

В. И. АФАНАСЬЕВА и Ю. Д. КАЛИНИН

## ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЯ МАГНИТНОЙ БУРИ

(Представлено академиком В. В. Шулейкиным 19 XI 1951)

Известно, что в поле магнитной бури выделяют две регулярные части: возмущенный суточный ход ( $S_D$ ) и аperiodическую вариацию («сторм-тайм-вариация»  $D_{st}$ ).

Форма  $D_{st}$  хорошо известна в низких и средних широтах. Она наиболее характерна в горизонтальной составляющей  $H$ : в начале бури увеличение  $H$ , затем (главная фаза бури) уменьшение  $H$  и, наконец, постепенное возвращение  $H$  к значениям, бывшим до бури. О форме  $D_{st}$  в высоких широтах спорят: А. П. Никольский считает, что  $D_{st}$  в высоких широтах — кажущееся явление; иностранные авторы полагают, что  $D_{st}$  усиливаются в зонах наибольшей частоты полярных сияний, а далее к полюсам постепенно убывают.

Одним из нас (В. И. Афанасьевой) были определены  $D_{st}$  в  $H$ -составляющей для 10 обсерваторий, расположенных на геомагнитных широтах  $\Phi$  от 32 до 72° (использовано от 40 до 90 магнитных бурь за 1938—1948 гг.). При этом в широтном распределении  $D_{st}$  была обнаружена одна особенность, не отмеченная до сих пор в литературе. Основная известная зависимость  $D_{st}$  от  $\Phi$  — монотонное увеличение абсолютной величины  $D_{st}$  с уменьшением  $\Phi$ . На этом фоне на широтах 50—70° замечен вторичный максимум абсолютной величины  $D_{st}$ . Глубина этого максимума относительно интерполированного монотонного распределения  $D_{st}$  в начале бури — около 40% ( $1\gamma = 10^{-5}$  ед. см·г·сек.) и через 10—15 час. — около 15%. Изменения со временем экспоненциальны. На широтах 55—65° на фоне этого максимума отмечен глубокий минимум абсолютной величины  $D_{st}$  (в некоторые часы бури на этих широтах  $D_{st} > 0$ , тогда как на остальных  $D_{st} < 0$ ).

Эта сложная зависимость  $D_{st}$  от  $\Phi$  может быть объяснена следующим образом.  $D_{st}$  вызывается электрическими токами  $I_F$ , текущими вдоль широтных кругов в ионосферном слое  $F$ . По индукции в слое ионосферы  $E$  тоже возникают электрические токи  $I_E$ , противоположные токам  $I_F$ . На широтах, близких к 60°, токи  $I_F$  имеют плотность больше, чем на остальных широтах и вызывают более сильные, чем на остальных широтах, токи  $I_E$  (возможно, что главную роль в создании максимума  $D_{st}$  на экваторе играют не токи в слое  $F$ , а внеионосферное экваториальное кольцо тока).

Можно привести в пользу предлагаемого объяснения широтной особенности распределения  $D_{st}$  в  $H$ -составляющей следующее. Распределение  $D_{st}$  на широтах 50—70° таково, что позволяет заменить объемные токи  $I_F$  и  $I_E$  линейными, расположенными на высотах  $h_F = 300$  км

и  $h_E = 100$  км (высоты  $h_F$  и  $h_E$  можно определить более точно по распределению  $D_{st}$ , но для нашей цели это не требуется).

Через час после начала бури ток  $I_F$  создает на поверхности земли поле в  $45^\circ$ . Поэтому  $I_F = 67\,500$  а. Ток  $I_E$  создает в это время поле  $60^\circ$  и  $I_E = 30\,000$  а.

Ток  $I_F$  создает в слое  $E$  поле, вектор-потенциал которого

$$A = - \frac{2I_F \ln(h_F - h_E)}{c}.$$

$I_i$  ( $i = F, E$ ) зависят от времени так:  $I_i = I_i^0 e^{-kt}$ , причем  $k \cong 3 \cdot 10^{-5}$ . Используя равенство

$$E = - \frac{1}{c} \frac{\partial A}{\partial t},$$

легко найти, что электрическое сопротивление  $R_E$  слоя  $E$ , если ток  $I_E$  действительно индуцируется током  $I_F$ , равно

$$R_E = - \frac{2k}{c^2} \frac{I_F^0}{I_E^0} \ln(h_F - h_E).$$

Вычисления дают  $R_E = 0,0023$  эл. магн. ед., и, следовательно, наше предположение, что токи  $I_F$  и  $I_E$  линейны, не противоречит известной величине электрической проводимости  $\sigma_E$  слоя  $E$

$$\sigma_E \cong 10^{-7}.$$

Таким образом, наше объяснение описанной особенности широтной зависимости поля  $D_{st}$   $H$ -составляющей не противоречит известным сведениям об ионосфере.

Институт земного магнетизма

Поступило  
5 VII 1951