

Т. Г. МЕГРЕЛИШВИЛИ и И. А. ХВОСТИКОВ

**СТРОЕНИЕ ВЫСОКИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ ПО СУМЕРЕЧНЫМ
НАБЛЮДЕНИЯМ***(Представлено академиком С. И. Вавиловым 5 I 1948)*

С 1942 г. на Абастуманской астрофизической обсерватории одним из нас ведется регулярное электрофотометрирование сумерек. Применяемая методика, описанная ранее ⁽¹⁾, обеспечивает высокую точность измерения яркости неба (ошибка не превосходит 10% как в светлые, так и в наиболее темные моменты сумерек). Использование узких светофильтров освобождает эти измерения от систематических ошибок, характерных для прежних исследований такого рода и вызываемых установленными нами значительными изменениями цвета сумерек ^(2, 3). Благодаря этому полученные нами 250 сумеречных кривых, относящихся к различным годам, сезонам и охватывающих и утренние и вечерние сумерки, представляют, по нашему мнению, наиболее полный и достоверный материал для изучения высоких слоев атмосферы сумеречным методом. Обработка материала проводится на основе теории акад. В. Г. Фесенкова ⁽⁴⁾, по формулам Н. М. Штауде ⁽⁵⁾ в их последней редакции, любезно сообщенной нам автором еще до опубликования. Некоторые результаты обработки были уже опубликованы ^(1, 3), более полное их изложение будет опубликовано в „Трудах Абастуманской обсерватории“.

В этой статье мы хотим сравнить величину плотности и давления воздуха в высоких слоях атмосферы, получаемую из наших сумеречных наблюдений, с соответствующими величинами, полученными другими методами. Такое сравнение позволит уточнить роль и место сумеречного метода среди других методов изучения стратосферы и ионосферы и, кроме того, рассмотреть вопрос о влиянии многократного рассеяния, что представляет специальный интерес.

С этой целью мы опускаем здесь анализ суточных, сезонных, годовых и эпизодических измерений состояния верхней атмосферы как они получаются по абастуманским сумеречным кривым, а обращаемся непосредственно к нашей „генеральной“ кривой, т. е. к средней из всех 250 сумеречных кривых. Средняя кривая позволяет судить о „климате“ верхней атмосферы, в то время как сравнение между собой индивидуальных кривых дало бы картину „погоды“ и, в частности, тех изменений „погоды“, которые вызываются отдельными импульсами солнечной деятельности. Наша „генеральная“ кривая освобождена от влияния фона ночного неба и выражена в абсолютных единицах яркости.

По формулам Н. М. Штауде, мы вычисляли атмосферное давление p на разных высотах h с учетом величины прозрачности атмосферы.

Зная $p=f(h)$, мы вычисляли плотность ρ в том или ином тонком атмосферном слое $\Delta h=h_2-h_1$ как $\rho=\frac{p_1-p_2}{h_2-h_1}$. Имея отсюда $\rho=F(h)$, мы вычисляли по известной барометрической формуле

$$\ln \frac{\rho_0}{\rho} = \frac{Mg}{kT} h = \frac{h}{H}$$

так называемую „высоту однородной атмосферы“ $H=kT/Mg$ для отдельных тонких атмосферных слоев. Очевидно, что, зная H , можно найти температуру воздуха в тех или иных предположениях о молекулярном весе M .

