Метеорологические эффекты.

Методы…

Для учета температурного эффекта разработан интегральный метод, который позволяет учесть температурные вариации с необходимой точностью, однако такой подход требует привлечения часовых данных высотного хода температуры в атмосфере. Это являлось часто неразрешимой задачей. Но существуют альтернативные эмпирические методы, которые позволяют приближенно оценить температурные поправки.

$$\frac{\delta I_T}{I_T} = \begin{cases} \int_0^{h_0} W_T(h)\delta T(h)dh \\ \alpha_T \delta T_{eff}, T_{eff} = \dfrac{\int_0^{h_0} W_T(h)\cdot \delta T(h)\cdot dh}{\int_0^{h_0} W_T(h)\cdot dh} \\ \overline{W_T}\int_0^{h_0} \delta T(h)dh = \overline{W_T}\delta T_m \\ \alpha_{100}\delta Z + \alpha_{100}\delta T \end{cases}$$

Метод эффективного уровня генерации. Именно этот эмпирический метод был разработан ранее других, но применяется по настоящее время. Метод базируется на предположении, что мюоны генерируются в основном на определенном изобарическом уровне (обычно принимается за 100 mb), высота Z которого изменяется с изменением температурного режима атмосферы. С изменением высоты уровня генерации δZ и изменением температуры воздуха δT этого слоя и следует, согласно [Blacket] и [Duperie], коррелировать изменение интенсивности мюонной компоненты, а именно

$$\delta I_T = \alpha_H \delta Z + \alpha_T \delta T. \qquad (1)$$

Здесь α_H, так называемый, коэффициент распада (%/km) – отрицательный эффект и α_T положительный температурный коэффициент. Высота изобарического уровня 100 mb измеряется, как правило, два раза в сутки вблизи аэропортов. Эту высоту *Z* можно также вычислить на основе барометрической формулы, если известна высотная зависимость *T(z)*

$$H = H_0 \exp\left(-\frac{\mu g}{R}\int_0^Z \frac{dz}{T(z)}\right). \qquad (2)$$

Здесь H_0 давление на уровне наблюдения, H давление на высоте Z, μ молекулярный вес газа и *R* универсальная газовая постоянная. Этот метод, тем не менее, требует высотного зондирования и, казалось бы, логично применять физически совершенно ясный и в настоящее время полностью разработанный интегральный метод, который позволяет, по крайней мере, в теоретическом плане полностью решить проблему исключения температурных вариаций.

Интегральный метод. Этот метод развивался многими авторами, но особенно детально в работах [Dorman] и [Maeda]. Вариации, обусловленные атмосферным температурным эффектом на основе интегрального метода определяются как

$$\delta I_T = \int_0^{h_0} \alpha(h)\cdot \delta T(h)\cdot dh, \qquad (3)$$

где δI_T вариация, обусловленная температурным эффектом космических лучей, $\delta T(h)$ вариации температурного хода в атмосфере, которые определяется как отклонение текущего от температурного хода в атмосфере в базовый период *B*: $\delta T(h) = T_B(h) - T(h)$. Плотности температурных коэффициентов $\alpha(h)$ различных детекторов получены расчетным путем и приведены на рис. 2 [13].

Метод среднемассовой температуры базируется на определении среднемассовой температуры в атмосфере. Поскольку плотность температурного коэффициента $\alpha(h)$ для наземных детекторов не сильно изменяется с глубиной атмосферы *h*, то за знак интеграла может быть вынесена некоторое среднее значение $\overline{\alpha}(h)$, т.е. можем записать

$$\delta I_T = \overline{\alpha}\int_0^{h_0}\delta T(h)\cdot dh = \overline{\alpha}\cdot\delta T_m\,, \tag{4}$$

где T_m среднемассовая температура. Последняя определяется как

$$T_m = \int_0^{\infty}\rho(z)\cdot T(z)dz \Big/ \int_0^{\infty}\rho(z)dz = \sum_{n-1}^{Lskin}\int_{z_{n=1}}^{z_n}\rho(z)\cdot T(z)dz \Big/ h_0 = \sum_{n=1}^{Lskin}\overline{T_n}\int_{z_{n-1}}^{z_n}\rho(z)dz \Big/ h_0 = \sum_{n=1}^{Lskin}\cdot\frac{\Delta h_n}{h_0}\cdot\overline{T_n}$$

