения параметров волн дают возможность локализовать их источник в тропосфере, исследовать механизм их переноса. Более того, акустико-гравитационные волны и наблюдаемая волновая структура эмиссии ночного неба могут служить предвестниками атмосферных тайфунов и. возможно, землетрясений, что значительно увеличило интерес к данному разделу оптики.

**Линии кислорода.**

Запрещенные линии атомарного кислорода являются наиболее удобными для наблюдений, так как они достаточно ярки и легко выделяются в спектре фона как во время полярных сияний или повышенной волновой активности, так и в «спокойном» состоянии фона.

Определение ширины линии 5577 ангстрем в спектре вечернего неба было предпринято Бэбкок [1], но возможности аппаратуры были таковы, что позволяли оценить лишь верхний предел и, следовательно, температуру слоя эмиссии. Позднее, в 1955 году Д. Варк и Дж. Стоун [15] предложили более точный метод. Интерферометр Фабри-Перо с апертурой 45 мм был помещен перед  фотографической щелью в 7 фокусе. Весь инструмент, включая фотографическую пластину, был в воздухонепроницаемом контейнере с тщательно регулируемой температурой. Использовались фотографическая пластина 103a-G Eastman и фильтр Gb-7.

Пластины интерферометра были покрыты многослойными диэлектрическими пленками. Первоначально пленки состояли из 9 слоев, из которых пять были из цинкового сульфида и четыре из криолита, который давал коэффициент отражения в данном диапазоне длин волн порядка 98%. С этими пленками максимальный коэффициент пропускания интерферометра был очень низким. Причиной этому служило то, что пластины были плоскими только в пределах . Согласно теории, предложенной Чабаллем [2], пленки более низкого коэффициента отражения дают более высокое максимальное значение коэффициента пропускания без существенных потерь интенсивности. Поэтому позднее в этом эксперименте девятислойная пленка была заменена на пятислойную, которая давала коэффициент отражения 87% и позволяла получать хорошие фотографии уже после 5 часов подвергания ее ночному небу.

В результате этих наблюдений авторами были определены средняя температура слоя атомарного кислорода и его высота, которые хорошо согласовались со значениями, полученными другими методами. [10]

**Линии натрия.**

Проведение наблюдений в линиях натрия могут быть затруднены наличием этих же линий в спектре засветки неба от крупных городов, а также (уже как линии поглощения) в спектре Солнца и, следовательно, компонент фона ночного неба, связанных с рассеянием солнечного излучения.

Только в течение нескольких минут линии натрия становятся более яркими, чем соседние в непрерывном спектре, образующегося из прямого солнечного света, рассеянного атмосферой. В это время яркость линий сильно возрастает и становится равной их яркости ночного свечения.

Процесс протекания сумеречных вспышек линий натрия был описан в 1971 году А. Петерсоном и Л. Кейффабер [9]. В начале ими был оговорен тот факт, что атомы натрия ограничены высоко в атмосфере относительно узким слоем. Максимальная концентрация в слое примерной толщины 20 км приходится на высоту 90 км. При заходе Солнца тень Земли ложится на этот слой, но эффективная высота тени повышается атмосферным озоном, максимальная концентрация которого приходится на высоту 21 км, но эффективное поглощение продолжается на высоте в 30 – 40 км выше поверхности. Кроме того, наблюдается очень сильное поглощение в ультрафиолетовой области спектра от 2000 до 3000 ангстрем: озон поглощает спектральную область около 6000 ангстрем, действуя при этом как светонепроницаемый барьер для фотонов, способных возбудить дублет натрия.

Пока солнце не ниже 8˚ над горизонтом, все излучения атмосферы разбиваются ярким рассеянным солнечным светом, оставляя видными только линии поглощений, происходящих на солнце. По мере углубления сумерек, только высокие и очень высокие слои атмосферы освещаются снизу. Когда склонение солнца приближается к 10˚, линия поглощения натрия внезапно исчезает. Дублет 5893 ангстрема становится полностью заполненным фотонами с той же самой длиной волны рассеянного атомами атмосферного натрия.

Подобная вспышка была получена 27 апреля 1970 года на открытом плато несколько миль западнее Альбукерке на высоте примерно 6000 футов над уровнем моря. Хотя город был ниже горизонта наблюдателей, его ртутные уличные фонари все равно производили сильное загрязнение, включая яркую линию 4358 ангстрем.

В первом представлении типичный солнечный спектр очевиден, но очень сверхвыставлен, кроме промежутка от 5300 до 6300 ангстрем, где уже представлено поглощение озона, уменьшающее его интенсивность. Дублет натрия появляется как поглотительная линия, но она исчезает уже при 10˚ солнечного склонения.

Только 6 минут спустя линия натрия появляется заметно в эмиссии (11˚) и на 12˚и 13˚ это самая яркая линия в спектре сумерек. На негативах, полученных Петерсоном и Кейффабер красная линия кислорода 6300 ангстрем появляется на 11˚, зеленая линия кислорода (5577 ангстрем) — на 12˚.

