

Температура, строение атмосферы

В.А. Дроздин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
e-mail: dva@kscnet.ru

Введение

С физикой атмосферы автору приходилось общаться только как со средой, в которую выносятся продукты извержения вулканов, и в которой тепловизором измеряется излучение от поверхности земли, в том числе, при аэросъёмке. Строение атмосферы в виде нескольких сферических слоёв известно нам со школы, но на график температуры внимания обращается не часто. Интуиция подсказывает, что температура в атмосфере с высотой уменьшается, а воздух нагревается от поверхности земли. В справочной литературе можно найти график температуры (рис. 1 или подобный), в котором есть два максимума. Выше 600 км можно найти температуру 1600°C. Атмосферу Земли описывают как вложенные сферические слои: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, ионосфера и озоновый слой. На рис. 1 указываются высоты облаков и полярных сияний, авиатрасс, метеозондов, стратостатов, ракет, спутников, отражение звуковых и радиоволн.

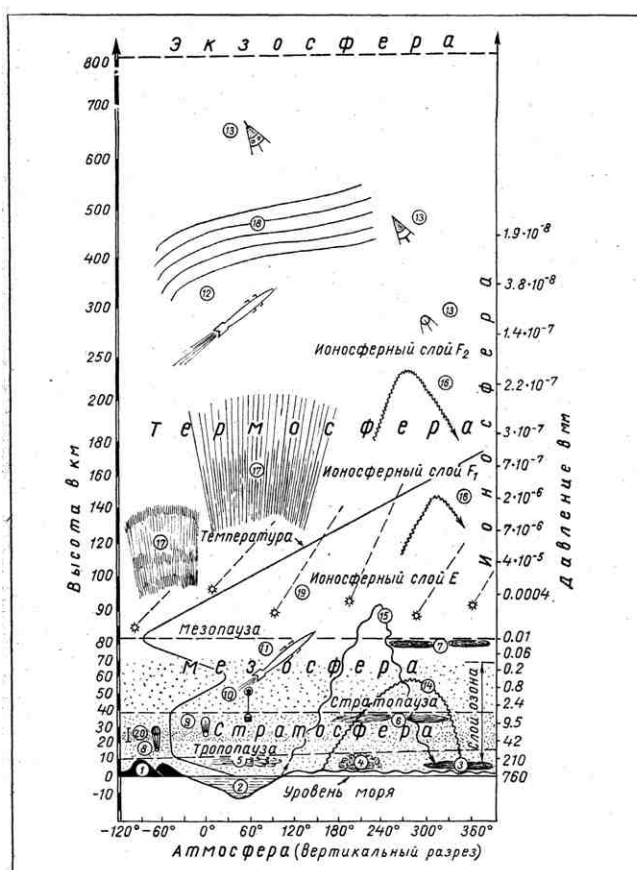


Рис. 1. Строение атмосферы:

- 1- наибольшая высота гор;
- 2- наибольшая глубина океана;
- 3- облака нижние; 4- облака конвекции;
- 5- облака перистые; 6- облака перламутровые; 7- облака серебристые;
- 8- стратостат Пикара; 9- стратостат «Осоавиахим»;
- 10- радиозонды; 11- метеорологические ракеты;
- 12- геофизические ракеты;
- 13- искусственные спутники Земли;
- 14- отражение звуковых волн;
- 15- отражение средних радиоволн;
- 16- отражение коротких радиоволн;
- 17- полярные сияния в нижней ионосфере;
- 18- полярные сияния в верхней ионосфере;
- 19- метеоры;
- 20- слой наибольшей концентрации озона.

Экстремумы графика температуры (тропопауза, мезопауза) позволяют говорить о наличии внутреннего источника тепла. Такие источники не учитываются в стационарном (среднем, равновесном) состоянии процессов атмосферы, обсуждается только «парниковый эффект». Об этой отмеченной особенности пойдёт речь в данном сообщении.

Особенности температуры как параметра.

Температуру называют мерой нагретости. Например, в быту многим приходилось для купания ребёнка локтем определять как нагрета вода в ванне.

В технике говорят об измерении температуры, но это не точно: по сути полагают одинаковыми температуры градуированного датчика и измеряемой среды.

Температура – уникальный параметр, у него есть абсолютное нулевое значение (0 °К), а, например, давление не имеет нулевого значения и может изменяться от $+\infty$ до $-\infty$.

Но температура это не только мера нагретости (непосредственно определяемая биорецепторами), но и мера обмена энергии, мера интенсивности потока тепла по градиенту температуры, мера энергии излучения по работе [4].