(5)

Здесь предполагается, что температура в пределах каждого слоя принимает некоторое среднее значение T_n^*, L_{skin} - номер приземного слоя. На это обратим внимание Крестьянников [Крестьянников, 1975], что использовалось в ряде последующих работ [Yanchukovsky, 2007]. Для определения среднемассовой температуры также необходимо привлекать данные температурного зондирования, однако такая простая модель вариаций позволяет среднемассовую температуру определять также экспериментально при решении системы уравнений, описывающих вариации одного или нескольких многонаправленных мюонных детекторов без привлечения аэрологических данных.

Метод эффективной температуры. Этот метод введен [] и достаточно широко используется в настоящее время []. Он непосредственно следует из интегрального метода и является другой формой его записи.

$$\left.\frac{\delta I}{I}\right|_T = \int_0^{h_0}W_T(h)\cdot\delta T(h)\cdot dh = \int_0^{h_0}W_T(h)dh\cdot\frac{\int_0^{h_0}W_T(h)\cdot\delta T(h)\cdot dh}{\int_0^{h_0}W_T(h)dh} = \int_0^{h_0}W_T(h)dh\cdot\delta T_{eff} = \alpha_T\cdot\delta T_{eff}$$

внхъb ljcnfnjxyj ibhjrj bcgjkmpetncz развивался многими авторами, но особенно детально в работах [Dorman] и [Maeda]. Вариации, обусловленные атмосферным температурным эффектом на основе интегрального метода определяются как

$$\delta I_T = \int_0^{h_0}\alpha(h)\cdot\delta T(h)\cdot dh\,, \tag{3}$$

где δI_T вариация, обусловленная температурным эффектом космических лучей, $\delta T(h)$ вариации температурного хода в атмосфере, которые определяется как отклонение текущего от температурного хода в атмосфере в базовый период *B*: $\delta T(h) = T_B(h) - T(h)$. Плотности температурных коэффициентов $\alpha(h)$ различных детекторов получены расчетным путем и приведены на рис. 2 [13].

Метеорологический эффект жесткой компоненты космических лучей.

Метеорологический эффект мюонной компоненты подземных детекторов.

Метеорологический эффект общей ионизующей компоненты космических лучей.

Общая ионизующая компонента космических лучей состоит из жесткой и мягкой компоненты, поглощаемой в 10 *см* свинца. Плотность температурного коэффициента жесткой компоненты приведены на рис. zz . Метеорологические эффект мягкой компоненты можно оценить исходя из состава мягкой компоненты на различных уровнях наблюдения [Дорман, Метеоэффекты]. Мягкую компоненту можно в свою очередь разделить на равновесную часть, находящуюся в равновесии с мюонами, и неравновесную часть.

Равновесная часть мягкой компоненты состоит в основном из электронов, возникших вследствие распада мюонов и дельта электронов, выбиваемых мюонами из атомов путем прямого соударения, а также из продуктов их каскадного размножения. В равновесную часть следует также включить еще мягкие мюоны, плотность температурного коэффициента которых также приведены на рис. zz.

Электроны неравновесной части образуются в результате распада нейтральных пионов на пары гамма квантов и последующего каскадного размножения.

