

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 523.165

В.М. БОНДАРЕНКО, Н.В. ДЕМИН, Б.М. КУЖЕВСКИЙ

**ЗАВИСИМОСТЬ ВОСХОДЯЩЕГО ПОТОКА ЛИТОСФЕРНЫХ НЕЙТРОНОВ
ОТ ВЛАГОЗАПАСА СНЕЖНОГО ПОКРОВА**

Рассмотрены источники и процессы формирования восходящих потоков литосферных нейтронов вблизи земной поверхности, которые несут информацию о влажности пород, содержании в них нейтронопоглощающих химических элементов. Потоки достигают величин, легко измеряемых совершенной аппаратурой. Установлены линейные корреляционные связи между вариациями восходящих нейтронных потоков и толщиной снежного покрова, что открывает возможности использования установленной зависимости для дистанционных (с воздушных носителей) определений влагозапаса снежного покрова и прогноза лавиноопасных ситуаций в горных районах.

Проблема оценки влагозапаса снежного покрова горных территорий имеет важное значение для прогнозирования запасов воды в высотных зонах бассейнов рек для сельского хозяйства и гидротехнического строительства, а также обеспечения безопасности жизнедеятельности, в частности, прогноза схода снежных лавин.

Один из кардинальных путей решения этих задач — измерение потоков естественных нейтронов, величины которых, как известно, зависят от содержания в веществе. Первые эксперименты в этом направлении проведены еще в середине 70-х гг. прошлого столетия [6]. В экспериментах детектор нейтронов размещался на уровне земной поверхности и измерял величину водного эквивалента снега, располагавшегося над ним.

В эти же годы была исследована зависимость потока ионизирующей компоненты космического излучения от запаса воды в снежном покрове [1]. Измерения выполнены на одной из высокогорных снеголавинных станций в Таджикистане. Сравнение с данными стандартного весового способа определения снежного влагозапаса показало, что в предложенном методе указанный параметр определяется с погрешностью 10%, и она уменьшается по мере увеличения толщины снежного покрова.

Однако недостатком таких решений являлось стационарность устройств для измерений влагозапаса снежного покрова, следовательно, отсутствие возможности выполнять подобные измерения непрерывно и дистанционного, например, с воздушного носителя. Очевидно, что для этого необходимо было измерять не проходящие (падающие) потоки нейтронов и ионизирующей компоненты, а

восходящие из горных пород в атмосферу. Первые небезуспешные попытки в этом направлении предприняты в [3], правда, только для определения влажности горных пород в естественном залегании.

Цель настоящих исследований — получение экспериментальных доказательств наличия зависимостей восходящих потоков литосферных нейтронов не только от радиологических и других свойств пород, но и от влагозапаса в снежном покрове. Влияние радиоактивности и влажности пород изучены в [4].

Источники и формирование восходящих потоков естественных нейтронов вблизи земной поверхности

Восходящий поток нейтронов на границе земля—воздух формируется в результате взаимодействия различных излучений с горными породами (рис. 1) и несет информацию о свойствах горных пород (влажности, химическом составе), покрывающем их снеге (льде). Основные составляющие — альbedo падающего потока космических нейтронов, псевдоальbedo других компонент космического излучения, естественная радиоактивность горных пород и спонтанное деление изотопов урана и тория. Таким образом, источники восходящего потока нейтронов можно разделить на две группы: атмо- и литосферные.

К первой группе относятся источники, расположенные в воздухе: различные компоненты космического излучения, ответственные за формирование «чистого» альbedo нейтронов.

Вторая группа источников присутствует непосредственно в горных породах и объединяет ней-

