

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ МЕТЕОРОВ

В. Н. Петров, Ленинград

1. ФИЗИЧЕСКИЕ ТЕОРИИ МЕТЕОРОВ

§ 1. Возгорание и потухание метеоров происходит в верхних слоях атмосферы; в среднем возгорание наблюдается на высоте 115 км, а потухание на высоте 80 км. Для метеоров из различных метеорных потоков эти высоты оказываются различными и в сильной степени зависят от скорости; чем больше скорость, тем выше высота возгорания, и, наоборот, чем меньше скорость, тем меньше высота возгорания.

Определение высот возгорания и потухания метеоров производится на основе «корреспондирующих» наблюдений (как визуальных, так и фотографических), т. е. на основе наблюдений с двух (или более) пунктов, удаленных друг от друга на 20—40 км. В настоящее время имеется около 2 000 отдельных опубликованных определенных высот. Кроме того, имеется 3 500 неопубликованных высот Аризонской метеорной экспедиции, организованной Гарвардской обсерваторией (США) и колледжем Корнелля в 1931—1933 гг.

Большинство высот получено на основе наблюдений невооруженным глазом и поэтому отягощено различного рода ошибками, в результате чего отклонения от точных значений могут достигать 15—20%. Эти ошибки получаются, во-первых, от физиологических свойств глаза, вследствие которых различными наблюдателями по-разному воспринимается момент возгорания и потухания метеора, во-вторых, вследствие различных условий видимости метеора в области наблюдений, в-третьих, вследствие наличия известной «селективности» в имеющемся материале.

Долгое время оставались неизвестными высоты возгорания и потухания телескопических метеоров. В 1930 г., независимо друг от друга, их удалось определить Э. Эпику¹ в Дерпте (Эстония) и И. С. Астаповичу в Ленинграде². Из непосредственных корреспондирующих наблюдений с кометоскателями из двух пунктов они нашли, что высоты возгорания и потухания телескопических метеоров имеют величину порядка 70—90 км.

§ 2. На основе имеющихся в каталогах Деннинга высот³ Линдеман и Добсон⁴ в 1922 г. дали первую серьезную теорию физических явлений при полете метеоров, которая послужила толчком успешному развитию изучения стратосферы методами метеорной астрономии.

Физическая теория метеора есть теория явлений, связанных с движением твердого тела с космической скоростью в верхних слоях земной атмосферы. В построенной теории должны быть независимыми такие величины, как размеры метеора, его форма, химический состав, скорость и наклонность пути, а также три независимые величины, характеризующие верхние слои атмосферы, как-то: молекулярный вес, давление, температура и, частично, направление перемещения потоков воздуха.

Через основные семь независимых величин нужно выразить высоты возгорания и погасания метеоров, характер излучаемой метеором энергии, его температуру и абсолютную яркость.

Поставленная задача в общем виде является пока неразрешимой. При

ее решении допускается значительное количество упрощений, которые делают математическую сторону проблемы более простой и поддающейся полному аналитическому решению. Например: форма метеорного тела принимается сферической, размеры его считаются совершенно незначительными, порядка нескольких миллиметров, химический состав предполагается схожим с известным химическим составом метеоритов.

В разрешении поставленной задачи особенно большое значение имеет также знание молекулярного и химического состава и строения верхних слоев атмосферы. Обыкновенно в этой части используются данные геофизики. При этом в работу может войти некоторая неопределенность, так как данные о строении верхних слоев атмосферы пока еще основываются, на косвенных наблюдениях и исследованиях¹.

Линдеман и Добсон, вводя вышеуказанные упрощения относительно размеров, формы и состава самого метеорного тела и принимая химический состав тех слоев атмосферы, где происходит полет, аналогичным составу атмосферы у поверхности земли, построили физическую теорию полета метеора в атмосфере. Они исследовали поведение метеора яркостью 1 звездной величины, движущегося со скоростью 40 км/сек, имеющего высоту возгорания в 100 км над Землей, высоту потухания на высоте 80 км и длину пути в 60 км. Среднее удаление наблюдателя от траектории метеорного тела считается равным 150 км. Продолжительность полета метеора равна 1,5 сек. Средние размеры и масса метеорного тела при этом оказываются соответственно равны 0,6 мм и 6 мг.

Метеорное тело, влетая в земную атмосферу с космической скоростью на высотах от 100 до 80 км, сжимает воздушные массы, встречающиеся на пути, и образует перед собой «воздушную подушку».

Процесс сжатия воздуха в подушку происходит очень быстро, так что он сопровождается полным отсутствием теплового обмена между газовой подушкой и окружающими ее слоями земной атмосферы, т. е. процесс идет согласно уравнениям адиабатического состояния.

Линдеман и Добсон считают, что вся кинетическая энергия метеора расходуется на движение «воздушной шапки», которая образуется перед метеором, и на ее адиабатическое сжатие.

Метеорное тело¹⁾ подвергается ударам молекул еще в самых верхних слоях атмосферы, которые вызывают диссоциацию его молекул, но эти удары сравнительно малочисленны, и их общая энергия недостаточна для заметного свечения метеора. Кроме того, проблема взаимодействия метеорного тела с молекулами воздуха на тех высотах казалась в то время неясной, и Линдеману и Добсону ее решения на основе кинетической теории газов найти не удалось.