В то время проводимый эксперимент был достаточно нов. В ходе его проведения были получены три важных результата: высота слоя испускания, его толщина и число атомов натрия, содержащихся в столбе испускающего слоя с поперечным сечением равным 1.

Так же был выделен тот факт, что важную роль в проведении эксперимента играло время экспозиции.

**Линии водорода и гидроксила ОН.**

Поскольку небольшая примесь водорода может попасть в атмосферу с промышленными газами, с начала ХХ века считали, что в верхней атмосфере он практически отсутствует. В частности, до 30-х годов ХХ века полагали, то в спектрах полярных сияний либо вовсе нет линий водорода, либо они очень слабы. В 1948 — 1951 гг. В.И. Красовский получил много фотографий инфракрасного спектра (в области 7500 — 11000 ангстрем) свечения ночного неба. В 1950 году С.Ф. Родионов и Л.М. Фишкова обнаружили, что интенсивность инфракрасного излучения ночного неба гораздо больше, чем его «зеленого» свечения с  ангстрем. В том же году И.С. Шкловский, а затем Дюфэй показали, что ряд полос в спектрах, полученных В.И. Красовским, с длинами волн 7250 – 7400, 7470 – 7600, 7700 – 7830, … 10217 и 10827 ангстрем являются вращательно-колебательными полосами спектра гидроксила ОН. Так было открыто в верхней атмосфере это новое соединение, отсутствующее в нижней атмосфере. Шкловский предположил, что оно возникает при столкновении молекул озона и атома водорода. При этом должно выделяться 6,11 эВ энергии — количество, достаточное для возбуждения молекулы ОН. Последняя затем испускает эту энергию в виде квантов света. Высота, на которой находится ОН, по данным различных авторов, равна 75 – 80 км. В спектрах полярных сияний, расположенных выше 100 км, полосы ОН отсутствуют. Общее число молекул ОН в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см2 оценивается в 1011 – 1012.

Ученые, которые долгое время не могли обнаружить линий водорода в спектрах полярных сияний, полагали, что, вероятно, там нет источников энергии для возбуждения его атомов, требующего 10,6 эВ. Следы водородных линий в спектрах полярных сияний впервые были найдены 18 октября 1939 года. Затем они наблюдались 23 февраля 1950 года в Норвегии, когда сияние было очень ярким и продолжительным и Л. Вегард мог снять его спектр с огромной экспозицией — 11 часов. В спектре при этом были обнаружены многочисленные полосы молекулярного кислорода О2 между  ангстрем и  ангстрем, обычно отсутствующие в спектрах сияний выше 100 км. Вероятно, высота светящегося слоя была меньше 100 км. Самое важное, что в спектре имелась слабая размытая линия водорода  с  ангстрем, значительно смещенная к фиолетовому концу спектра. Это смещение — явление Допплера — говорило о быстром движении излучающих атомов водорода к наблюдателю. Позднее в полярном сиянии 18 – 20 августа 1950 года наблюдалась и красная линия водорода  с  ангстрема, также расширенная и смещенная. Подробные наблюдения А.Я. Сухоиваненко [25] в бухте Тикси в период МГГ[[1]](#footnote-1) показали, что светящиеся атомы водорода приближаются к Земле со средней скоростью 3000 км/с. «Крылья» уширенной линии  показывают, что скорости приближения достигают 3400 км/с, а скорости удаления — 1000 км/с. Было выдвинуто предположение, что солнечные (или космические) протоны движутся к Земле по путям, спирально закручивающимся около магнитных силовых линий. Сталкиваясь с другими частицами и захватывая при этом «чужой» электрон, они превращаются в нейтральные атомы водорода, сохраняющие при этом компоненту скорости, направленную к Земле. Эти столкновения создают одновременно и значительный «разброс» скоростей атомов Н. Так объясняется и смещение и уширение линий  и .

Линии эмиссии вечернего и ночного неба, к сожалению, доставляют немало неприятностей астрономам. Они наблюдаются во многих спектрах звезд, галактик, туманностей, и если время экспозиции достаточно велико, порядочно засоряют исследуемые спектры. Однако, есть также положительный аспект. Так как они зарегистрированы в каждом спектре, они могут быть использованы при калибровке длины волны или определении нулевой точки, которая фиксируется автоматически в течение того же самого времени экспозиции, с телескопом и спектрографом в той же самой ориентации, и т.д. Для низкодисперсионных спектров галактик, зафиксированных в Обсерватории Лик (США), многие наблюдатели используют линии неба, чтобы установить начальную длину волны каждой экспозиции. Они, таким образом, обеспечивают возможность измерения точных радиальных скоростей или красных смещений, не беря отнимающие много времени спектры сравнения прежде и/или после каждого спектра галактик, не перемещая телескоп. Остербрук и Мартель [5] издали атлас и список точных длин волны, в особенности для многочисленных ОН линий. Многие наблюдатели нашли этот список полезным для обнаружения, идентификации и использования линий неба на их спектрах.