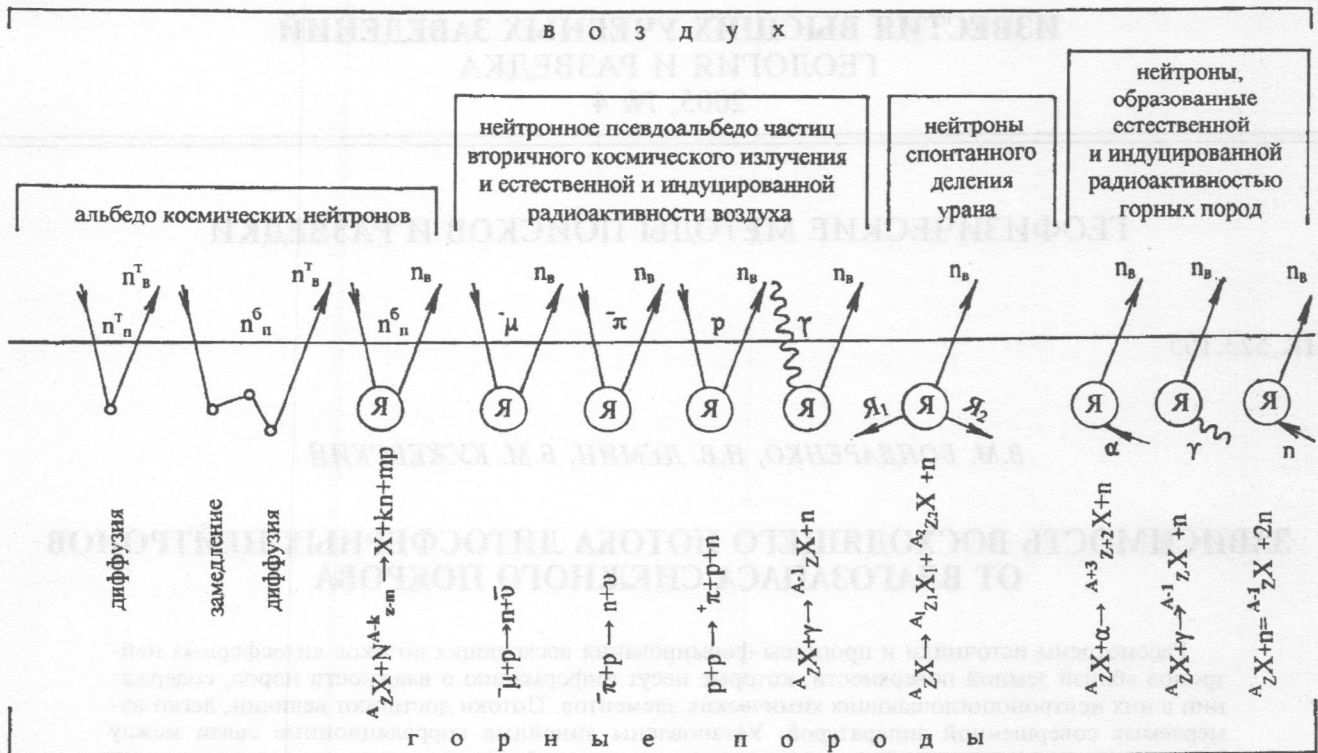


Рис. 1. Схема формирования восходящего потока нейтронов на границе земля-воздух: X — химический элемент (Z — атомный номер, A — массовое число); Я — ядро, n — нейтроны (т — тепловые, б — быстрые, п — падающие, в — восходящие); p — протон, μ — мюон, π — пион, α — частица, γ — квант, ν — нейтрино, N — нуклоны (n, p) высоких энергий

тронные поля, которые формируются в результате ядерных взаимодействий частиц космического излучения с горными породами, их естественной радиоактивности и спонтанного деления изотопов урана и тория.

Рассмотрим такие процессы более детально, ибо от величины вклада того или иного процесса в восходящий поток нейтронов зависят практические возможности метода.

Основной источник атмосферных нейтронов — ядерные взаимодействия первичных космических частиц, а также их вторичных продуктов с ядрами атомов в воздухе, в основном азота и кислорода [3]. Процессы, ответственные за появление нейтронной компоненты, — каскадный и испарения. Для первого характерны p-p, n-n и p-n — взаимодействия. Нуклоны участвуют в каскадном процессе до тех пор, пока их энергия не упадет ниже пороговой $E_{п}$, (≈ 40 МэВ для легких ядер, ≈ 50 МэВ для тяжелых).

Процесс испарения связан с возбуждением ядра. Средние числа испаряющихся нейтронов и протонов зависят от массового числа A химического элемента и от заряда исходного ядра. Так, число испарившихся нейтронов растет с увеличением избытка нейтронов, а число испарившихся протонов — с увеличением избытка протонов.