На высотах около 100 км плотность воздуха оказывается уже довольно значительной, длина свободного пробега молекул получается удовлетворяющей случаю образования газовой шапки, так как молекулы уже не успевают после столкновения с метеором покинуть пространство перед ним. Чем глубже проникает метеор в атмосферу, тем более плотной получается газовая шапка.

Теория Линдемана-Добсона довольно подробно изложена на русском языке в ряде обзорных статей (Оболенского, Ханевского)^{5, 6}, а Н. М. Штауде дала некоторое ее развитие⁷. То изложение, которое мы ей здесь даем, идет в соответствии с исправлениями, внесенными в теорию более поздними исследованиями, особенно работами Андерсона (Anderson) и Радакович⁸.

В своей работе Линдеман и Добсон разбирают следующие основные вопросы: 1) образование газовой шапки перед метеорным телом, температура внутри нее; 2) процесс нагревания метеорного тела; характер тормо-

¹⁾ Ныне в метеорной астрономии различают: а) метеорное тело, т. е. твердое тело космического происхождения, б) метеор — явление, вызываемое при движении метеорного тела в атмосфере какого-либо небесного тела (планеты, и др.), и в) метеорит — метеорное тело, достигшее поверхности планеты.

жения скорости его при движении в стратосфере; зависимость между уменьшением скорости и размерами метеора; 3) температура метеора в парообразном состоянии и 4) плотность и температура верхних слоев атмосферы по метеорным наблюдениям.

На все эти вопросы Линдеману и Добсону удалось получить более или менее удовлетворительные ответы. Некоторые упрощения и неточности расчета были исправлены Радаковичем, работу которого можно считать дальнейшим развитием работ Линдемана и Добсона.

Радакович определяет плотность воздуха для случая образования газовой шапки — ρ_1 . Если нам известна плотность воздуха (ρ_0) и L_0 — длина пути свободного пробега молекул при нормальных атмосферных условиях, V и v — скорости движения метеора и молекулы и r — радиус метеора, то

$$\rho_1 = \frac{\rho_0 L_0 \cdot V}{2v \cdot r}.$$

В образующейся газовой шапке часть кинетической энергии метеора идет на адиабатическое сжатие воздушных масс, а большая ее часть идет на увеличение кинетической энергии движения молекул. Считая условие адиабатического сжатия соответствующим действительности (это — порок всего построения) и исходя из уравнения состояния для определенной температуры в газовой шапке, получается формула вида:

$$T_1 = T \left(\frac{M \cdot v^2}{2R \cdot T} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}, \quad (1)$$

где T_1 — абсолютная температура внутри газовой шапки, T — абсолютная температура тех слоев воздуха, где протекает полет метеора, M — молекулярный вес воздуха, R — газовая постоянная, γ — отношение теплоемкостей.

Давление внутри газовой шапки определяется по формуле:

$$\rho_1 = \frac{1}{2} \rho_0 v^2 + \frac{v_0^2 \cdot \rho_0}{3(\gamma-1)} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} - 1 \right]. \quad (2)$$

После выяснения отношения величины энергии, поступающей к метеору, к энергии, затрачиваемой метеором, которое получается по формуле:

$$k' = \frac{v_1 + v_2}{V} \cdot \frac{v_1 + v_2}{3V},$$

где v_1 — скорость молекул внутри шапки и v_2 — скорость диффундирующих молекул метеора, авторы получили формулы для определения массы и радиуса метеора:

$$m = \frac{2fEdt}{v^2};$$

а

$$r = \left(\frac{3 \cdot f \cdot Edt}{2\pi\rho_m \cdot v^2} \right)^{\frac{1}{3}},$$

где E — энергия, выделяемая метеором, ρ_m — плотность вещества метеорного тела и t — время полета метеора.

Линдеман и Добсон принимали, что ρ_m метеорного вещества соответствует плотности железа. Это давало возможность определять массу (m) метеора в $6,25 \cdot 10^{-3}$ г, а радиус считать примерно равным 0,6 мм.

Основным источником свечения метеора является кинетическая энергия движения метеора, тратящаяся на нагревание газовой шапки и испарение вещества самого метеора. Выяснив этот процесс, мы можем получить пло-

тность воздуха в точке возгорания метеора — $\rho_{\text{возг.}}$ и в точке погасания метеора $\rho_{\text{пог.}}$.

$$\rho_{\text{возг.}} = \frac{16}{3} \cdot S \cdot T_2 \frac{r \rho_m \cos \alpha \cdot g \cdot M}{k \cdot v^2 RT}; \quad (3a)$$

$$\rho_{\text{пог.}} = 8 \cdot l \frac{r \rho_m \cos \alpha \cdot g \cdot M}{k v^2 RT}, \quad (3b)$$

где S — теплоемкость вещества метеора, r — радиус метеора, l — скрытая теплота испарения, g — ускорение силы тяжести, M — молекулярный вес воздуха, α — угол, образованный направлением полета метеора с вертикальной линией.

Используя полученные формулы, Линдеман и Добсон определили температуру газовой шапки, давление в ней, определили ее размеры, процент излучения света от оболочки и от метеорного тела относительно общего излучения метеора. По формуле (1) температура оболочки получилась равной 2000—3000 °К. Давление внутри оболочки, полученное по формуле (2), оказывается порядка нескольких сот атмосфер. Основная масса света испускается газовой оболочкой, размеры которой в несколько десятков раз больше размеров самого метеорного тела.