Эшелле – спектрограф с высоким разрешением (HIRES[[2]](#footnote-2)) на 10 – метровом телескопе обсерватории Кек оказывается, быстрым, надежным инструментом (Вогт и другие.[13]). Некоторые наблюдатели использовали его, чтобы наблюдать галактики, так как каждый порядок спектра эшелле включает только ограниченный диапазон длины волны. Многочисленные линии неба могут быть полезны для того, чтобы обеспечить начальную точку длины волны или регистрацию каждого порядка. Атлас низкой дисперсии не очень хорошо удовлетворяет для использования со спектрами высокого разрешения. В 1994 году теми же авторами был составлен новый атлас спектров высокого разрешения, полученных с помощью эшелле – спектрографа, в который наряду с линиями кислорода вошли и линии гидроксила ОН [6].

**Атмосферный озон.**

Озон О3 играет важную роль в атмосферных процессах, хотя и содержится в воздухе в ничтожном количестве — менее  по объему. Еще в 1879 – 1880 гг. Гартли обнаружил, что спектры Солнца и звезд «обрезаны» с ультрафиолетового конца, примерно с  ангстрем. В 1903 году Мейер и подробнее в 1913 году Фабри и Бюиссон изучили в лаборатории поглощение озона в этой части спектра. В 1921 году Фабри и Бюиссон доказали, что поглощающим веществом в земной атмосфере является действительно озон, слой которого расположен в атмосфере выше 20 км.

Так как поглощение ультрафиолетовой радиации озоном велико, большая часть ее (около 1,5% солнечной энергии) поглощается уже в самой верхней части слоя озона, вследствие этого на высоте 40 – 55 км воздух очень теплый. Здесь, по наблюдениям Фаси во время МГГ, температура может достигать 44˚.

Известно, что ультрафиолетовые лучи обладают большой биологической активностью, убивают многие виды бактерий, вызывают ожоги живых тканей, содействуют образованию в организме витамина D, способствующего росту и предупреждающего рахит и т.д.

Наблюдаемая в природе толщина слоя озона меняется в широких пределах — от 0,068 см (Тромсе, северная Норвегия, 23 и 26 декабря 1942 года) до 0,662 см (Порт-о-Франсэ, остров Кергелен, 22 сентября 1959 года). При этом распределение озона, как и погода, постояннее всего в экваториальном поясе и изменчивее всего в околополярной зоне, к которой относятся и упомянутые значения. По наблюдениям, выполненным во время МГГ, область так называемого *озонного экватора,* где среднее количество озона минимальное, летом (с мая по октябрь) — между 15 и 25˚ северной широты, а в другие сезоны — между 0 и 15˚ северной широты. Здесь весь год толщина слоя меняется в пределах 0,239 – 0,276 см. Отсюда к северу она возрастает, особенно сильно весной, когда в марте в зоне 70 – 80˚северной широты средняя толщина слоя озона составляет 0,502 см, и несколько уменьшается далее к полюсу. Сходное распределение наблюдалось и в южном полушарии, где от экватора толщина слоя озона быстро увеличивается на юг. На острове Кергелен (49˚ южной широты) среднее месячное значение толщины слоя О3 в октябре 1959 года достигало 0,596 см. Пояс максимума находился в южном полушарии между 60 – 70˚ южной широты, а летом (январь — апрель) еще севернее. На основе этих данных было сделано предположение о том, что околополярный минимум озона в Антарктике выражен сильнее и охватывает большую площадь, чем в Арктике.

В среднем в 1958 — 1959 гг. в северном полушарии слой озона составлял 0,298 см, в южном — 0,307 см; всего в атмосфере находилось  тонн озона. В северном полушарии 44% озона находилось в тропическом поясе между 0 и 30˚ северной широты и всего 16% в полярной, между 60˚ и 90˚ северной широты.

Проведенные в рамках МГГ исследования показали, что в то время как в тропическом поясе годовой ход толщины слоя озона, как и ход солнечной радиации, незначителен, в умеренных и высоких широтах он хорошо выражен. В околополярных широтах северного полушария она имела высокий и крутой максимум в феврале, несколько южнее — в марте или апреле. После этого начиналось постепенное уменьшение толщины слоя до минимума, наблюдаемого в полярных областях в сентябре, в умеренных — в октябре. При этом многие исследователи отмечали тот факт, что содержание озона начинало возрастать зимой в период еще очень слабого солнечного освещения и что максимум отмечался весной, задолго до максимума радиации. В южном полушарии, кроме весеннего (октябрь — ноябрь) максимума толщины слоя озона, наблюдался еще второй, зимний (май — июнь) максимум.

Замечательным является также открытый независимо друг от друга в 1959 году К. Раманатаном и Г.И. Кузнецовым *континентальный* эффект озона. Так было названо уменьшение слоя озона над континентом по сравнению с морем, особенно хорошо выраженное летом в зоне 0 – 36˚ северной широты, где в это время разность между материком и морем достигала 0,047 см [26].

