

Б. Ф. ГОРДИЕЦ, М. Н. МАРКОВ, Л. А. ШЕЛЕПИН

**СВЯЗЬ ВЕРХНЕЙ И НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ ИНФРАКРАСНЫМ
ИЗЛУЧЕНИЕМ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ИЗМЕНЕНИЙ ДАВЛЕНИЯ НА УРОВНЕ МОРЯ ПРИ
ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЯХ**

(Представлено академиком А. М. Прохоровым 11 XII 1972)

В работах (1-5) с большой статистической надежностью показано, что геомагнитные возмущения, вызванные вторжением в верхнюю атмосферу Земли корпускулярных потоков от Солнца, оказывают существенное влияние на погодообразующие процессы, изменяя, в частности, атмосферное давление у поверхности Земли.

Цель данной работы — указать на один из возможных механизмов передачи энергии из верхней атмосферы вниз в стратосферу и тропосферу и показать, каким образом небольшие возмущения здесь, вызванные выделением этой энергии, могут привести к значительному (со скоростью до нескольких мбар в сутки) изменению давления на уровне моря с разным знаком этого изменения в различных районах земного шара.

Как известно (6-8), в верхней атмосфере на высотах $z \geq 120$ км существует весьма интенсивное инфракрасное излучение, дающее для геомагнитно-спокойных условий поток I_0 энергии вниз $I_0 \sim 1 - 10$ эрг/(сек·см²). Во время же геомагнитных возмущений этот поток в высоких широтах может существенно возрастать, достигая для сильных геомагнитных бурь ($K_p \geq 5-7$) величины $I_0 \sim 10^2 - 10^3$ эрг/(сек·см²). Анализ различных возможных механизмов такого излучения (8) показывает, что, по-видимому, наиболее существенным является излучение вследствие колебательно-вращательных переходов в молекулах NO и ионах NO⁺ (наряду с CO, N₁₄N₁₅ и т. д.), обусловленное экзотермическими реакциями



При этом в результате реакций могут образовываться колебательно-возбужденные NO и NO⁺, радиационный распад которых и обуславливает инфракрасное излучение в области длин волн λ 5—5,6 и 4—4,4 м (основные полосы соответственно NO и NO⁺).

Указанное излучение практически не поглощается в верхних слоях атмосферы и проникает вниз в стратосферу и тропосферу, где, поглощаясь, вызывает возмущение термодинамических параметров (1). При этом для и.-к. излучения в полосе 4—4,4 м (излучающая компонента NO⁺) поглощение будет происходить в полосе 4,3 м СО₂, а для излучения в диапазоне 5—5,6 м (излучающая компонента NO) — в полосе 6,3 м Н₂О. Используя для функции поглощения эмпирические соотношения Говарда — Берча — Вильямса (9), можно рассчитать высоты и толщины поглощающих слоев. Оценки показывают, что основное поглощение углекислым газом и.-к. излучения верхней атмосферы происходит на высотах от 30 до 40 км, а парами воды — в области 7—12 км. Эти цифры хорошо согласуются с экспериментальными данными (10).

Таким образом, при геомагнитном возмущении вследствие высыпания корпускул, возникновения электрических полей и нагрева термосферы и экзосферы значительная доля энергии этого возмущения может трансформироваться в энергию и.-к. излучения, которое, поглощаясь в сравнительно

тонких слоях нижней атмосферы, вызывает возмущение термодинамических параметров.

Обратимся теперь к анализу этих возмущений. Будем исходить из предположения о политропичности процессов, протекающих в областях выделения энергии ⁽¹¹⁾. Тогда изменение давления p_0 на уровне моря, обусловленное выделением энергии при поглощении и-к. излучения, определяется из соотношения

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} \approx -g \frac{c_n - c_v}{c_n(c_p - c_v)} \int_0^\infty \frac{\rho(z) Q(z)}{T(z)} dz = -g \frac{c_n - c_v}{c_n(c_p - c_v)} \frac{1}{\bar{T}} I_0, \quad (1)$$

где c_n — политропическая теплоемкость, c_p и c_v — теплоемкости соответственно при постоянном давлении и объеме; \bar{T} — средняя температура газа в области поглощения, Q — приток тепла к единице массы газа в единицу времени за счет поглощения излучения; $\rho(z)$ — плотность газа на высоте z ; I_0 — вертикальный поток и-к. излучения, генерируемого верхней атмосферой.