Если предположить, что распределение температуры в земной атмосфере изотермическое, то мы можем, основываясь на разработанной этими авторами теории по высоте возгорания и потухания метеоров, определить температуру стратосферы по формуле (4), так как энергия, сообщаемая газовой шапке, зависит от температуры атмосферы и пропорциональна ей:

$$T = \frac{g(h_{\text{возг.}} - h_{\text{пог.}})}{cR} \cdot M. \quad (4)$$

Исходя из той же изотермической модели атмосферы, легко определить отношение давления в точке возгорания и в точке погасания метеора. Оно получится по формуле:

$$\frac{\rho_{\text{пог.}}}{\rho_{\text{возг.}}} = \frac{p_{\text{пог.}}}{p_{\text{возг.}}} = e^{-\frac{gM}{RT}(h_{\text{пог.}} - h_{\text{возг.}})} \quad (5)$$

Исходя из своей теории авторы исследовали высоты возгорания и погасания метеоров каталогов Девнинга и на основе их по формуле (3a) и (3b) дали величины плотностей для точек возгорания и погасания метеоров, а затем определили по формуле (4) температуру стратосферы на высотах полета метеора.

Для того, чтобы определить плотность воздуха, они приняли сперва, что температура на этих высотах такая же, какая получается аэрологами для высот 20—40 км, т. е. равна 220° К; в этом случае, однако, плотность воздуха получилась чрезвычайно большой. Для того, чтобы прийти к лучшему согласию, авторы предположили, что на высоте около 50 км имеется температурная инверсия, что здесь температура поднимается до 300° К. Это обстоятельство подтвердилось затем рядом других исследований, как, например, распространением звуковых волн, исследованиями озона, а также теоретическими расчетами. Принимая во внимание температурную инверсию, авторы произвели новые вычисления, которые показали, что для точек погасания метеоров плотность воздуха, полученная по их формулам, неплохо согласуется с геофизическими определениями; для точек же возгорания плотности атмосферы получается значительно большей (в 10^2 — 10^3 раз), чем давали геофизические определения.

Получившиеся неувязки в плотности воздуха на высотах возгорания метеора могли получиться от двух причин: 1) от того, что сама теория была ошибочной, основывалась на ряде ошибочных предположений, или 2) от того, что значение и характер параметров, положенных в основу

расчетов, не соответствует действительности, а ряд данных, принятых за типичные для состояния атмосферы на исследуемых высотах, на самом деле не характеризует ее.

Исследования советских астрономов И. С. Астаповича и В. В. Федынского, произведенные в 1935 г.⁹, показали, что полученное Линдеманом и Добсоном в 10^2 — 10^3 раз большее значение «метеорной» плотности, на самом деле меньше отличается от «геофизической» плотности (больше последней в 10 — 10^2 раз). Ошибка этих авторов заключалась в том, что высоты метеоров были ими систематически преувеличены, и полученные значения плотности на самом деле должны быть отнесены к значительно более низким слоям, а не к тем, к которым их относили Линдеман и Добсон. Некоторую роль в этом преувеличении играла также температурная инверсия.

§ 3. В 1926 г. американский ученый Спарроу подверг теорию Линдемана и Добсона критике. Он указывает¹⁰, что основной недостаток теории Линдемана-Добсона состоит в применении формулы адиабатического сжатия для процесса образования метеорной шапки. Уравнения адиабатического сжатия были бы применимы для скорости метеора, малой по сравнению со скоростью молекул атмосферы. В действительности же дело обстоит как раз наоборот: скорость метеора порядка 30—60 км/сек, а скорость молекул воздуха всего около 0,5 км/сек.

По Спарроу возгорание метеора происходит не от нагрева оболочки за счет кинетической энергии метеора, а за счет многочисленных ударов молекул о метеорное тело. Выделяющаяся в данном случае энергия будет уже пропорциональна квадрату скорости движения тела, а не температуре окружающих масс газа. Повышение температуры газа за счет ударов молекул получается весьма значительное и в полной мере, по Спарроу, объясняет характер возгорания и потухания метеоров.

Спарроу указывает, что представление о движении метеора в верхних слоях атмосферы, как в сплошной газовой среде (Линдеман и Добсон), совершенно не соответствует действительности. На самом деле мы имеем более сложный процесс: на высотах 70—160 км вследствие сильной разреженности воздуха длина свободного пробега молекул велика и часто бывает значительно больше размеров метеорного тела. Например, на высоте 100 км она равна 1 см, а размеры метеорного тела составляют всего доли миллиметра. Вследствие этого молекулы не скопляются около метеорного тела в виде сплошной газовой шапки, а только в большем количестве ударяются о поверхность, в значительной степени разогревая ее.

Спарроу развивает свою теорию свечения метеоров, рассматривая взаимные удары между атомами метеорного тела и молекулами воздуха. Соударения между молекулами считаются не абсолютно упругими. Получающаяся при ударах энергия частично рассеивается, уходя на разрушение кристаллической решетки вещества метеорного тела, на диссоциацию молекул и ионизацию атомов воздуха и самого метеорного тела, а большая ее часть передается атомам метеорного тела и молекулам окружающего метеор воздуха для возбуждения свечения.

Автор принимает, что в итоге от всей суммы ударов температура метеорного тела увеличивается не менее чем до $2\,000$ — $2\,500$ °K (температура плавления каменных пород). Большая температура вызывает значительное испарение вещества, которое приводит к «возгоранию» метеора, и он становится видимым.