Летом и осенью и широтный градиент, и колебания озона, по признанию многих исследователей, незначительны. Зимой и весной, когда широтные различия толщины слоя озона очень велики, ее изменчивость ото дня ко дню в умеренном и полярном поясе также значительна. Это указывает на то, что колебания вызваны переносом озона из более высоких широт в низкие и наоборот. Наиболее четко выражено резкое увеличение толщины слоя — на 20 – 25% и более — при вторжениях арктического воздуха, например, в тыловой (западной) части циклонов.

Большое значение придавалось вертикальному распределению озона в атмосфере. Уже первые попытки наблюдения озона в приземном слое (сделанные В.В. Балаковым в 1935 году в Эльбрусской экспедиции) показали, что в воздухе тропосферы концентрация озона незначительна и что большая часть озона находится в стратосфере.

Распределение озона с высотой в атмосфере можно наблюдать несколькими различными методами. Спектрограф или простой фотоэлемент со светофильтрами, чувствительными к участкам спектра с сильным озоновым поглощением, поднимали вверх с помощью ракеты, как это делалось в США начиная с 1946 года и в СССР в 1958 — 1960 гг., с помощью шара-зонда и т.д. Так наблюдали общее количество озона над прибором, находящимся на известной высоте, и дифференцированием определяли количество озона в любом слое. Большое распространение в США получили химико-люминесцентные озоно-зонды, где регистрировалось свечение некоторых химических веществ под влиянием озона воздуха, протягиваемого сквозь прибор.

Применявшийся с 1934 года способ наблюдения рассеянного света зенита неба в сумерки в то время, пока Солнце погружается под горизонт, дал науке первые ценные данные о вертикальном распределении О3, но не имел больших преимуществ перед другими способами, описанными выше.

Результаты наблюдений показали, что в тропосфере озона малое и распределение его значительно однородно. С уровня так называемой озонопаузы парциальное давление озона начинает резко возрастать. Озонопауза в полярных и умеренных широтах находится примерно на 0,1– 0,2 км ниже тропопаузы, а в тропических широтах — на 0,8 выше высокой тропической тропопаузы. В этой зоне максимальное парциальное давление озона, по данным американских зондирований 1962— 1963 гг. [7], наблюдалось на высоте 25,9 км (его значение здесь в среднем составляло  мб), а в умеренной и полярной зонах — на высоте 20,9 км (среднее значение в слое максимума увеличивается от  мб в умеренных широтах до 250 –  мб в Арктике). В тропической зоне слой озона расположен высоко, сравнительно тонок и содержит малое количество озона. В Арктике он обычно низкий, мощный и количество озона в нем велико.

Выше максимума парциальное давление озона убывает сравнительно плавно и параллельно давлению окружающей среды, так что отношение смеси[[3]](#footnote-3) остается приблизительно постоянным. В этой верхней части озонного слоя отношение смеси меняется от 15 мкг/г в экваториальной зоне до 6,4 мкг/г в арктической.

**Поляризационные исследования атмосферы Земли.**

Помимо спектрального исследования атмосферы, основанного на регистрации спектров вечернего и ночного неба, в атмосферной оптике существуют темы, предполагающие анализ излучения, рассеянного или поглощенного в атмосфере, для чего необходим внешний источник спектра. Одним из таких разделов можно отнести вопросы и методы, при которых используется искусственный источник излучения. Здесь особое внимание нужно уделить лидарному зондированию атмосферы[[4]](#footnote-4). В ходе лидарного эксперимента лазерный луч направляется в атмосферу вертикально или под некоторым углом, а приемник регистрирует возвращающееся назад рассеянное излучение. Так как время прихода рассеянного излучения зависит от его высоты, с помощью лазера можно восстанавливать высотное распределение коэффициента обратного рассеяния и температурное распределение в атмосфере. Выбирая нужным образом длину волны, на которой работает лидар, можно исследовать аэрозольное рассеяние на континууме или резонансное рассеяние отдельных атмосферных компонент (например, атомарного натрия или калия). В настоящее время лидарное зондирование является основным методом исследования мезосферы.

Точность лидарных измерений концентрации аэрозоля можно значительно улучшить, используя так называемый кросс-поляризационный лидар, и это первый, но далеко не единственный пример эффективности поляризационных измерений в атмосферной оптике. Суть кросс-полризационной методики состоит в том, что молекулярное (релеевское) рассеяние обладает хорошо известными поляризационными свойствами. В частности, фон обратного рассеяния линейно поляризован, причем в той же плоскости. Если луч лазера будет линейно поляризованным, а рассеянный сигнал принимается в плоскости поляризации, перпендикулярной плоскости поляризации лазерного излучения, то вклад молекулярного рассеяния в этот сигнал уменьшится практически до нуля, выделяя менее поляризованное аэрозольное рассеяние. Измерения высотного аэрозольного распределения обычно показывают существенное увеличение коэффициента рассеяния (по отношению к молекулярному рассеянию) в тропосфере и мезосфере — области температурного минимума и серебристых облаков.