Физический смысл формулы (1) весьма прост: изменение давления в данной точке на уровне моря обусловлено уменьшением веса расположенного над этой точкой столба воздуха за счет вытекания из этого столба нагретого газа. Взяв $T \approx 230^\circ \text{ К}$ при $I_0 = 10^3 \text{ эрг/ (см}^2 \cdot \text{сек)}$, из (1) получим $\partial p_0 / \partial t \approx -3,6 \cdot 10^{-2} \text{ мбар/сутки}$. Эти скорости существенно меньше наблюдаемых, которые составляют $\sim 1 \text{ мбар/сутки}$. Формула (1) не может также объяснить повышение давления при геомагнитных возмущениях, наблюдаемое во многих районах земного шара ⁽¹⁻⁵⁾.

Таким образом, энергии инфракрасного излучения при геомагнитном возмущении (как, впрочем, и общей энергии самого возмущения) недостаточно для прямых атмосферных преобразований, приводящих к изменению погодных условий *.

Важно, однако, подчеркнуть, что наряду с «первичным» возмущением давления (так мы будем называть изменение давления, определяемое формулой типа (1)) существует своеобразный механизм «усиления», приводящий, как будет видно ниже, к наблюдаемым изменениям давления и объясняющий знак этого изменения (т. е. рост или падение давления) в различных районах земного шара. С этим механизмом усиления связано возмущение поля ветра, сопровождающее всякое изменение в поле давления.

Чтобы показать, что изменение ветра, связанное с «первичным» возмущением давления, достаточно для объяснения наблюдаемых перепадов p_0 , воспользуемся прогностическими уравнениями Кибеля второго приближения ^(12, 13), заменяя, однако, агеострофические отклонения ветра на тропопause и у поверхности Земли на геострофические значения скоростей ветра Δu , Δv , обусловленного «первичным» возмущением давления Δp на этих уровнях:

$$\begin{aligned} \Delta u_0 &\approx -\frac{RT_0}{lp_0} \frac{\partial(\Delta p_0)}{\partial y}, & \Delta v_0 &\approx \frac{RT_0}{lp_0} \frac{\partial(\Delta p_0)}{\partial x}, & \Delta u_n &\approx -\frac{RT_n}{lp_n} \frac{\partial(\Delta p_0)}{\partial y}, \\ \Delta v_n &\approx \frac{RT_n}{lp_n} \frac{\partial(\Delta p_0)}{\partial x}, & \Delta p_0 &\approx -g \frac{c_n - c_v}{c_n(c_p - c_v)} \frac{1}{T} \int_0^\infty I_0(x, y, t) dt; \end{aligned}$$

здесь R — газовая постоянная, l — параметр Кориолиса, индексы «0» и «n» соответствуют значениям величин на уровне моря и на тропопause.

Оценки показывают, что при потоке $I_0 \sim 10^3 \text{ эрг/ (см}^2 \cdot \text{сек)}$ с характерной пространственной неоднородностью $\sim 10^3 \text{ км}$, действующем в течение

* Этот вывод подтверждается и другими энергетическими оценками, например сравнением энергии солнечного ветра, поступающей в магнитосферу, с энергией циклонов и с энергиями, необходимыми для наблюдаемых атмосферных преобразований, сопровождающих геомагнитное возмущение.