Спарроу, исходя из определенного характера распределения газов в атмосфере и определенного ее состава, попытался вычислить теоретические высоты возгорания и потухания метеоров. Он нашел, что вследствие увеличения энергии отдельных ударов молекул, возрастающей пропорционально квадрату скорости метеора, более быстрые метеоры должны возгораться на более значительной высоте. Это заключение Спарроу подтверждается непосредственно наблюдениями¹¹. Например, Х. Ньютон (H. A. Newton), Ч. П. Оливье, Г. Нисслль, В. Ф. Деннинг много лет назад, В. А. Мальцев¹² в 1930 г. показали, что разница в скоростях движения метеоров в 30—40 км дает разницу между высотами возгорания метеоров в

40—50 км.

В заключение Спарроу находит, что никакого повышения температуры в верхних слоях атмосферы не имеется. Он указывает, что имеющиеся в его распоряжении данные, полученные по наблюдениям над метеорами, хорошо согласуются с действительными фактами в том случае, если предположить, что изотермическая атмосфера на тех высотах обладает температурой в -54° С. Но к такому заключению Спарроу пришел, считая, что в верхних слоях атмосферы присутствуют только водород и частично гелий, поэтому его выводы нельзя считать правильными.

§ 4. Более обоснованной с точки зрения новой физики явилась теория метеоров, предложенная английским геофизиком Марисом¹³, однако, с математической стороны она разработана менее детально, чем теории Линдемана — Добсона и Спарроу.

В период создания теории метеоров Марисом высоты телескопических метеоров не были еще известны. Имелись только отдельные соображения ряда авторов, которые считали высоты возгорания и погасания этих метеоров большими, чем у нормальных метеоров. Указывалось, что некоторые метеоры бывают видны и на высотах около 500 км, а по Деннингу — даже на высоте 2000 км.

На такой большой высоте газовая шапка образоваться не может, так как плотность атмосферы так мала и длина свободного пробега молекул так велика, что молекулы успевают после удара о метеорное тело вылетать из сферы, которая характеризует образование шапки.

На таких высотах свечение метеоров может происходить исключительно за счет ударов метеорного тела с молекулами. Кинетическая энергия движения молекул и самого метеорного тела, превращаясь в теплоту, разогревает его вещество. Но бомбардирующие молекулы вызывают не только нагревание тела, которое, как показали опыты, произведенные в лабораторных условиях с каналовыми лучами, должно быть весьма значительным, но и сильную диссоциацию вещества.

При полете метеор соударяется с молекулами воздуха, которые отлетают от него с большими скоростями. Несмотря на сильное разрежение атмосферы в верхних слоях, кроме прямых ударов о метеорное тело, имеется и взаимное соударение отлетающих молекул друг с другом. Отношение числа прямых ударов молекул к числу взаимных соударений определяется приближенно по следующей формуле:

$$\beta = \frac{d^2}{\gamma \cdot l_1^2}, \quad (6)$$

где d — величина поперечного сечения метеора.

На больших высотах β мало, т. е. взаимных соударений молекул мало и газовой оболочки не образуется, а на небольших высотах β получается благодаря большому числу соударений весьма значительным, и образуются условия, благоприятные для образования шапки.

Марис исследует средний метеор, проникающий в атмосферу со скоростью 40 км/сек и пролетающий в атмосфере 60 км; вес метеорного тела принимается равным $6,25 \cdot 10^{-5}$ г, диаметр же 0,1 мм, а состав железным. Соударения между молекулами воздуха и атомами метеорного тела Марис считает упругими. При соударении механическая энергия движения превращается в световую, при этом выделившаяся энергия определяется из соотношения:

$$E = \frac{MV^2}{2} = \rho \cdot \frac{dV^3}{2}, \quad (7)$$

где M — масса воздуха, увлекаемая за собой метеором ($M=dv$), ρ — плотность воздуха на этой высоте, d — величина площади поперечного сечения. Если в формулу (7) подставим значение плотности воздуха (ρ), величину поперечного сечения метеора (d) и скорость движения типичного метеора, то E получим равным:

$$E = \frac{\rho dV^3}{2} = 2 \cdot 10^8 \text{ эрг/сек.}$$

Метеор тратит свою кинетическую энергию при движении в атмосфере: 1) на излучение, 2) на передачу энергии молекулам воздуха, 3) на диссоциацию молекул воздуха и ионизацию атомов.

Марис указывает, что 97% всей кинетической энергии метеора отдается в окружающее воздушное пространство за счет соударений с молекулами воздуха и за счет испарения с метеорного тела атомов вещества.

Основную долю световой энергии излучают окружающие метеор возбужденные молекулы воздуха, и совершенно незначительная доля световой радиации испускается самим метеорным телом.

За счет процессов диссоциации и ионизации атомов воздуха образуются ионизационные (газовые) следы, а за счет испарившегося вещества метеора образуются пылевые следы. Обычно атомы химических элементов в ионизированном состоянии и молекулы химических соединений в диссоциированном состоянии пребывают небольшие доли секунды. Но Марис указывает, что в присутствии паров металлов, испарившихся с метеорного тела, в областях полета «высоких» метеоров они могут существовать уже в течение нескольких минут.

