

§ 12. Распределение температуры, давления и плотности в высоких слоях атмосферы

В настоящее время авиационная и ракетная техника уже вышла за пределы нижних слоев атмосферы; поэтому для проектирования, расчета и эксплуатации современного летательного аппарата необходимо также знание свойств верхних слоев атмосферы.

Для изучения верхних слоев атмосферы применяются различные методы: звуковое и электромагнитное зондирование, спектроскопия, а в последнее время, — кроме того, специальные метеорологические ракеты, снабженные приборами для взятия проб воздуха и записи температуры, и искусственные спутники Земли, которые позволяют вести длительное наблюдение за состоянием атмосферы на больших высотах. Однако несмотря на существование различных методов изучения, свойства высоких слоев атмосферы остаются до сих пор во многом невыясненными, так как каждый метод сопряжен со специфическими трудностями при получении данных и погрешностями при их обработке, и результаты, получаемые различными методами, зачастую противоречат друг другу.

Слой атмосферы, непосредственно прилегающий к земной поверхности и простирающийся до высоты 11—14 км над уровнем моря, называется, как уже известно из предыдущего параграфа, тропосферой. Здесь средняя статистическая температура убывает с высотой приблизительно по линейному закону от 15°С до примерно — 60°С. Над тропосферой расположена стратосфера, где температура приблизительно постоянна; верхняя граница стратосферы находится на высоте 30—40 км над уровнем моря.

Слой атмосферы, лежащий над стратосферой и простирающийся от 40 км до 80 км, называется мезосферой. Здесь температура до высоты приблизительно в 50—55 км сначала повышается до величины порядка 30°—35°С, а затем, при дальнейшем увеличении высоты до 80 км, быстро снижается, достигая приблизительно — 90°С. Повышение температуры в нижних слоях мезосферы связано, по-видимому, с поглощением солнечных лучей озоном, входящим в состав воздуха.

Атмосфера, расположенная выше 80 км, образует ионосферу, называемую также термосферой, так как для нее характерны весьма высокие температуры. В ионосфере под действием солнечного и космического излучений газ находится в ионизированном состоянии, и его молекулы диссоциируют (разделяются) на атомы. Так, например, кислород воздуха, который составляет (по объему) около 21 % его состава, в ионосфере, начиная с высоты 90 км, быстро переходит в атомарное состояние, и в то же время содержание молекул кислорода (O₂) резко убывает с высотой: на высоте 100 км диссоциировано на атомы 6,7 % молекул, на высоте 110 км — уже 95,6 %. Температура в ионосфере с высотой повышается сначала медленно

(приблизительно 3° на 1 км высоты до высоты 120 км), а затем все быстрее и достигает на высоте 400 км величины порядка $3000\text{—}3500^\circ$. Следует, однако, иметь в виду, что для больших высот в условиях сильно разреженного газа понятие температуры газа отличается от обычного и должно быть уточнено. Как известно из кинетической теории газа, абсолютная температура его пропорциональна квадрату средней скорости молекул. При достаточно большой плотности газа длина свободного пробега молекулы весьма мала, число соударений весьма велико и средняя скорость молекулы (в отсутствии теплообмена) будет одинаковой для всех молекул данного объема. В сильно разреженном газе длина свободного пробега молекулы велика, а число соударений мало; так, например, на высоте 200 км длина свободного пробега молекулы достигает 300 м, а число соударений — около 2 в секунду. Поэтому средняя скорость будет разной в разные промежутки времени у одной и той же молекулы и разной для разных молекул. В этих условиях определение температуры по средней скорости молекул представляет большие трудности. Определение температуры с помощью термометра также весьма затруднительно, так как его

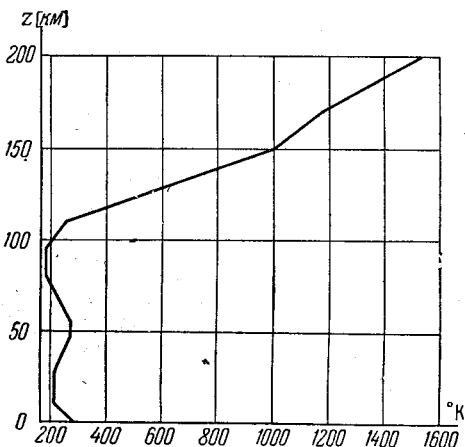


Рис. 1.20. Распределение температуры в атмосфере по высоте.