Медленные нейтроны образуются в основном в процессах, аналогичных испарению. К таким нейтронам добавляются также нейтроны более высоких энергий ($E \approx 3-100$ МэВ), образующиеся в δ -процессах. Хотя подобные нейтроны и не оказывают заметного влияния на энергетический спектр нейтронов < 1 МэВ, тем не менее приводят к изменению потока.

Вклад в общую скорость образования нейтронов под действием других компонент космического излучения (мюонной, широких атмосферных ливней, реакций фоторасщепления ядер γ -квантами) не превышает 10%.

В равновесной области атмосферы (в интервале глубин порядка 200 — 800 г/см² от верхней границы атмосферы) существует область равновесия между скоростями образования и поглощения нейтронов. С приближением к верхней и нижней границам атмосферы равновесие между скоростями образования и поглощения нейтронов в воздухе нарушается. У верхней границы атмосферы это обусловлено утечкой нейтронов в космическое пространство. Вблизи нижней границы атмосферы равновесие вновь нарушается из-за влияния земной поверхности: отражение и захват нейтронов верхними слоями земной коры, образование нейтронов в породах под действием космических лучей и естественной радиоактивности и др. Значение полной скорости образования нейтронов в равновесной области для широты 44° 6,2 н/с·см², а для всей Земли 4,6 н/с·см².

Нейтроны замедляются при столкновении с ядрами азота и кислорода. На уровне моря длина замедления L_3 330 м, длина диффузии L_d 75 м, время жизни τ_0 0,15с, время диффузии τ_d 0,07с, т. е. нейтрон с энергией 1 МэВ проходит от точки возникновения до точки поглощения в среднем ≈ 400 м.

Изменение потока нейтронов с высотой, измеренное вблизи земной поверхности, показало, что коэффициент ослабления нейтронного излучения составляет 0,75%/ГПа, что соответствует пробегу нейтронов 130—136 г/см².

Временные вариации нейтронного потока обусловлены тремя основными природными факторами: жесткостью магнитного обрезания первичных космических лучей, которая является функцией геомагнитных координат Земли (широтный и долготный эффекты); давлением и температурой атмосферы, которые определяют поглощение нейтронов массой воздуха; вариациями интенсивности первичных космических лучей, вызванными солнечной активностью, вспышками на Солнце и временными вариациями геомагнитного поля.

Поток нейтронного излучения возрастает от экватора к полюсу примерно в 1,6 раза. Область геомагнитных широт 20–50° наиболее чувствительна к долготному эффекту нейтронного излучения и составляет ≈ 1–2% на 1° долготы в зависимости от высоты.

Барометрический коэффициент, определяющий относительное изменение потоков нейтронов при изменении атмосферного давления на 1 Па, изменяется от –0,64 %/Па до –0,84 %/Па и слабо зависит от геомагнитной широты. Температурный коэффициент составляет несколько тысячных долей процента на один градус Цельсия.

Среди временных периодических вариаций нейтронной компоненты наибольшую амплитуду имеют 11-летние колебания — несколько десятков процента. Годовые вариации в среднем не превосходят несколько десятков процентов. Суточные и 27-дневные вариации только в отдельных случаях превышают 10%. При сильных магнитных бурях поток нейтронов имеет небольшой суточный ход, который не превышает нескольких процентов с максимумом примерно в полдень. Суммарный эффект изменения плотности восходящего потока тепловых нейтронов, обусловленный перепадом атмосферного давления в диапазоне около 250 Па и Форбуш-эффектом, составляет ≈ 20%. Непериодические вариации характеризуются сравнительно кратковременным, но очень значительным изменением плотности потока нейтронного излучения от нескольких десятков до нескольких сотен процентов.

Эта нейтронная компонента космического излучения формирует часть восходящего потока нейтронов на границе земля — воздух. В общем случае поле обратного рассеянного потока нейтронов определяется энергией, угловым распределением излучения и геометрией источника; формой, составом и толщиной рассеивателя; взаимным расположением источника, рассеивателя и точки детектирования, а также граничащей с рассеивателем средой, в которой находятся источники излучения и детектор.