Одной из главных проблем лидарного метода зондирования атмосферы, как и всех других методов, связанных с измерением рассеянного излучения, является необходимость учета многократного рассеяния света в атмосфере. Эта проблема встает наиболее остро для кросс-поляризационного лидара, так как многократно рассеянное излучение поляризовано слабее, чем однократно рассеянное, и кросс-поляризационный фильтр будет задерживать его в существенно меньшей степени. Чем фон однократного молекулярного рассеяния.

Другой раздел атмосферной оптики связан с анализом поглощения и рассеяния в атмосфере излучения внешних естественных источников, прежде всего Солнца (хотя в этой роли могут выступать Луна и даже яркие звезды и планеты). Рассеяние солнечного излучения в атмосфере формирует фон дневного и сумеречного неба, характеристики которого существенно зависят от состояния атмосферы — концентрации, высотного распределения и рассеивающих свойств аэрозоля, содержания малых атмосферных примесей, имеющих полосы поглощения в видимой области спектра (прежде всего озона и водяного пара). Фон ночного неба также во многом определяется рассеянием солнечного света, только уже не в атмосфере, а в межпланетном пространстве, эта компонента ночного неба известна как зодиакальный свет. Однако, рассмотрение этого явления уже выходит за пределы атмосферной оптики.

Дневное и сумеречное небо, при всей своей визуальной схожести имеют существенно разную геометрию образования и, вообще говоря, определяются разными атмосферными факторами, опирающимися на компоненты рассеяния атмосферы и их свойства.

Первая и главная рассеивающая компонента — газовая составляющая, формирующая молекулярное рассеянии. Свойства этого процесса хорошо известны. Коэффициент молекулярного рассеяния обратно пропорционален четвертой степени длины волны, и коротковолновое излучение рассеивается в атмосфере значительно сильнее, что и объясняет голубой цвет ясного дневного неба (в сумерки цвет неба ведет себя достаточно сложным образом и определяется сразу несколькими факторами). Фон молекулярного рассеяния достаточно сильно поляризован. Но, в отличие от источника в кросс-поляризационном лидаре, солнечное излучение неполяризовано. В этом случае излучение, рассеянное вперед и назад, будет также неполяризовано, а вот при рассеянии под прямым углом степень поляризации достигает почти единицы, точнее 94% для земного воздуха. Плоскость поляризации перпендикулярна плоскости рассеяния, то есть плоскости, в которой лежат прямой и рассеянный луч. При этом коэффициент рассеяния атмосферы под углом в 90˚ примерно вдвое меньше, чем коэффициент рассеяния вперед или назад. Таки образом, если рассматривать рассеяние солнечного излучения взаимноперпендикулярных плоскостях поляризации (перпендикулярной и параллельной плоскости рассеяния) как независимые процессы, то первый из них будет изотропным, а второй будет происходить преимущественно вперед и назад.

Однако рассеяние солнечного излучения происходит также на аэрозольных частицах, чей размер сравним или превышает длину волны видимого излучения. Здесь характер рассеяния будет существенно отличаться. Появится анизотропия рассеяния: большая часть излучения будет рассеиваться под малыми углами, в направлении, близком к направлению падающего излучения. Аэрозольное рассеяние отличается от молекулярного и своими спектральными характеристиками — коэффициент рассеяния хоть и будет возрастать в коротковолновой области, но значительно медленнее, чем для молекулярного рассеяния. Именно поэтому при сильной запыленности атмосферы вокруг Солнца появляется яркий ореол, а цвет неба вместо голубого становится белесым.

Поляризационные свойства аэрозольного рассеяния отличаются от молекулярного рассеяния значительно меньшей поляризацией при рассеянии под углом 90˚. Лабораторные измерения различных образцов вулканической пыли [14] показали, что в видимой области спектра поляризация составляет 15 – 20%. Естественно, что в запыленной атмосфере поляризация фона неба будет существенно ослабляться. Поляризационные измерения фона неба на различных угловых расстояниях от Солнца (то есть для разных углов рассеяния) могут дать информацию о свойствах рассеивающего вещества, содержании и типе атмосферного аэрозоля.

Однако при подобном анализе ученые могут столкнуться с той же проблемой, что и при использовании лидарного метода. Атмосфера Земли имеет значительную оптическую толщину, и фон неба представлен не только однократным, но и многократным рассеянием света. Особенно серьезной эта проблема будет при анализе неба в период сумерек, когда солнечные лучи проходят большой путь сквозь атмосферу над поверхностью Земли. Поляризация многократно рассеянного излучения будет определяться распределением яркости по всему небесному своду и будет также существенно меньше, чем в случае однократного молекулярного рассеяния. Спектральный состав многократного рассеяния заранее неизвестен. С одной стороны, большое количество актов рассеяния должно приводить к избытку в коротковолновой области, но с другой стороны там увеличивается и поглощение излучения, проходящего между актами рассеяния длинный путь в атмосфере.