показания будут резко изменяться в зависимости от количества и скорости ударяющихся о его поверхность молекул. Кроме того, на его показания будут влиять излучения Солнца, Земли и нижних слоев атмосферы. Поэтому для разреженного газа оказывается более удобным — определять температуру не по средней скорости свободного движения молекул, а например, по величине плотности. На больших высотах понятие о плотности или о числе частиц в единице объема является более определенным, чем понятие о температуре. Экспериментально определяют температуру на больших высотах одним из косвенных методов, к числу которых относятся: звуковой метод (по преломлению звуковых лучей), наблюдение над загоранием метеоров, оптические методы, определение температуры по давлению на поверхности ракеты и др.¹⁾

Экспериментальные данные о среднем статистическом распределении температуры в атмосфере по высоте графически изображены на рис. 1.20.

¹⁾ См. Хргиан А. Х., Физика атмосферы, изд. 2, Физматгиз, 1958.

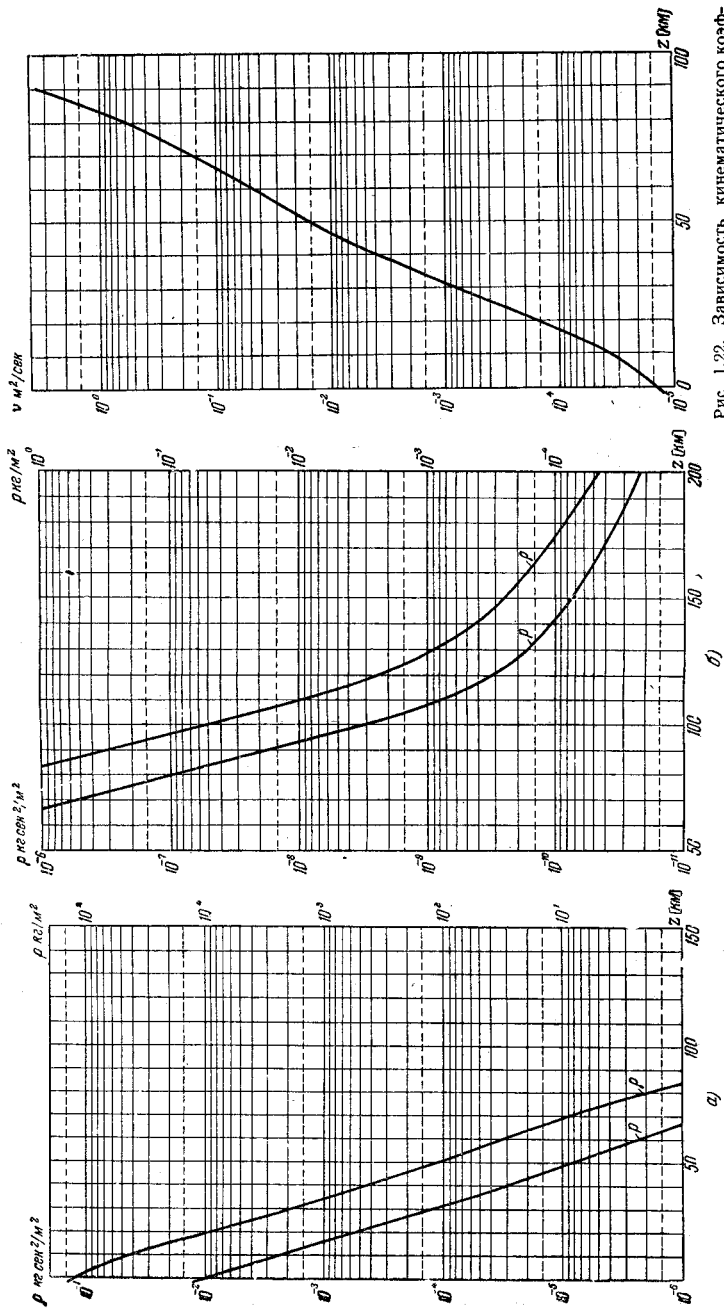


Рис. 1.21. Распределение давления и плотности в атмосфере по высоте.

Рис. 1.22. Зависимость кинематического коэффициента вязкости в атмосфере от высоты.

Для распределения давления, плотности и кинематического коэффициента вязкости на больших высотах, в связи с быстрым изменением этих величин при возрастании высоты, удобно применять логарифмические графики, где по одной из осей отложен логарифм p , ρ или ν . Такие графики представлены на рис. 1.21 и рис. 1.22. Следует отметить, что наблюдения над советскими искусственными спутниками Земли внесли существенные исправления в величины давления и плотности на больших высотах, которые были приняты ранее. Обнаружилось, что на высотах от 200 км до 700 км значения давления и плотности, полученные по данным измерения торможения спутников, по крайней мере на порядок выше, чем это предполагалось ранее по измерениям с помощью метеорологических ракет.