Скорость образования нейтронов частицами космического излучения в единице массы вещества зависит от массового числа A химического элемента, в котором образуются нейтроны (рис. 2), и может быть приближенно оценена по формуле $Q_n [\text{н/г}\cdot\text{с}] = \kappa A^{1/3}$, где κ — коэффициент пропорциональности.

Прямая на рис. 2 соответствует зависимости

$$Q_n = 1,47 \cdot 10^{-5} A^{1/3} [\text{н}\cdot\text{г}^{-1}\cdot\text{с}^{-1}]. \quad (1)$$

Массовое число горных пород примерно соответствует $A(A)$, поэтому можно считать, что скорость генерации нейтронов в горных породах $4 \cdot 10^{-5} [\text{н/г}\cdot\text{с}]$.

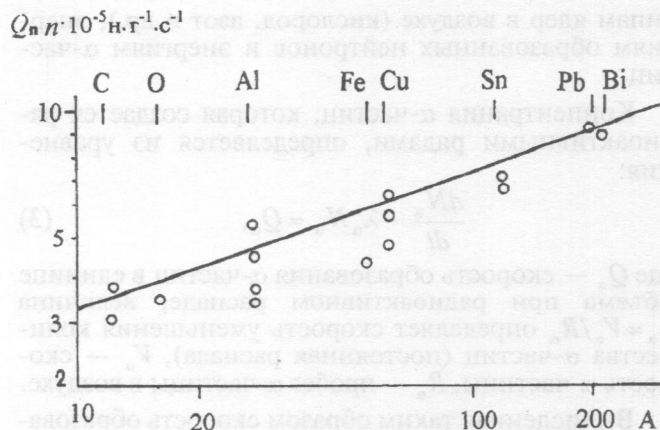


Рис. 2. Скорость образования нейтронов на уровне моря на геомагнитной широте 56° с.ш. в зависимости от массового числа A химического элемента, прямая линия — расчет по формуле (1)

Основными источниками нейтронов, связанными с радиоактивностью пород и руд, являются ядерные реакции типа (γ, n) , $(\gamma, 2n)$ и (α, n) , а также спонтанное и индуцированное деление ядер урана и тория. Фотонейтронные реакции (γ, n) , $(\gamma, 2n)$ в естественных условиях имеют подчиненное значение, так как реакции являются пороговыми. Среди стабильных ядер ${}^9\text{Be}$ и ${}^2\text{H}$ обладают наименьшими порогами реакции (соответственно 1,67 и 2,23 МэВ) и могут служить источниками нейтронов от естественных γ -квантов.

При спонтанном делении урана основной механизм образования нейтронов — испарение нейтронов из разлетающихся под действием кулоновского отталкивания возбужденных осколков деления. Полное число нейтронов, полученное как среднее из данных восьми независимых экспериментальных определений, $16 \pm 1,1 \text{ н/с}\cdot\text{кг } \text{U}^{238}$.

Плотность потока нейтронного излучения горных пород с фоновым содержанием радиоактивных элементов по измерениям в глубоких подземных выработках < 5% плотности потока нейтронов космического излучения на уровне моря.

Источниками тепловых и быстрых нейтронов в горных породах являются не только космические лучи, но и потоки α -частиц с энергиями от 5 до 9 МэВ. Ядерное взаимодействие α -частиц с ядрами химических элементов горных пород и геогаза приводит к образованию нейтронов [5].

Основными естественными α -излучателями являются восемь α -излучателей уранового ряда и шесть α -излучателей ториевого ряда. Вклад других природных α -излучателей, например, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{147}\text{Sm}$, вследствие малых концентраций и большого периода полураспада незначителен.

Для концентрации α -частиц $N_\alpha(E)$ с энергией E скорость генерации нейтронов в единице объема Q_n может быть найдена следующим образом [2]:

$$Q_n = \sum_{j,n} N_j N_\alpha(E) \tau_{\alpha j}^n(E) V_{\alpha j}, \quad (2)$$

где N_j — концентрация ядер j в воздухе, $\tau_{\alpha j}^n(E)$ — сечение образования нейтрона при взаимодействии α -частицы с ядром j , $V_{\alpha j}$ — относительная скорость, фактически совпадающая с V_α — скоростью α -частицы. Суммирование производится по всем

типам ядер в воздухе (кислород, азот и др.), энергиям образованных нейтронов и энергиям α -частиц.