Понятие температура раскрывается через положения молекулярно-кинетической теории и через формулу Планка. Свою всемирно известную формулу Планк сотворил (1900 г.), когда захотел в лекции для студентов объединить имеющиеся экспериментальные закономерности в излучении: закон Кирхгофа (1875 г), формулу Стефана-Больцмана (1879, 1884 гг.), законы В. Вина (1893 г.). Интеграл формулы Планка содержит эти известные законы. Планк, по-видимому, развил статический подход Рэлея для формулы распределения вероятностей случайной величины, т.е. через нормальное непрерывное распределение Гаусса. Практически важно, что Планку удалось наглядно показать смысл температуры через электромагнитный спектр (показанный Ньютоном в опыте преломления света в стеклянной призме), интегрируя по длине волны λ интенсивность излучения АЧТ.

$$r_{\nu}^* = \frac{2\pi h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\{h\nu/kT\} - 1}$$

Важно, что Планком была показана неудовлетворительность расчётов температуры по молекулярно-кинетической теории при малых длинах волн λ .

Измерение температуры в атмосфере

Измерение температуры в воздухе отличается от ее измерения в воде. В воздухе температуру измеряют стационарным термометром или пращевым, поскольку необходимо существенное время для установления теплового равновесия термометра с воздухом. В исследованиях атмосферы мы используем данные метеозондов [6].

Считается, что подъём шара медленен и поэтому температура не так далека от той высоты, на которой фиксируется. Данные регистрируются до высоты 30 км, где давление порядка 10^2 Па, соответствующий низкому или грубому вакууму. На стратостатах, на которых можно было изменять скорость подъёма, производились экспериментальные метеорологические работы.

До больших высот (300-400 км, 10^{-8} Па) измерительные аппараты доставляют на метеорологических ракетах и спускают на парашютах, а выше измеряют на спутниках. Измерительные аппараты описаны в работе [1], где температура не измеряется, а рассчитывается по молекулярно-кинетической теории, как температура газа. Измеряется давление, концентрации и состав молекул, атомов, ионов. В этой публикации в таблице для высот 225-500 км можно видеть значения температуры от 936 °К до 1953 °К. Но это не может быть температурой среды! Там же есть пример расчёта процесса теплообмена спутника из условия равенства потоков тепла изнутри и снаружи (внешние). К внешним потокам относится нагрев спутника Солнцем, когда он находится над освещенной стороной Земли, нагрев лучистой энергией от Земли и выделение тепла при движении спутника в верхних слоях атмосферы в результате

соударения молекул воздуха с его поверхностью (которая на высоте 300 км составляет менее 1% от внешних потоков). Очевидно, что температура оболочки спутника при таком условии будет равна температуре среды, т.е. порядка +3 °К, так называемой в космосе реликтовой от солнца.

В описании строения атмосферы по работе [1] в тропосфере до 10 км температура падает, в стратосфере от 10 км до 30 км почти постоянна ~ 220 °К, стратосферный максимум от 30 км до 50-60 км растёт до 270 °К, потом наблюдается минимум до 200 °К, выше 80 км расположена ионосфера, где температура начинает вновь расти. Длина свободного пробега, т. е. расстояние, проходимое нейтральной молекулой или атомом до момента столкновения с другими молекулами, на высотах порядка 300-500 км определяется десятками и сотнями километров. Экзосферой называют область верхней атмосферы, превышающей высоты 500-1000 км. Температура атмосферы на такой высоте не называется.

Замечу, что для активности вулканов важно выделение тропопаузы (около 10 км), где температура с тренда уменьшения меняется на увеличение (точнее вертикальный градиент температуры убывает до 0,2 /100 °С/м или ниже).

Если бы в атмосфере были бы слои с большой температурой, то описывались бы в ДЗЗ (дистанционное зондирование Земли). Известно, что температура атмосферы меньше температуры поверхности Земли. На рис. 1 температуру для высот более 30 км следует обозначить отдельно, так как она не является мерой передачи энергии, или же называть иначе, например, *кинетическая* температура.

В атмосфере возможны слои с внутренним источником тепла из-за диссоциации – ассоциации молекул, атомов, ионов и из-за отражения волновых процессов, в том числе от следов прошлых атмосфер.

Энергия теплообмена

Приведем иллюстрацию из работы [3] (рис. 2), показывающую потоки энергии в атмосфере Земли. Усреднённая солнечная энергия даёт 341 Вт/м², температуру поверхности земли примем равной 0 °С. Автор работы [3] эрудирован, публикация краткая, ёмкая и содержит много полезных иллюстраций, не смотря на то, что имеет ошибку на рис. 2: потоков излучения атмосферы поглощённого 356 Вт/м² и обратного 333 Вт/м² практически нет, так как в среде атмосферы нет кинетической температуры. Также формально можно заметить, что поток излучения поверхности 396 Вт/м² больше основного, исходного потока 341 Вт/м².

Тепловой поток из глубин Земли (региональный) 40-60 мВт/м² существенно меньше чем потоки в атмосфере и, соответственно, сезонные, суточные процессы обмена не важны в среднегодовой модели Земли.