Днем, при большой высоте Солнца над горизонтом, относительный вклад многократного рассеяния не очень велик, но поляризация фона неба даже в 90˚ от Солнца неполная. Это связано с тем, что фон неба образуется, в основном, рассеянием солнечных лучей в нижних плотных слоях атмосферы, которые содержат много аэрозоля. Анализ распределения яркости и поляризации фона дневного неба могут дать достаточно количественную информацию об оптических свойствах атмосферы, но только лишь в ее приземных слоях [23].

По мере тог, как Солнце опускается к горизонту, оптическая толщина атмосферы на пути его лучей увеличивается, и приземные слои атмосферы освещаются слабее. В некоторый момент времени рассеяние прямого солнечного излучения в приземном слое уже перестает быть определяющим для формирования фона неба. Более высокие слои тропосферы, несмотря на свою меньшую плотность, рассеивают больше солнечного света из-за меньшего поглощения солнечных лучей в этих слоях. В отличие от астрономического понятия сумерек, начинающихся с заходом Солнца, исследователи атмосферы считают окончанием дня и началом сумерек именно момент отрыва слоя эффективного рассеяния света (так называемого сумеречного слоя) от поверхности Земли. Этот момент зависит от длины волны и положения точки наблюдения на небе. В зените для желто-зеленой области спектра это происходит при высоте Солнца над горизонтом около 5˚ – 6˚. После этого фон неба эволюционирует по «сумеречным» законам, быстро уменьшая свою яркость. В коротковолновой области спектра, где поглощение света сильнее, сумерки начинаются еще раньше, и яркость неба убывает быстрее. Это приводит к изменению цвета неба, которое к заходу Солнца превращается из насыщенно голубого в бледно-голубое. В отсутствие атмосферного озона, имеющего полосы поглощения в желто-зеленой области спектра, сумеречное вообще теряло бы голубой оттенок. Покраснение небо продолжается и после захода Солнца вплоть до его погружения под горизонт на 4˚ – 5˚ (зенитного расстояния 94˚ – 95˚).

С заходом Солнца сумеречный слой поднимается все выше над наблюдателем, и, измеряя характеристики фона неба, наблюдатели фактически исследуют разные слои атмосферы. Именно этим сумеречное небо отличается от дневного. Возможность исследовать атмосферу на различных высотах привлекает внимание большого количества ученых к сумеречному методу.

В то же время вклад многократного рассеяния в фон неба во время сумерек, значительно больший, чем днем, оставался основной проблемой этого метода, существенно ограничивая его точность и высотный диапазон применимости. Самые разнообразные методы оценки вклада многократного рассеяния, делавшиеся в ХХ веке, становились поводом весьма жесткой полемики [24]. Сделать существенный шаг вперед в этом вопросе удалось только в последние десятилетия, с появлением мощной вычислительной техники.

Разделить фон сумеречного неба на его отдельные составляющие, выделить многократное рассеяние и рассеяние на аэрозольных частицах помогают данные о поляризации сумеречного неба от зенитного расстояния Солнца для четырех длин волн. Первое, что обращает на себя внимание — уменьшение поляризации в коротковолновой области спектра. Как было показано О.С. Угольниковым и И.А. Масловым, оно связано с увеличением многократного рассеяния, превышающего в фиолетовой области спектра 50% даже в светлые сумерки [20]. С увеличением вклада многократного рассеяния связано и уменьшение поляризации неба в темные сумерки, при зенитных расстояниях Солнца более 95%. Преобладание коротковолнового излучения в многократно рассеянном фоне приводит к тому, что постепенное покраснение сумеречного неба в это время сменяется достаточно быстрым посинением, и в темные сумерки цвет ясного неба оказывается еще более синим, чем днем.

Все описанные эффекты никак не связаны с атмосферным аэрозолем, хотя подобные предположения часто делались многими исследователями атмосферы в ХХ веке, что иногда приводило их к совершенно необычным свойствам гипотетических аэрозольных частиц. Данная компонента фона атмосферы, самая важная и интересная для исследований, проявляет себя лишь уменьшением поляризации в светлые сумерки, заметным только для длинноволнового излучения (порядка 7600 ангстрем) и изредка, при не очень хорошей прозрачности атмосферы — в желто-зеленой области спектра. В красных лучах поглощение света минимальное, и сумеречный слой располагается достаточно низко. Аэрозольное рассеяние регистрируется только на больших высотах в тропосфере. Его следы исчезают при погружении Солнца под горизонт на 3˚ на длине волны 7600 ангстрем, то есть при эффективной высоте сумеречного слоя около 15 км и высоте его нижней границы примерно 10 км [19, 21].