Концентрация α -частиц, которая создается радиоактивными рядами, определяется из уравнения:

$$\frac{dN_\alpha}{dt} - \lambda_\alpha N_\alpha = Q_\alpha, \quad (3)$$

где Q_α — скорость образования α -частиц в единице объема при радиоактивном распаде, величина $\lambda_\alpha = V_\alpha/R_\alpha$ определяет скорость уменьшения количества α -частиц (постоянная распада), V_α — скорость α -частицы, R_α — пробег α -частицы в воздухе.

Вычисленная таким образом скорость образования α -частиц в единице объема Q_α для приземного слоя воздуха $\leq 6,4 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, а в почвенном воздухе в 10^4 раз и более выше, чем в атмосферном воздухе, скорость образования нейтронов равна Q_n , $4,65 \cdot 10^{-11} \text{ [н/см}^3 \cdot \text{с]}$.

Средняя энергия нейтронов, образующихся под действием α -частиц высоких энергий, $\approx 1 \text{ МэВ}$. Время жизни нейтронов таких энергий в земной атмосфере τ_n складывается из времени термализации t и времени захвата теплового нейтрона $t_n = 1/nv\tau = 0,07 \text{ с}$, где n — концентрация ядер азота, $v = 2200 \text{ м/с}$ — скорость теплового нейтрона, $\tau = 1,8 \text{ барн}$ — сечение захвата теплового нейтрона азотом.

Для $E_0 = 0,45 \text{ эВ}$, что соответствует энергии кадмиевого обрезания детектора измерительной аппаратуры, $t = 0,11 \text{ с}$, $\tau_n = t_n + t \approx 0,2 \text{ с}$. Тогда концентрация нейтронов

$$N_n = 4,65 \cdot 10^{-11} \cdot 0,2 = 9,3 \cdot 10^{-12} \text{ [н/см}^3 \cdot \text{с]}$$

Сравнение с экспериментальными данными для тех же энергий нейтронов, которые дают $N_n^{\text{exp}} = 4,8 \cdot 10^{-10} \text{ см}^{-3}$, приводит к отношению $N_n/N_n^{\text{exp}} \leq 2\%$, т. е. вклад подпочвенного радона, создающего дополнительные α -излучатели, в экспериментально наблюдаемую концентрацию нейтронов с $E \leq 0,45 \text{ эВ}$ составляет несколько процентов.

Для урановых рудников, где Q_α может достигать $5,6 \cdot 10^{-1} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, вклад нейтронов от радиоактивных изотопов достигает 100% в приземном слое воздуха.

Скорость образования α -частиц в горных породах на глубине $\approx 1 \text{ м}$ на четыре порядка выше, чем в приземном слое воздуха. α -частицы высоких энергий при взаимодействии с ядрами химических элементов пород также будут создавать нейтроны, половина которых выходит в атмосферу.

Расчеты, выполненные для кварцевого песка (SiO_2), каолинита ($\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$) и монтмориллонита, характерных минералов, слагающих осадочный чехол на территории Москвы и Подмосковья, дают потоки $n \cdot (10^{-7} \div 9,0 \cdot 10^{-4}) \text{ н/см}^2 \cdot \text{с}$ [2]. Отношение данных расчета к экспериментальным $5 \div 25\%$ для различных типов пород, т. е. «глубинный» радон может формировать до 25% восходящего потока нейтронов на границе земля—воздух.

Таким образом, радиоактивные изотопы, содержащиеся в верхних слоях покровных отложений и приземном слое воздуха могут создавать дополнительные потоки нейтронов, соизмеримые с генерируемыми космическими лучами.

Для достижения указанной выше цели — получения экспериментальных доказательств наличия зависимостей восходящих потоков литосферных нейтронов от влагозапаса в снежном покрове — проведены эксперименты, в которых детекторы тепловых и быстрых нейтронов помещались в различных местах снежного покрова и на земной поверхности.

В первом эксперименте детекторы тепловых и быстрых нейтронов располагались на поверхности снежного покрова, а после уборки снега на земной поверхности (рис. 3, а). При этом для измерения плотности потока быстрых нейтронов детектор тепловых нейтронов типа СБДБ-01 прибора РСУ-01 помещался в полиэтиленовый шар диаметром 15 см, сверху по всей поверхности покрытый слоем Сd толщиной 1 мм. Очевидно, что такие детекторы регистрировали нейтроны, приходящие со всех сторон: падающие из атмосферы, восходящие из горных пород, а также атмосферные альбедные.