На высотах около 80 км и ниже плотность воздуха становится такой, что формула (6) теряет смысл. Здесь около метеора уже образуется плотная газовая шапка, препятствующая дальнейшим прямым ударам молекул о метеорное тело. На высотах около 80 км метеорам уже будет выделяться более значительное количество энергии; по формуле (7) мы получим ее равной:

$$E = 5 \cdot 10^{11} \text{ эрг/сек.}$$

В своей работе Марис критикует теории Линдемана — Добсона и Спарроу.

Марис совершенно правильно указывает и приводит ряд доводов в пользу того, что в газовой шапке метеора, где нет термодинамического равновесия, вводимое Линдеманом и Добсоном уравнение адиабатического сжатия неприменимо. Но и уравнение Спарроу, при выводе которого он считал удары между молекулами упругими, также оказывается не соответствующим действительности, так как при такого рода соударениях выделяется слишком малая энергия по сравнению с тем количеством, которое нужно для возбуждения масс газа и диссоциации молекул вещества метеорного тела.

По Марису основная масса радиации, возникающая благодаря соударению молекул воздуха с метеорным телом, излучается в крайней ультрафиолетовой части спектра и частично в области рентгеновских лучей. На видимую область спектра приходится приблизительно всего только 8—10% от всей энергии.

Взгляды Мариса также не свободны от многих недостатков. Приведем ряд замечаний по поводу этой теории. Вряд ли допустимо перенесение лабораторных опытов по соударению атомов с молекулами на условия, имеющиеся при полете метеора в верхних слоях атмосферы. Далее, энергия, получающаяся от соударения метеора с молекулами воздуха, в силу рассеяния должна быть меньше величины, предполагаемой Марисом.

Последние определения высот телескопических метеоров, произведенные в 1930 г. Э. Эпиком¹ в Эстонии, И. С. Астаповичем в СССР², Аризонской экспедицией Гарвардской обсерватории в 1931—1933 гг. и в 1935 г. — В. А. Бронштенем¹⁴, указывают, что высоты телескопических метеоров значительно ниже, чем принимал их Марис. Полет телескопических метеоров видим на высоте 70—90 км, и никогда возгорание их не отмечалось выше чем 100 км. Вследствие этого часть работы Мариса, трактующая о причине возгорания телескопических метеоров на больших высотах, теряет значение.

§ 5. Существенное значение в развитии метеорной физики сыграла работа эстонского астронома Э. Эпика¹⁵, опубликованная в 1933 г.

Интенсивность метеорного излучения, характер свечения метеора и метеорной шапки рассматриваются автором, как следствия процесса столкновений атомов метеора и атомов атмосферы. Э. Эпик исследует проблему как методами боровской модели, так и при помощи квантовой механики.

Выводы, к которым приходит автор, следующие:

1. Кинетическая энергия атомов при комических скоростях, с которыми летят метеоры, весьма значительна и вполне достаточна для ионизации. Для атомов водорода, азота и железа приводятся следующие данные (энергия выражена в вольтах).

Скорость	H	N	Fe
2,6 км/сек	0,037	0,5	2,0
10,4 " "	0,6	8,0	32,0
41,8 " "	9,2	128,0	512,0
83,6 " "	36,9	512,0	2 048,0

Получающаяся энергия вполне достаточна для вызывания вторичной, третичной и т. д. ионизаций атомов (ионизационные потенциалы, например кальция, всего 6, 1 V, железа — 7, 8 V, водорода — 13, 5 V, кислорода — 13, 6 V, азота 14, 5 V, а молекул H₂ — 16 V, O₂ — 13 V, N₂ — 16 V и т. д.¹⁶).

2. В работе разбирается полет метеора в азотной атмосфере; полученное решение проблемы можно перенести и на случай кислородной или смешанной кислородно-азотной атмосферы (так как ионизационные и радиационные потенциалы их почти одинаковы).

3. В противоположность Линдеману и Добсону, Эпик находит, что заметную газовую шапку практически имеют не все метеоры, а только лишь исключительно крупные болиды и метеориты. При этом, чем больше космическая скорость метеора, тем большей будет около него газовая оболочка. Зависимость радиуса метеора от скорости, при которой может образоваться газовая шапка, иллюстрируется следующей таблицей:

Скорость метеора . .	14,9	29,6	59,2	118 км/сек
Радиус оболочки . . .	4,9	14,6	25,6	63 см
Видимая яркость с расстояния в 140 км	— 6,5	— 11	— 16	— 20 зв. вел.

Обыкновенные метеоры должны обладать весьма небольшой шапкой, внутри которой, несмотря на ее малые размеры, имеется большое давление. Шапка не пропускает к метеору встречные молекулы воздуха и излучает значительно больше света, чем само тело. Чем больше метеорное тело, тем больших размеров образуется около него шапка.

4. Излучаемая метеором радиация складывается из двух частей: из радиации ионизированных атомов и из температурного излучения. От возбужденных и многократно ионизированных атомов газовой шапки будет испускаться весьма коротковолновая радиация. Благодаря нагреву метеорного тела будет испускаться радиация с максимумом в красной части видимого спектра.

5. При полете с поверхности метеорного тела будут улетать продукты испарения, которые (если их было много) дадут начало метеорному хвосту. Чем больше размеры метеора, тем больше будет продуктов испарения, тем более значительным и ярким будет хвост метеора¹⁷).

¹⁷ Следует различать метеорный след (Meteor spur, meteor streak) от метеорного хвоста (Metorschweif, meteor train): первый образуется после полета метеора в окружающем воздухе, второй — следует за метеором, замыкая его оболочку.