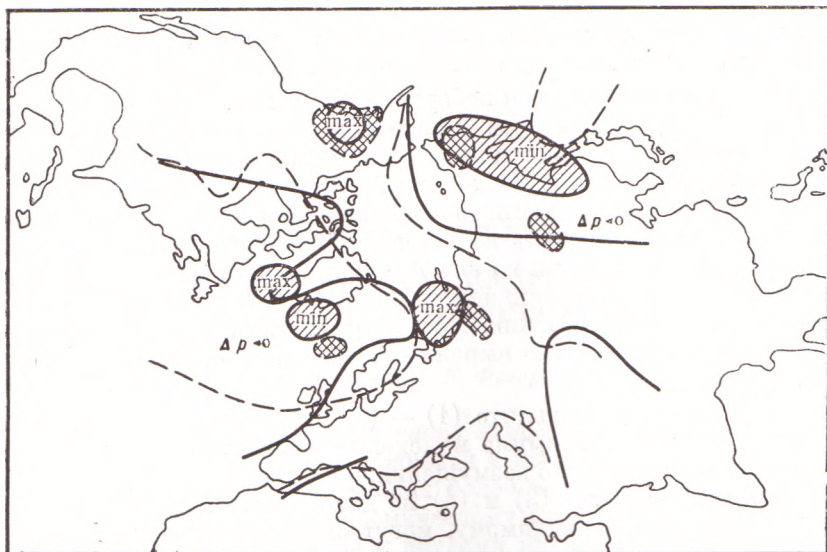


Рис. 1

суток, возмущение ветра на тропопаузе составляет ~ 10 см/сек (в области средних широт).

Используя теперь (2) и уравнения Кибеля (¹², ¹³), окончательно найдем

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = \left(\frac{\partial T_o}{\partial t} \right)_o + \frac{RT_n}{lp_n} \{T_o, \Delta p_o\},$$

$$\frac{\partial p_o}{\partial t} = \left(\frac{\partial p_o}{\partial t} \right)_o + \frac{c_p}{l} \left[\frac{T_n}{T_o} \frac{p_o}{p_n} - 1 \right] \{T_o, \Delta p_o\}; \quad (3)$$

здесь введено обозначение $\{A, B\} \equiv \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$. Первые слагаемые

в правых частях уравнений (3) описывают изменение температуры и давления (адвективное и динамическое) в отсутствие возмущения.

Для сопоставления (3) с экспериментальными данными (¹⁻³) необходимо провести усреднение по числу геомагнитных возмущений за отдельные сезоны года. При этом основной вклад в (3) дадут последние члены. Полагая для простоты, что геомагнитное возмущение не зависит от длины местности, получим

$$\overline{\frac{\partial p_o}{\partial t}} \approx - \frac{c_p}{l} \left[\frac{T_n}{T_o} \frac{p_o}{p_n} - 1 \right] g \frac{c_n - c_v}{c_n(c_p - c_v)} \frac{1}{T} \overline{\frac{\partial T_o}{\partial x}} \int_0^t \frac{\partial I_o(y, t)}{\partial y} dt. \quad (4)$$

Формула (4) объясняет многие экспериментальные данные (¹⁻³) и прежде всего средние значения величины и знака изменения приземного давления для различных районов Земли. Действительно, положив $\overline{\partial I_o / \partial y} \sim 10^3$ эрг/(см²·сек) $\cdot 10^{-3}$ км⁻¹, $\overline{\partial T_o / \partial x} = 10^{-2}$ град/км, при длительности бури ~ 1 сутки для широт $\sim 50-70^\circ$ ($l \sim 7 \cdot 10^{-5}$ сек⁻¹) имеем $\overline{\partial p_o / \partial t} \sim 1$ мбар/сутки, что соответствует наблюдаемым величинам. Поскольку обычно всегда $\partial I_o(y, t) / \partial y > 0$, то, согласно (4), знак изменения давления, обусловленного геомагнитным возмущением, определяется знаком $\partial T_o / \partial x$.

На рис. 1 приведены разграниченные «демаркационными» линиями области различных знаков среднего изменения давления для зимнего сезона. Как видно, границы этих областей, определенные из эксперимента (¹⁻³) (пунктирные линии) и полученные на основании формулы (4) с использованием средних изотерм для января месяца (сплошные линии), хорошо

соответствуют друг другу. Расхождение в определении знака изменения давления имеет место лишь для Западной Сибири (где, впрочем, зональный градиент $\partial T_0 / \partial x$ весьма мал) и побережья Норвегии.