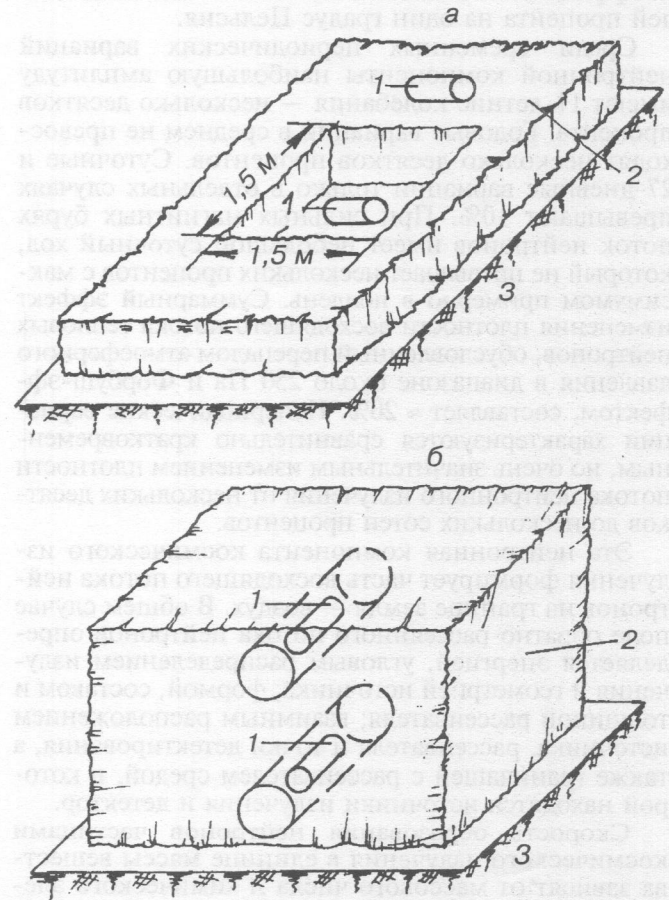


Рис. 3. Схема расположения детекторов нейтронов в первом (а) и втором (б) экспериментах: 1 — детектор тепловых или быстрых нейтронов; 2 — снежный покров; 3 — почвенный слой

Водный эквивалент снежного покрова в $\text{мм H}_2\text{O}$ определялся как отношение V/S , где V — объем воды в мм^3 , полученной из снега, взятого цилиндрическим пробоотборником с площадью основания $S 5410 \text{ мм}^2$ по направлению глубины снежного покрова.