Образовавшийся хвост, не находясь в термодинамическом равновесии, быстро рассеивается и смешивается с газами верхних слоев атмосферы. Видимые довольно часто продолжительное время после полета метеорного тела широкие метеорные следы объясняются, по автору, либо расползанием хвоста метеора (пылевой след), либо ионизацией атомов воздуха коротковолновым излучением метеора. Следы первого типа должны иметь в своем спектре как линии металлов, так и линии неметаллов; спектры следов второго рода должны состоять исключительно из газовых линий.

На основании теории Эпика можно попытаться дать оценку массы метеоров. В 1922 г., еще до опубликования цитированной работы, Эпик, считая, что метеор излучает как α -Персея, оценил массу Персеида 2-й звездной величины в 0,3 мг¹⁷. При этом он предполагал, что вся кинетическая энергия превращается в световую радиацию и что излучение метеора аналогично излучению абсолютно черного тела с температурой в 6000° К. Если определить массу Персеида 2-й звездной величины при всех допущениях Эпика, но пользуясь цифрами 1933 г., то получим массу, равную 12 мг¹⁸.

Это значение массы метеора Персеида неплохо согласуется с определением массы метеоров, произведенным В. В. Федынским (Москва) совершенно отличным от указанного путем.

В работах Эпика 1937 г.¹⁹ и 1938 г. более детально разбираются процессы атомных и атомно-молекулярных соударений при полете метеора. Автор находит расчетом значения интенсивности ряда линий метеорных спектров; результаты расчета совпадают со значениями, полученными непосредственно из наблюдений.

В этих работах автор более подробно останавливается на выяснении ряда физических условий полета метеорного тела в земной атмосфере, а именно: изменения скорости движения, уменьшения размеров метеорного тела, увеличения температуры и давления внутри газовой шапки и т. д.

Исследуя железный метеор с плотностью $\rho = 7,8$ и молекулярным весом $\mu = 53$, Эпик пришел к ряду формул, на основании которых построена нижеследующая таблица.

ТАБЛИЦА 1

ΔR — изменение размера, ΔT — изменение температуры, m — яркость метеора

Скорость	$R = 1 \text{ см}$			$R = 0,1 \text{ см}$			$R = 0,02 \text{ см}$		
	ΔR	ΔT	m	ΔR	ΔT	m	ΔR	ΔT	m
$W = 16 \text{ км/сек}$	0,035	24000°	-1	0,011	800°	7	0,005	70°	13
$W = 40 \text{ " "}$	0,054	92000	-5	0,017	3100	5	0,008	270	10
$W = 90 \text{ " "}$	0,081	320000	-9	0,026	10000	2	0,012	870	7

Исследования Эпика «каменных» метеоров приводят к качественно тем же результатам.

II. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ СТРАТОСФЕРЫ ПО МЕТЕОРАМ. ДВИЖЕНИЕ МЕТЕОРОВ В СТРАТОСФЕРЕ

§ 6. Ряд авторов пытался на том или другом метеорном материале делать определенные выводы о плотности, температуре и составе верхних слоев атмосферы. Мы остановимся на работах, выполненных в основном в нашем Союзе, и только кратко будем говорить о работах иностранных ученых.

Еще в 1933 г. московский астроном А. Б. Северный²⁰ разобрал распределение метеоров по их светимости, или так называемой «абсолютной яркости», на различных высотах и применил свои результаты к выяснению ряда данных о строении стратосферы.

А. Б. Северный, основываясь на каталоге 108 высот метеоров потока Персеид, составленного Ф. Брохом (Ph. Broch), вычислил по формуле И. С. Астаповича²¹ их абсолютную яркость в международных свечах. Она имеет вид:

$$\lg J = 2 \lg R - 0,4m + 0,327, \quad (8)$$

где J — «абсолютная яркость» метеора в международных свечах, R — расстояние до метеора, m — его видимая звездная величина ($+0,327$ — постоянная нульпункта).

Исследовав распределение абсолютной яркости метеоров по высоте, Северный нашел, что она увеличивается с возрастанием высоты. Найденное увеличение абсолютной яркости метеоров с высотой получается вследствие различия масс метеорных тел и физических условий в верхних слоях атмосферы. Допуская, что вся видимая радиация метеора получается за счет газовой шапки, автор по формуле (1) способом последовательных приближений определил температуру невозмущенной атмосферы.

Северный находит, что всего лучше данные теории удовлетворяют наблюдениям, если допустить преобладание на больших высотах (от 100 до 150—200 км) гелия. Температура этого слоя стратосферы должна быть около 400—500°К. Принимая полученное значение температуры верхних слоев атмосферы и считая, что к ним применимы законы идеальных газов, а также допуская наличие изменения молекулярного веса в сторону его уменьшения с высотой, автору удалось составить уравнение плотности:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho_0}{dh} + \frac{1}{R'} \frac{dR'}{dh} + \frac{1}{T} \frac{dT}{dh} + \bar{g} = 0, \quad (9)$$

где \bar{g} — отношение силы тяжести на высоте H к ускорению силы тяжести на поверхности Земли, T — температура невозмущенной атмосферы, R' — постоянная, равная $\frac{R}{M_0}$, где R — газовая постоянная, а M_0 — молекулярный вес, ρ — плотность атмосферы.