Содержание аэрозоля в атмосфере, как и порождаемое им понижение поляризации в красной области спектра в светлые сумерки, в отличие от других эффектов подвержены сильным вариациям, существенно изменяясь от сумерек к сумеркам. В отдельные дни с хорошей прозрачностью атмосферы вклад аэрозольного рассеяния в яркость сумеречного неба в зените в момент восхода Солнца не превышал 10% на длине волны 7600 ангстрем, в другие же дни при вроде бы ясном небе он достигал 40 – 50%. Наблюдательные данные позволили оценить и поляризацию аэрозольного рассеяния под прямым углом (такая ситуация реализуется в зените в светлые сумерки), которая составила примерно 20%, в согласии с [14].

Таким образом, поляризационные измерения сумеречного неба позволяют определить параметры аэрозольного рассеяния, вклад многократного рассеяния, причем результаты оказываются в хорошем согласии с данными численного моделирования [12]. Полученные соотношения, кроме всего прочего, объясняют цветовые явления, происходящие во время сумерек, в том числе «пояс Венеры» — разноцветные горизонтальные полосы, появляющиеся с противоположной Солнцу стороны неба.

Однако, этим возможности сумеречного метода исследования атмосферы (и вообще анализа взаимодействия атмосферы с излучением Солнца) не исчерпываются. В последние десятилетия ХХ века начались активные спектральные исследования сумеречного неба с целью измерения содержания в атмосфере малых газовых примесей. Слабые спектральные линии поглощения этих газов практически не заметны в спектре прямого солнечного излучения, проходящего через атмосферу в вертикальном направлении. А во время сумерек, когда излучение Солнца проходит длинный путь через плотные слои атмосферы, поглощение в спектральных линиях может стать ощутимым. Широкие полосы поглощения озона в желто-зеленой области спектра (полосы Шапюи), ослабляющие вертикальное излучение всего на 4 – 5%, во время сумерек становятся настолько заметными, что существенно изменяют цвет, возвращая ему еже было потерянный голубой оттенок.

В настоящее время разработана методика DOAS[[5]](#footnote-5) [8], с помощью которой в спектре фона неба выделяются полосы поглощения озона, окисей азота, хлора, брома и многих других атмосферных примесей. Данные исследования являются важной составляющей экологического контроля атмосферы Земли. К этому необходимо добавить, что высота над земной поверхностью, на которой проходят лучи солнца, создающие сумеречный фон неба, зависит от длины волны и периода сумерек. Тем самым, подобные измерения позволяют судить не только о полном содержании той или иной примеси в атмосфере, но и об ее высотном распределении.

Еще более высокой точности и вертикального разрешения можно достичь, наблюдая спектр Солнца или другого источника вблизи края Земли со спутника на земной орбите. Кроме этих преимуществ, космический эксперимент позволит охватить большую площадь над поверхностью Земли, так как спутник обращается вокруг нашей планеты по орбите, положение которой относительно поверхности Земли изменяется за счет осевого вращения планеты. В настоящее время подобные исследования проводятся в рамках немецко-голландско-бельгийского проекта SCIAMACHY[[6]](#footnote-6) [4].

**Заключение.**

Физика атмосферы — наука, изучающая различные физические явления и процессы, происходящие в атмосфере, поглощение и излучение тепла, нагревание и охлаждение воздуха, его течение и циркуляцию, испарение и конденсацию водяного пара в виде облаков, туманов и др. Отдельным разделом физики атмосферы, которому в последнее все чаще стали уделять внимание, является атмосферная оптика, изучающая процессы, протекающие при взаимодействии атмосферы Земли с излучением Солнца. Очень существенно, что эти процессы изучаются физическими и математическими (аналитическими) методами с целью выявить причины и следствия атмосферных явлений и установить количественные связи между ними.

Поток новых открытий и новой информации, который охватил в 60-х годах ХХ века все естествознание, в том числе и науку об атмосфере, возрастающее с каждым годом число метеорологических станций и пунктов радиозондирования, развитие космической промышленности, позволяющее выводить на орбиту Земли все более совершенные метеорологические спутники, сканирующие земную атмосферу, — все это принесло невиданное количество новых и существенных сведений об атмосфере.

Атмосфера Земли — очень сложная система, еще во многом не изученная. В настоящее время, с усилением антропогенного воздействия на нашу газовую оболочку и последовавшие за этим климатическими изменениями, исследования всех слоев атмосферы стали особенно важными. И одна из ведущих ролей в этом отведена оптическим исследованиям, так как взаимодействие атмосферы и излучением весьма разнообразно, и количество информации, которое могут дать оптические измерения, очень велико. Являясь фактически единственным средством атмосферных исследований (кроме приземного слоя) до появления ракетной техники, атмосферная оптика и сейчас не потеряла свою актуальность, активно используя современные технические достижения.