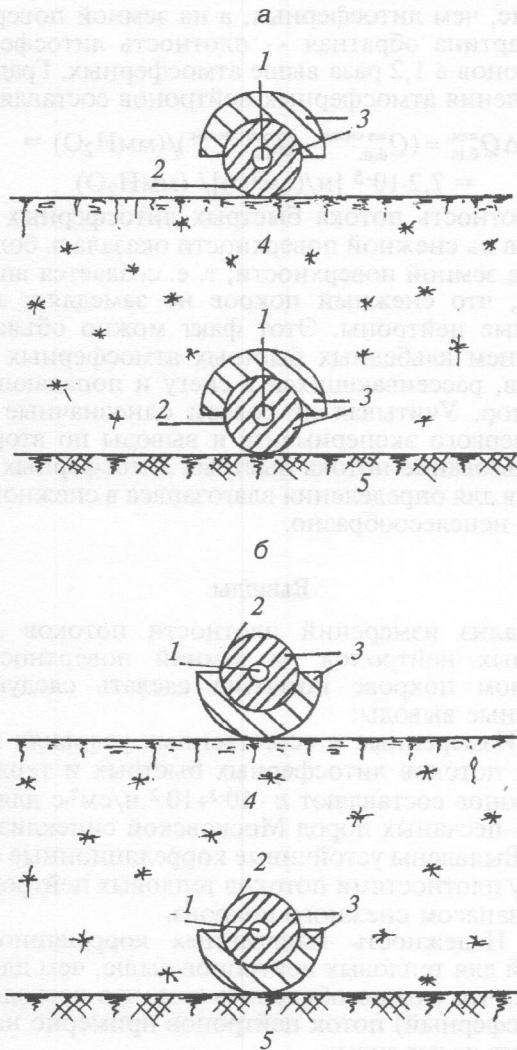


Рис. 4. Схемы измерений плотности потоков быстрых литосферных (а) и атмосферных (б) нейтронов при наличии снежного покрова: 1 — детектор тепловых нейтронов, 2 — кадмиевый экран, 3 — полиэтиленовый замедлитель, 4 — снежный покров, 5 — почвенный слой

Во втором эксперименте детектор тепловых нейтронов помещался на поверхности и внутри снежного покрова в горизонтальной цилиндрической полости (рис. 3, б).

В третьей серии экспериментов детектор быстрых нейтронов (полиэтиленовая сфера, покрытая слоем Cd, внутри которой располагался детектор тепловых нейтронов) накрывался сверху или снизу полиэтиленовой полусферой толщиной 4,5 см (рис. 4). Такой детектор помещался на поверхность снежного покрова и на земную поверхность под ним при известной водноэквивалентной толщине снежного покрова. Предполагалось, что при расположении замедляющей полусферы сверху детектор будет регистрировать быстрые литосферные нейтроны, а при расположении полусферы снизу — быстрые атмосферные нейтроны.

Результаты измерений

Результаты первого эксперимента подтвердили зависимость увеличения плотности потока тепловых нейтронов (рис. 5, а) и уменьшения плотности

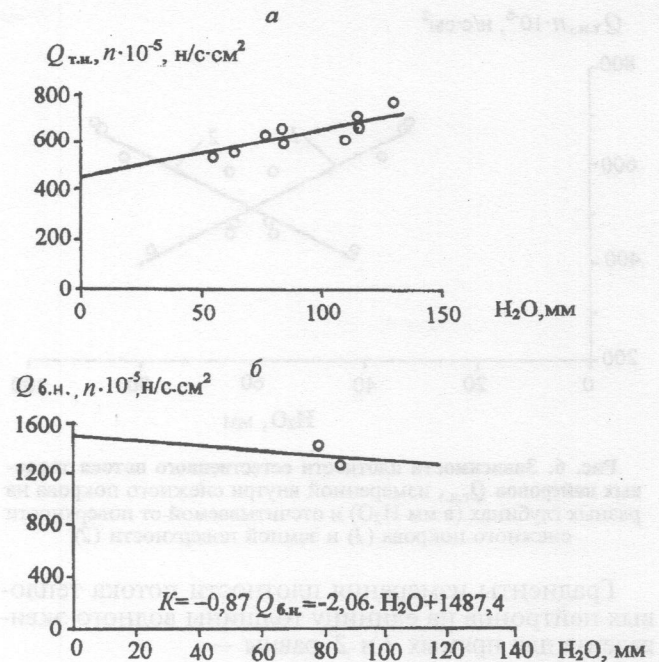


Рис. 5. Зависимости плотности естественного потока тепловых нейтронов $Q_{т.н.}$ (а) и быстрых нейтронов $Q_{б.н.}$ (б), измеренной на поверхности снежного покрова (в мм H_2O)

потоков быстрых нейтронов (рис. 5, б) от возрастания влагозапаса в снежном покрове от 55 мм до 130 мм воды. Более надежные данные об указанной зависимости получены для потока тепловых нейтронов. Это следует не только из разброса экспериментальных данных, но и из коэффициентов корреляции, которые выше для тепловых нейтронов, а также градиентов, которые для тепловых нейтронов составляют:

$$dQ_{т.н.}/d(\text{мм H}_2\text{O}) = 1,71 \cdot 10^{-5} [\text{н}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})]/(\text{мм H}_2\text{O}),$$

а для быстрых —

$$dQ_{б.н.}/d(\text{мм H}_2\text{O}) = -2,06 \cdot 10^{-5} [\text{н}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})]/(\text{мм H}_2\text{O}).$$

Различия чувствительности потоков тепловых и быстрых нейтронов к изменению влагозапаса в снежном покрове объясняется тем, что эта зависимость формируется в основном восходящими (так называемыми литосферными) потоками нейтронов, примерно на 80% состоящими из тепловых нейтронов.