Вариации электронов распада. Опираясь на выводах, сделанных в [] можно. В вариациях электронов распада содержится часть, повторяющая вариации полного потока мюонов. Кроме того, в вариациях электронов распада имеются также дополнительные метеорологические эффекты: барометрический $\beta_{decay}=-1/h_0$ и положительный температурный $\alpha_T=1/T_0$.

$$\frac{\delta N_e^{decay}}{N_e^{decay}} = -\frac{\delta \mathrm{h}_0}{h_0} + \frac{1}{T_0}\delta T_0 + \frac{\delta N_\mu}{N_\mu}\,. \qquad ()$$

Вариации дельта электронов. Для энергий, соответствующих максимуму функций связи мюонной компоненты оценки дают связь между потоком мюонов и потоком выбиваемыми ими δ-электронов как $N_e^\delta \approx 0.15 N_\mu$. Тогда в первом приближении вариации дельта электронов повторяют вариации мюонов

$$\frac{\delta N_e^\delta}{N_e^\delta} \approx \frac{\delta N_\mu}{N_\mu}\,. \qquad ()$$

Вариации неравновесной части мягкой компоненты. Нейтральные пионы, дающие начало неравновесной части мягкой компоненты, образуются при ядерных взаимодействиях нуклонной компоненты с ядрами воздуха. В начале интенсивность неравновесной части мягкой компоненты постепенно возрастает от нуля на границе атмосферы, достигает максимума в точке П и затем постепенно падает соответственно закону поглощения $N_e^{\mathrm{noquilib}} \propto \exp(-h_0/L)$, где L=120 g/cm^2. На этих глубинах должен иметь место лишь барометрический эффект:

$$\frac{\delta N_e^{noquilib}}{N_e^{noquilib}} = -\frac{\delta h_0}{L} = -0.84(\%/mb)\delta h_0 \qquad ()$$

Интенсивность и вариации мягкой компоненты N_e можно представить в виде

$$N_e = N_e^{decay} + N_e^\delta + N_e^{noquilib} \ \text{и}\ \frac{\delta N_e}{N_e} = \frac{\delta N^{decay}}{N_e} + \frac{\delta N^\delta}{N_e} + \frac{\delta N^{noquilib}}{N_e} \qquad ()$$

Учитывая, что $N_e^{decay} = \alpha_{decay} N_e$, $N_e^\delta = \alpha_\delta N_e$ и $N_e^{noquilib} = \alpha_{unquilib} N_e$ окончательно для вариаций мягкой компоненты получим

$$\frac{\delta N_e}{N_e} = \alpha_{decay}\frac{\delta N^{decay}}{N^{decay}} + \alpha_\delta \frac{\delta N^\delta}{N^\delta} + \alpha_{unquilib}\frac{\delta N^{noquilib}}{N^{noquilib}} \qquad ()$$

Учитывая изменение интенсивности мюонов с высотой, а также, что число электронов распада () и число дельта электронов (1.64 MEff) пропорционально интенсивности, найдем вариации скорости счета общей компоненты, которые представлены ниже в таблице.

Барометрические и температурные вариации мягкой компоненты.

H_0, *mb*	Z, *km*	α_{decay}	α_δ	$\alpha_{unquilib}$	T_0, $^\circ K$	$\delta N_e / N_e =$
1013	s.l.	0.50	0.40	0.10	280	$-0.13\ \delta h_0 + 0.18\ \delta T_0 + 0.90\ \delta N_\mu/N_\mu$
900	1	0.43	0.31	0.25	270	$-0.26\ \delta h_0 + 0.16\ \delta T_0 + 0.74\ \delta N_\mu/N_\mu$
800	2	0.37	0.24	0.38	262	$-0.37\ \delta h_0 + 0.14\ \delta T_0 + 0.61\ \delta N_\mu/N_\mu$
700	3	0.31	0.17	0.51	255	$-0.47\ \delta h_0 + 0.13\ \delta T_0 + 0.48\ \delta N_\mu/N_\mu$
650	3.9	0.29	0.14	0.57	250	$-0.53\ \delta h_0 + 0.12\ \delta T_0 + 0.43\ \delta N_\mu/N_\mu$
600	4.3	0.27	0.11	0.60	245	$-0.55\ \delta h_0 + 0.11\ \delta T_0 + 0.38\ \delta N_\mu/N_\mu$
300	10	0.18	0.04	0.78	225	$-0.72\ \delta h_0 + 0.08\ \delta T_0 + 0.22\ \delta N_\mu/N_\mu$