Вычисления показали, что на высотах 90—100 км имеется резкое изменение плотности.

Такого же рода аномальное изменение плотности на этих высотах обнаружил и Спарроу в 1926 г.¹⁰, исходя из других соображений.

Выводы Северного, как показали последующие исследования, не являются окончательными: 1) увеличение яркости с высотой могло произойти из-за переоцененных в силу ошибок наблюдений высот; 2) каталог Броча не свободен от указанных ошибок и был использован за отсутствием других подходящих данных; 3) уменьшение среднего молекулярного веса с высотой может свидетельствовать не о наличии на больших высотах гелия, а о наличии сильной диссоциации таких газов, как азот и кислород.

В 1935 г. К. П. Станюкович опубликовал заметку²², в которой, основываясь на материале В. А. Мальцева, давшего высоту возгорания метеоров как функцию их геоцентрических скоростей по 484 болидам каталога Ниссля-Гюфмейстера, пробует определить характер распределения давления в верхних слоях атмосферы.

Он исходит из основных положений теории Спарроу и предполагает, что: 1) состав верхних слоев атмосферы химически однороден, 2) масса и размеры метеорных тел равны и 3) форма их сферическая.

Если исследовать два метеора с начальными геоцентрическими скоростями V_0' и V_0'' , точки возгорания которых находятся на высотах H_1' и H_1'' , и которые претерпевают от начала границы атмосферы до высот H_1' и H_1'' соударения с молекулами газа общей массой m' и m'' то при допущении

постоянства скорости метеора V (что в первом приближении соответствует действительности), получается соотношение:

$$V_0' \cdot m' = V_0'' m'',$$

которое дает возможность непосредственно определить давление в верхних слоях атмосферы.

На высоте 320 км над землей плотность атмосферы Станюкович считает равной нулю. Давление на других, более низких, близлежащих высотах H_1' в H_1'' определяется по формуле:

$$m'' - m' = \frac{\Delta V \cdot v_1}{k} \left(\frac{1}{V'} - \frac{1}{V''} \right).$$

Данные, полученные К. П. Станюковичем, основанные на неоднородном материале, однако, очень плохо представляют характер распределения плотности. Ныне их можно рассматривать только как иллюстрацию метода, интересного своей оригинальностью.

В 1938 г. появилась работа Б. Ю. Левина (Москва), в которой автор, основываясь на последних исследованиях⁹, дающих снижение визуальных высот метеоров на 15—25%, статистически рассматривает распределение числа метеоров по высоте в зависимости от ошибки параллакса.

Б. Ю. Левин²³ указывает на наличие нескольких особых слоев в атмосфере, отличающихся друг от друга как температурой, так и давлением, а именно: слой на высоте 110—115 км, где концентрируются высоты возгорания метеоров и болидов; уже хорошо известный слой на высоте 80 км, где сосредоточены высоты потухания обыкновенных метеоров; слой на высоте 49, затем 36 и 27 км, где находятся высоты потухания ярких болидов.

Наличие изменений градиента плотности на высотах 30—35, 80 и 105—115 км над землей обнаружено за последние годы также акустическими, электрофизическими и иными методами (по полярным сияниям и др.).

§ 7. Особенно ценным для выяснения физических условий при полете метеора (температуры и давления в газовой шапке, испарения вещества с поверхности метеорного тела, характера ионизации и возбуждения окружающего воздуха и пр.) является изучение спектров метеоров.

Изучение уже полученных спектров и работа по фотографированию новых спектров метеоров по-настоящему начались всего около 7—8 лет назад (до 1931 г. было известно всего 8 метеорных спектров, полученных в основном случайно, за исключением 3 спектров, полученных русским астрономом С. Н. Блажко в Москве в 1904 и 1907 гг.). Но с 1931 г., когда в США в Гарвардской обсерватории была выработана специальная программа по фотографированию спектров, число полученных спектрограмм значительно увеличилось. На осень 1938 г. во всем мире было получено 47 фотографий метеорных спектров. Особенно много спектров метеоров было снято за 1932—1934 гг. (28 спектрограмм).

Исследование полученных спектрограмм, произведенное американским астрономом П. Миллманом²⁴, указывало, что метеорное тело состоит из железа, кремния, магния, кальция, алюминия, хрома и марганца, т. е. имеет состав, весьма близкий к составу кометных метеоритов (некоторые метеоры имеют металлический характер).

По отношению интенсивностей отдельных линий спектра этому исследователю удалось определить так называемую эффективную температуру газовой шапки, при этом принималось, что массы газа в шапке находятся в термодинамическом равновесии. Так как на самом деле равновесие отсутствует, то получающаяся при этом вычислении температура Миллман называет «эффективной». «Эффективная» температура метеорной газовой шапки лежит в пределах от 1700 до 3400° К. Несмотря на то, что в период резкой вспышки метеора яркость спектральных линий возрастает в десятки раз, температура метеора остается неизменной, а у некоторых метеоров она даже оказывается пониженной на 100—300°, что

богатым метеорным потокам (Персеиды, Леониды и Ориониды), так и спорадические.