**Список используемой литературы.**

1. Babcock, H. D., Astrophys. J., Vol. 57, P. 209, 1923.
2. Chabbal, R., J. Recherches du Centre Nat. Recerches Sci., No 24, P. 138, 1953.
3. Halma H., Kaila K. U., Kosch M.J., Rietveld M.T. Recognizing the blue emission in artificial aurora // Adv. Space Res. 2005 (in press).
4. Noel S., Burrows J. P., Bovensmann H., Frerick J., Chance K.V., Goede A.H.P., Muller C. Atmospheric trace gas sounding with SCIAMACHY // Advances in Space Raseach. 2000. Vol. 26. P. 1949.
5. Osterbrock D.E., Martel A. RASP. Vol. 76, P. 104. 1992.
6. Osterbrock D.E., Fulbright J. P., Martel A.R., keane M.J., Trager S.C., Basri G. Night-Sky Heigh-Resolution Spectral Atlas of OH and O2 Emission Line for Echelle Spectrograph Wavelength Calibration.// Astronomical Society of Pacific. 1996. P. 277-308.
7. Ozone-sonde observations over North America. Vol. 1. Ed. by B.W. Hering. Bedford, 1963.
8. Perner D., Platt U. Detection of Nitrious Acid in the Atmosphere by Differential Optical Absorption // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 6. P. 917.
9. Peterson A.W., Kieffaber L.M. The Twilight Flash of Sodium. // Journal Sky and Telescope. June, 1971. Vol. 41. No. 6. P. 344 – 345.
10. Roach F.E., Pettit H.B. J. Geophys. Research. 1951. Vol. 56. P. 325.
11. Taylor M.J., Hapgood M.A., Rothwell P. Observations of Gravity Wave Propagation in the OI (557.7 nm) and the Near Infrared OH Nightglow Emissions // Planet. Space. Sci. 1987.V. 35. P. 413.
12. Ugolnicov O.S., Postylyakov O.V., Maslov I.A. Effects of Multiple Scattering and Atmospheric Aerosol on the Polarization of the Twilight Sky // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Tranfer. 2004. Vol. 88. P. 233.
13. Vogt S., et all. SPIE Conference, Vol. 361. P. 2198. 1994.
14. Volten H., Munoz O., Waters R., Van der Zande W., Hovenier J. Online Database of Scattering Matrices of Irregular Particles // Abstracts of NATO Advanced Study Institute on Photopolarimerty and Remote Sensing and Workshop on Remote Sensing Techniques and Instrumentation: Internationsl Cooperation. Army Research Laboratory. 2003. P. 103. http:// www.asrto.uva.nl/scatter.
15. Wark D.Q., Stone J. M. Measurement of the Doppler Width of the λ 5577 Line in the Night Sky // Nature. February 5. 1955. P. 254 – 255.
16. Большой энциклопедический словарь. Физика. М., Научное издание «Большая Российская энциклопедия», 1999.
17. Физическая энциклопедия, Т.1. М., Научное издательство «Большая Российская энциклопедия», 1994.
18. Физическая энциклопедия, Т.4. М., Научное издательство «Большая Российская энциклопедия», 1994.
19. Угольников О.С. Определение параметров рассеяния света в земной атмосфере по фотометрическим наблюдениям сумеречного неба // Физика космоса: Прогр., тезисы докл. и сообщ. 25-й студ. науч. конф., 29 янв. — 2 февр. 1996 г. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1996.
20. Угольников О.С., Маслов И.А. Многоцветная поляриметрия сумеречного неба. Роль многократного рассеяния света как функция длины волны // Физика космоса: Тр. 30-й международ. студ. науч. конф., 29 янв. — 2 февр. 2001 г. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2001.
21. Угольников О.С., Маслов И.А. Дистанционное зондирование атмосферы на основе фотометрии лунных затмений // Физика космоса: Тр 35-й международ. студ. науч. конф., 30 янв. — 3 февр. 2006 г. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2006.
22. Угольников О.С. Поляризационные исследования атмосферы Земли // Физика космоса: Тр. 35-й международ. студ. науч. конф., 30 янв. — 3 февр. 2006 г. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2006.
23. Пясковская–Фесенкова Е.В., Исследование рассеяния света в земной атмосфере. М., Изд-во АН СССР, 1953.
24. Розенберг Г.В. Сумерки. М., Физ.-мат. лит., 1963.
25. Сухоиваненко П.Я. Допплеровские скорости протонов по наблюдениям эмиссии  . Результаты исследований по программе МГГ, полярные сияния и свечения ночного неба. М., Изд-во АН СССР, № 7, 1961.
26. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.
27. Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И., Кондратьева А.В. Атмосферный озон. Результаты исследований по программе МГГ, метеорология, № 10. 1965.
1. МГГ — Международный Геофизический год, 1957 — 1958 гг. [↑](#footnote-ref-1)
2. HIRES — HIgh-Resolution Echelle Spectrograph. [↑](#footnote-ref-2)
3. Отношение смеси — отношение плотности озона к плотности воздуха, выражаемое в микрограммах на 1 г воздуха. [↑](#footnote-ref-3)
4. LIDAR — Light Detection And Ranging [↑](#footnote-ref-4)
5. DOAS — Differential Optical Absorption Spectroscopy [↑](#footnote-ref-5)
6. SCIAMACHY — SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY. [↑](#footnote-ref-6)