Интенсивность и вариации общей компоненты N_{total} можно представить в виде

$$N_{total} = N_e + N_\mu \quad \text{и} \quad \frac{\delta N_{total}}{N_{total}} = \frac{\delta N_e}{N_{total}} + \frac{\delta N_\mu}{N_{total}} \qquad ()$$

Учитывая, что $N_e = \alpha N_\mu$ и, следовательно, $N_{total} = (1+\alpha)N_\mu$, окончательно для вариаций общей компоненты получим

$$\frac{\delta N_{total}}{N_{total}} = \frac{\alpha}{1+\alpha}\frac{\delta N_e}{N_e} + \frac{1}{1+\alpha}\frac{\delta N_\mu}{N_\mu} \qquad ()$$

Барометрические и температурные вариации общей компоненты.

H_0, *mb*	Z, *km*	α	$\alpha/(1+\alpha$	$1/(1+\alpha$	$\delta N_{total} / N_{total} =$
1013	s.l.	0.40	0.29	0.71	$-0.04\ \delta h_0 + 0.05\ \delta T_0 + 0.97\ \delta N_\mu/N_\mu$
900	1	0.50	0.33	067	$-0.09\ \delta h_0 + 0.05\ \delta T_0 + 0.91\ \delta N_\mu/N_\mu$
800	2	0.70	0.41	0.59	$-0.15\ \delta h_0 + 0.06\ \delta T_0 + 0.84\ \delta N_\mu/N_\mu$
700	3	0.90	0.47	0.53	$-0.22\ \delta h_0 + 0.06\ \delta T_0 + 0.76\ \delta N_\mu/N_\mu$
650	3.9	1.10	0.52	0.48	$-0.28\ \delta h_0 + 0.06\ \delta T_0 + 0.70\ \delta N_\mu/N_\mu$
600	4.3	1.40	0.58	0.42	$-0.32\ \delta h_0 + 0.06\ \delta T_0 + 0.64\ \delta N_\mu/N_\mu$
300	10	3.80	0.79	0.21	$-0.57\ \delta h_0 + 0.06\ \delta T_0 + 0.38\ \delta N_\mu/N_\mu$

Здесь под $\delta N_\mu / N_\mu$ понимаются метеорологические эффекты мюонов всех энергий, т.е. быстрых и медленных мюонов, поглощающиеся в 10 *cm* Pb.

$$\frac{\delta N_\mu}{N_\mu} = \beta_\mu \delta h_0 + \int_0^{h_0} W_\mu^T(h)\delta T(h)dh \qquad ()$$

Барометрический коэффициент медленных мюонов, которые составляют ≈6% от быстрых мюонов, равен β_s=-0.9 %/mb. Поэтому $\beta_\mu=0.06\beta_s+0.94\beta_h$=-0.06×0.90-0.94×0.11=-0.16 %/mb. Отсюда следует, что барометрический коэффициент общей компоненты на уровне 700 mb равен **-0.38 %/mb**. Аналогично определяются плотности температурного коэффициента мюонной компоненты всех энергий $W_{\mu}^{T}(h_0,h)$ =**0.06** $W_{s}^{T}(h_0,h)$ +**0.94** $W_{h}^{T}(h_0,h)$. На рис. 00 приведены плотности температурных коэффициентов медленных, быстрых и мюонов всех энергий. Плотность температурного коэффициента общей компоненты на уровне 700 mb определяется как **0.06(%/°C)δT₀+0.76** $\int_0^{h_0} W_{\mu}^{T}(h)\delta T(h)dh$**,** где δT_0 – вариация приземной температуры, *δT(h)* – вариация температурного профиля атмосферы.

Для общей компоненты можно записать

$$\frac{\delta I_T}{I_T} = \begin{cases} \alpha_s \delta T_0 + C_h \cdot \int_0^{h_0} W_T(h)\delta T(h)dh \\ \alpha_s \delta T_0 + C_h \alpha_T \delta T_{eff} \\ \alpha_s \delta T_0 + C_h \overline{\alpha_T} \delta T_m \end{cases}$$

Литература.

1.
2.
3.
4.
5. [Дорман, Метеоэффекты].
6.
7.