Земля представляется дифференцированной на слои и дегазирующей. Механика дифференцирования слоев в Земле не известна. На рис. 2 видим поток испарения, равный 80 Вт/м² - это энергия, требуемая на испарение 1000-1100 мм осадков. В верхнем слое Земли (коре) и в тропосфере атмосферы происходит процесс, называемый круговорот воды. Круговорот воды можно показать как механизм обмана силы тяжести на границе земля-атмосфера. Так вода, существенно более тяжелая, чем воздух, из глубины Земли поднимается на километры и падает дождём. Этот круговорот мешает оценить интенсивность процесса дегазации Земли. Этот процесс можно было бы оценить, измеряя тепловой поток из недр Земли [5].

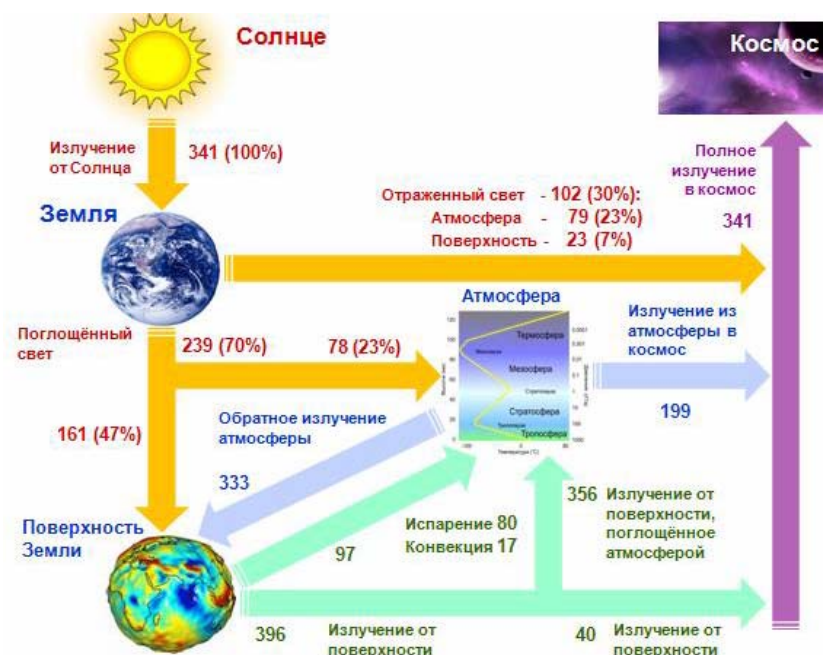


Рис. 2. Глобальный радиационный баланс системы «атмосфера – поверхность»

Сравним поток тепла в образце породы, имеющем теплопроводность, совмещённый с течением жидкости (газа). В уравнении теплового потока

$$q = \lambda \frac{\partial T}{\partial x} + mcT,$$

где x – глубина; постоянные: m – массовый расход, λ – теплопроводность, c – теплоёмкость. Интегрируя слагаемое правой части уравнения, получим линейную зависимость температуры от глубины. Градиент температуры, очевидно, не зависит от глубины. Интегрируя оба слагаемые, получим экспоненциальную зависимость температуры. Наверху градиент температуры максимальный, только по нему (без второго слагаемого) можно измерить величину теплового потока. С глубиной градиент температуры уменьшается. Средний градиент на глубине меньше, чем наверху. По измерению одного только градиента температуры наверху нельзя сказать при каком варианте происходит вынос тепла, даже при равном градиенте. Для практики такое рассмотрение можно произвести, учитывая зависимости физических свойств от давления и температуры. В атмосфере, кроме градиента температуры $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ используется адиабатический градиент $9\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. В недрах Земли средний градиент температуры $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Автор [2] рассчитал адиабатический градиент для многих пород, заметив, что при измерении теплового потока не измеряют свойства породы, необходимые для расчёта адиабатического градиента. Очевидно, что сравнение градиента температуры с адиабатическим повысит информативность расчёта.

Список литературы

1. Александров С. Г., Федоров Р. Е. Советские спутники и космические корабли М. Изд-во АН СССР, 1961, 440 с. //http://12apr.su/books/item/f00/s00/z0000043/st000.shtml//
2. Гришаев А.А. О так называемых тепловых потоках из недр земли. [newfiz.info>e-heat1.htm](http://newfiz.info/e-heat1.htm)
3. Пудовкин О.Л. Основы атмосферной оптики. М. 2015. 78 с.
4. Сутырина Е. Н. Дистанционное зондирование земли. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. 165 с.
5. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника, 2014. № 1. С. 77–96
6. NOAA/ESRL Radiosonde Database <https://www.esrl.noaa.gov/raobs/Welcome.cgi>.