Миллман и Гоффлейт по полученным фотографиям вычислили среднюю высоту полета метеора (H); расстояние, отделяющее путь метеорного тела от камеры, исправленное на кривизну земного шара (a); наблюдаемую скорость полета метеора относительно поверхности Земли, приведенную к зениту (k); геоцентрическую скорость метеора, исправленную на ускорение, получающееся за счет действия на движение метеора гравитационного поля Земли, но не исправленную на влияние суточной абберации, и, наконец, гелиоцентрическую скорость метеорного тела, которую оно имело бы, двигаясь вокруг Солнца на расстоянии, равном расстоянию, отделяющему нашу Землю от него.

Все эти данные сведены в табл. 2.

ТАБЛИЦА 2

№ метеора	H км	a км	k км/сек	V_g км/сек	V_H км/сек
1	70	78	50	48	32
2	92,0	174,8	61,3	60,3	31,5
3	104	229	78	77	48
4	91,2	124	61,1	60,1	31,5
5	68	71	26	24	30
6	65	77	41	40	26
7	65	125	20	16	35
8	62	102	13	6	30
9	60	177	14	8	31
10	69	90	44	43	21
11	66	79	40	38	17
12	70	226	72	41	44
13	70	198	55	54	27
14	60	71	15	10	35

Оказывается, что гелиоцентрическая скорость для метеоров потока Леонид равна 31 км/сек; вычисления дают 41,5 км/сек. Это различие между вычисленной и наблюдаемой гелиоцентрической скоростями метеоров одного и того же метеорного потока указывает, что скорость в 10—11 км/сек теряется метеором при движении в атмосфере до средней высоты возгорания метеора.

Соответствующее значение гелиоцентрической скорости, не исправленное на влияние атмосферы, для метеоров потоков Персеид и Орионид получается равным соответственно 29 км/сек и 19 км/сек. Если снова сравнить эти числа с вычисленными гелиоцентрическими скоростями, то опять окажется, что метеоры из потока Персеид теряют при полете в атмосфере скорость в 10 км/сек, метеоры из потока Орионид — даже 14—15 км/сек.

По полученным велограммам удалось исследовать характер торможения метеоров (См. стр. 463).

Наличие торможения было отмечено для всех 14 наблюдавшихся методов.

Интересные сведения о торможении при полете в атмосфере были получены рядом авторов и для болидов. Например, А. Вегенер (A. Wegener) в 1927 г. на основе каталога болидов Ниссля-Гоффмейстера нашел, что средняя потеря скорости болидов равна $24^0/11 \pm 5\%$. При данном определении величины потери скорости болидов Вегенер принимал, что все гелиоцентрические скорости движения их в среднем являются одинаковыми и что относительный процент потери скорости у всех болидов имеет одинаковую величину.

	$-\Delta V$	Δt в тыс. долях сек.
№ 5	19	
		3,3
№ 7	17	3,0
	4,0	3,4
	6,8	3,6
	6,4	4,5
	6,6	4,8
№ 8	6,4	
	0,17	5,4
	3,0	5,4
	4,2	8,8
	5,2	
	5,5	
	5,8	

По многочисленным наблюдениям над яркими болидами, совершающими движение под малым углом к плоскости горизонта (т. е. высота полета которых мало изменяется) и имеющими большую траекторию полета в атмосфере, Ниссль, а затем по его методу Гоффмейстер³¹ установили наличие у них громадных потерь скоростей.

Гоффмейстер на основании изучения двух ярких болидов, наблюдавшихся 3 сентября 1916 г. и 17 августа 1922 г., нашел, что сопротивление воздуха движению болидов было приблизительно пропорционально 8-й степени скорости.

В нашем Союзе этим вопросом в течение ряда лет занимался московский астроном И. С. Астапович²⁵.

Чем плотнее слои, в которые опускается болид, тем значительнее получается торможение. Ниссль, после тщательной обработки всего известного до 1917 г. материала, нашел, что в среднем скорость болидов уменьшается от 30 до 70% первоначального значения; уменьшение скорости тем значительнее, чем ниже болид опускается в атмосферу.

ЛИТЕРАТУРА

1. E. K. Örik, *Telescopic Observations of Meteors at the Tartu Observatory*, Publ. O. Astr. Observ. Tartu, XXVIII, No. 2, 1930.

2. И. С. Астапович, Корреспондирующие наблюдения телескопических метеоров в 1930 г., Бюлл. коллектива наблюдателей (БКН) ВАГО, № 17, 1932; он же, О природе телескопических метеоров, *Астрон. журн.*, 12, 60—100, 1935.

3. W. F. Denning, *Monthly Notices of the R. A. S.*, No. 57, 1897; No. 72, 1912; No. 76, 1916.

4. F. A. Lindemann and G. M. Dobson, *Theory of Meteors, and the Density and Temperature of the outer Atmosphere etc.*, Proc. Roy. Astr. Soc., London, A. 102, 717, 1922, и он же, Note on the Temperature of the Air etc., Proc. Roy. Astr. Soc., London, A. 103, 721, 1923.

5а. И. С. Астапович, О некоторых метеорных методах исследования стратосферы, *Астрон. журн.*, 16, 23—41, 1939.

5. Оболенский, Теория метеоров Линдемана—Добсона, *Метеоролог. вестник*, № 8, август 1927.

6. Ханевский, О структуре стратосферы, *Журн. геофизики*, № 3, 1933.

7. Н. М. Штауде, Теория метеоров Линдемана—Добсона и некоторые следствия, из нее вытекающие, Труды ВКИС, Изд-во АН, Л., стр. 481—487, 1935.

8. Radakowic Meteorolog. Z., 43, 441, 1926 и 44, 326, 1927.