Из (4) следует, что при прочих равных условиях величина эффекта изменения давления определяется величиной зонального температурного градиента. Поэтому, исходя из (4), легко объяснить и наличие областей с экспериментально наблюдаемыми экстремальными перепадами давления (области максимального роста давления у западного побережья Гренландии, в районе Новой Земли и на юге Аляски; области максимального падения давления между Гренландией и Исландией и в районе Камчатки). Становится понятной и причина того, что в летний период солнечно-тропосферные связи менее четко выражены. Связано это, как следует из (4), с малым значением $\partial T_0 / \partial x$.

Наконец, следует указать, что (1) — (6) качественно объясняют также временную задержку максимума изменения наземного давления относительно начала геомагнитного возмущения.

Отметим, что формулы (3) и (4) не дают экстремального по времени значения давления и, по-видимому, могут описывать изменение давления лишь в первые моменты времени после начала возмущения. Связано это с тем, что выражения (1) и (2), полученные в предположении о политропическом характере процессов, не описывают размывание «первичного» возмущения давления.

Более полно временной ход возмущения можно было бы описать, если считать, что выделение энергии происходит ниже уровня тропопаузы. В этом случае можно отказаться от предположения о политропичности процессов и, используя уравнения Кибеля, записанные для «полной схемы»^(12, 13), искать обусловленную выделением энергии величину возмущения в вертикальном линейном распределении температуры. Оценки и в этом случае соответствуют наблюдаемым абсолютным величинам перепада давления, однако знак изменения давления часто не соответствует наблюдаемому. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что поглощение излучения происходит выше тропопаузы.

Отметим, что уравнения (3) по существу являются прогностическими уравнениями Кибеля, где дополнительно учтено влияние геомагнитного возмущения. Поэтому в принципе становится возможным прогнозирование изменений атмосферного давления с учетом этого возмущения. Здесь, однако, необходим дальнейший детальный анализ различных атмосферных процессов (в частности, «размывания» первичного возмущения) и получение дополнительной информации о геомагнитном возмущении и поле и.к. излучения верхней атмосферы (о его морфологии, об энергии и спектральном составе и.к. излучения и т. п.).

Авторы благодарны чл.-корр. АН СССР Э. Р. Мустелю за постоянный интерес к работе и полезные обсуждения.

Физический институт им. П. Н. Лебедева
Академии наук СССР
Москва

Поступило
11 XII 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Э. Р. Мустель, Научные информации Астрономического Совета АН СССР, 10, 39 (1968); 10, 98 (1968). ² Э. Р. Мустель, Астрон. журн., 46, 1169 (1969).
³ Э. Р. Мустель, Научные информации Астрономического Совета АН СССР, 24, 5 (1972). ⁴ Р. Ф. Усманов, там же, стр. 56. ⁵ В. Н. Чертопруд, Н. Б. Мулюкова, там же, стр. 64. ⁶ М. Н. Марков, Я. И. Мерсон, М. Р. Шамилев, ДАН, 167, № 4, 803 (1966). ⁷ М. Н. Марков, Космические исследования, 8, 904 (1970).
⁸ Б. Ф. Гордиев, М. Н. Марков, Л. А. Шелепин, Космические исследования, 8, 487 (1970). ⁹ J. N. Howard, D. E. Burch, D. Williams, J. Opt. Soc. Am., 46, 186, 237, 334, 452 (1956). ¹⁰ K. Ja. Kondratiev, G. A. Nicolsky et al, Appl. Opt., 6, № 2, 197 (1967). ¹¹ Е. П. Борисенков, Тр. Центральн. инст. прогнозов, в. 106, М., 1960, стр. 88. ¹² П. А. Кибель, Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды, М., 1957. ¹³ В. А. Белинский, Динамическая метеорология, М.—Л., 1948.