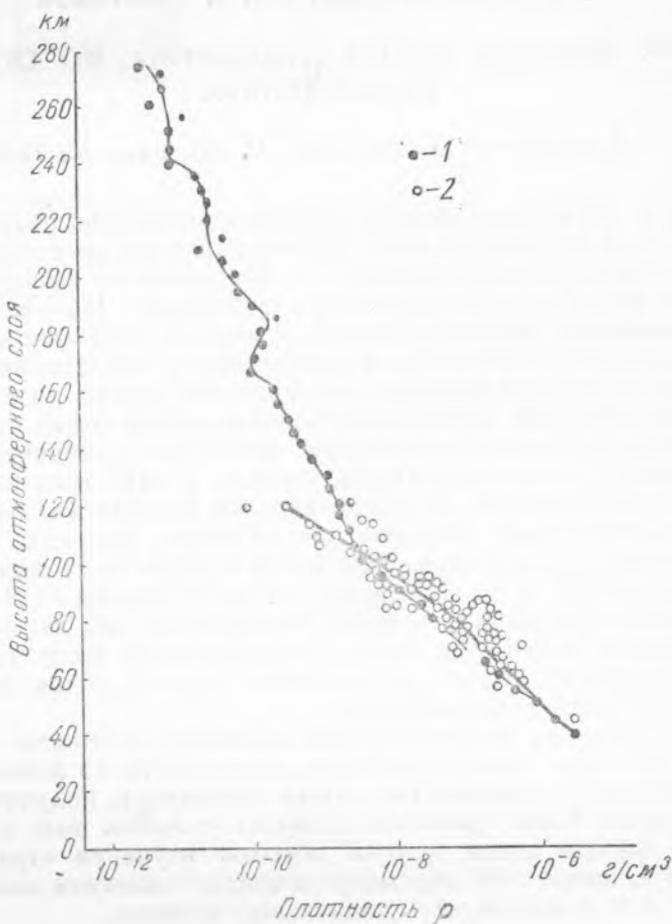


Рис. 1. 1 — по сумеречным наблюдениям, 2 — по метеорным наблюдениям (по данным Виппля)

На высотах 40—120 км мы сопоставили сумеречные значения ρ теми, которые получаются из метеорных наблюдений по данным Виппля⁽⁶⁾ (рис. 1). Нужно отметить, что и те и другие значения ρ получены независимо в абсолютных единицах. На рис. 2 сопоставляются сумеречные значения давления $p(h)$ с теми, которые были получены в 1946 г. Гарангом⁽⁷⁾ по измерению яркости полярных сияний на разных высотах. Далее, мы использовали определения плотности по ионосферным радиоизмерениям: для слоя D — по наблюдениям Баддена, Ратклифа и Вилкса⁽⁸⁾ за отражением длинных (18,8 км)

радиоволн, для слоев E и F — по данным Эпплтона⁽⁹⁾. Для промежуточных высот мы использовали интерполирование. Зная $\rho = F(h)$, мы вычислили указанным выше способом высоту однородной атмосферы $H = kT/Mg$ из этих данных радиоизмерений и указанных выше сумеречных и метеорных наблюдений и измерений яркости полярных сияний. Все 4 кривые сопоставляются на рис. 3.

Таким образом, на высотах до 100 км мы имеем данные о величине H , полученные тремя независимыми способами. Выше 100 км мы также имеем 3 разных метода, но место метеорных наблюдений заступают данные полярных сияний. Сумеречная кривая не рисует деталей

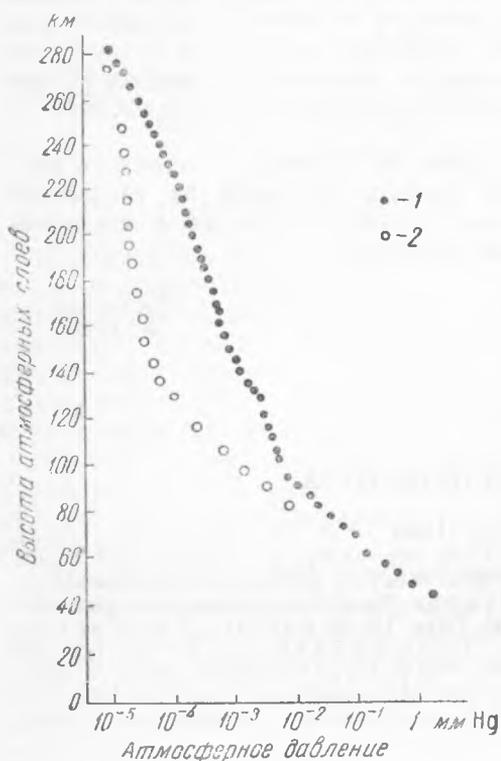


Рис. 2. 1 — по сумеречным наблюдениям, 2 — по наблюдениям полярных сияний (по данным Гаранга)

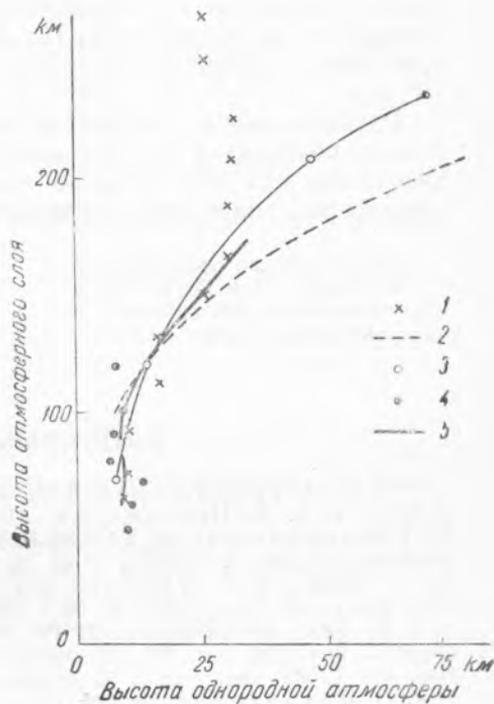


Рис. 3. 1 — сумерки, 2 — по наблюдениям полярных сияний (по Гарангу), 3 — по ионосферным наблюдениям, 4 — по метеорным наблюдениям, 5 — среднее

изменений H (а значит, и T) в области температурной инверсии у 80—90 км, что неизбежно, поскольку сумеречные данные по самому существу метода дают средние (эффективные) значения для слоя толщиной 20—40 км. Общее согласие кривых нельзя не признать хорошим до высоты 180 км. Важно отметить, что во всем интервале 40—180 км сумеречная кривая не только согласуется со всеми другими, но что, если построить среднюю кривую из всех имеющихся кривых, то она практически совпадает с сумеречной кривой и только с ней. Вряд ли такое совпадение на всем громадном протяжении от 40 до 180 км можно считать случайным; оно, повидимому, свидетельствует о большой достоверности сумеречных данных.

Выше 180 км кривые не совпадают, причем сумеречные данные дают гораздо меньшие значения H , чем данные, полученные Эпплтоном из радиоизмерений. Но нужно указать, что в 1944 г. Я. Л. Альперт и В. Л. Гинзбург⁽¹⁰⁾, учитывая увеличение числа столкновений в результате увеличения эффективного сечения ионов, получили для

слоя F_2 значительно меньшие H , что хорошо согласуется с нашими сумеречными данными.

Таким образом, по крайней мере до высоты 180 км (а повидимому, и до 280 км) результаты, получаемые с помощью сумеречного метода, полностью подтверждаются другими методами. Можно еще отметить, что картина строения верхней атмосферы, получаемая на основании всей совокупности вышеуказанных косвенных методов, подтверждается недавними измерениями⁽¹¹⁾ с помощью ракет „V-2“.

В заключение укажем, что обработка сумеречных наблюдений производится до сих пор без учета вторичного рассеяния света. Выводы Хальбарта⁽¹²⁾ о катастрофическом влиянии вторичного рассеяния для высот больше 60 км опровергаются простым совпадением сумеречных данных со всеми другими. По Хальбарту, например, на высоте 150 км сумеречное значение плотности должно превосходить истинное в 10^4 — 10^5 раз.

Разрабатываемая сейчас теория сумерек с учетом вторичного рассеяния позволит в скором времени вводить поправки на вторичное рассеяние, что еще больше увеличит точность данных о строении атмосферы, получаемых сумеречным методом.

Абастуманская обсерватория
Академии Наук Груз. ССР и
Геофизический институт
Академии Наук СССР

Поступило
5 I 1948

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Т. Г. Мегрелишвили, ДАН, 53, 127 (1946). ² И. А. Хвостиков, Е. Н. Магид и А. А. Шубин, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 675 (1940).
³ Т. Г. Мегрелишвили, ДАН, 55, № 8 (1947). ⁴ В. Г. Фесенков, Тр. Главн. Росс астрофиз. обсерв., 2, 7 (1923). ⁵ Н. М. Штауде, Тр. Ком. по изучению стратосферы, 1 (1936). ⁶ F. L. Whipple, Rev. Mod. Phys., 15, № 4 (1943). ⁷ L. Narang, Terr. Magn. and Atm. Electr., 51, № 3 (1946). ⁸ K. G. Budden, J. A. Ratcliffe and M. V. Wilkes, Proc. Roy. Soc., 171, 188 (1939). ⁹ E. V. Appleton, *ibid.*, 162, 472 (1937); Quart. J. Roy. Met. Soc., 65, 327 (1939). ¹⁰ Я. Л. Альперт и В. Л. Гинзбург, Изв. АН СССР, сер. физ., 8, 42 (1944). ¹¹ E. O. Hulburt, JOSA, 37, 405 (1947).
¹² E. O. Hulburt, *ibid.*, 28, 228 (1938).