Следует подчеркнуть, что плотности потоков нейтронов при слое воды 0 мм соответствуют результатам измерений на земной поверхности для тепловых нейтронов — средняя величина из восьми измерений $(480 \pm 245) \cdot 10^{-5} [\text{н}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})]$, а для быстрых — среднее из пяти измерений $(1476 \pm 343) \cdot 10^{-5} [\text{н}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})]$.

Во втором эксперименте также изучалась зависимость плотности потока тепловых нейтронов от влагозапаса в снежном покрове. При этом толщину снежного покрова в водном эквиваленте можно отсчитывать от поверхности снега (рис. 6, 1), либо от земной поверхности (рис. 6, 2). Прямым соответствием следующие уравнения и коэффициенты корреляции:

$$1. Q_{т.н.} = -5,3699 \text{H}_2\text{O} + 847,45; K = 0,92,$$

$$2. Q_{т.н.} = 5,3699 \text{H}_2\text{O} + 170,66; K = 0,92.$$

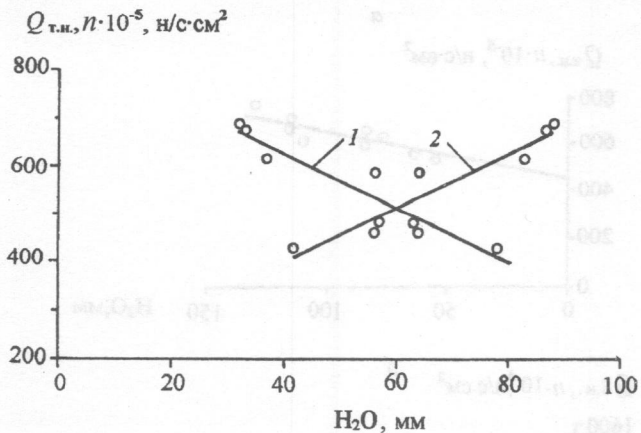


Рис. 6. Зависимости плотности естественного потока тепловых нейтронов $Q_{т.н.}$, измеренной внутри снежного покрова на разных глубинах (в мм H_2O) и отсчитываемой от поверхности снежного покрова (1) и земной поверхности (2)

Градиенты измерения плотности потока тепловых нейтронов на единицу толщины водного эквивалента для прямых 1 и 2 равны —

$$5,0 \cdot 10^{-5} \text{ [н/(см}^2 \cdot \text{с)]/(мм } H_2O),$$

что примерно в 3 раза больше, чем в первом эксперименте. Такое различие может быть объяснено технологическими ошибками измерений, в частности, неучетом влияния цилиндрической полости, а также возможными временными вариациями естественных потоков нейтронов, которые также не учитывались.

Результаты третьей серии измерений представлены в таблице.

Плотности потоков быстрых нейтронов при различных положениях полиэтиленового замедлителя

Расположение замедлителя	Сверху		Снизу	
	На снегу	Под снегом	На снегу	Под снегом
Расположение детектора	На снегу	Под снегом	На снегу	Под снегом
$Q_{б.н.}$, н/(см ² ·с)	0,01106± 0,00240	0,00935± 0,00233	0,01332± 0,00320	0,00758± 0,00248

Примечание. Толщина слоя снега при расположении детектора на снегу — 75–120, под снегом — 80 мм H_2O .

Таким образом, на поверхности снежного покрова плотность потока атмосферных нейтронов

больше, чем литосферных, а на земной поверхности картина обратная — плотность литосферных нейтронов в 1,2 раза выше атмосферных. Градиент замедления атмосферных нейтронов составляет

$$\Delta Q_{б.н.}^{атм.} = (Q_{б.н.}^{на\ снегу} - Q_{б.н.}^{под\ снегом}) / (\text{мм } H_2O) = 7,2 \cdot 10^{-5} \text{ [н/(см}^2 \cdot \text{с)]/(мм } H_2O).$$

Плотность потока быстрых литосферных нейтронов на снежной поверхности оказалась больше, чем на земной поверхности, т. е. создается впечатление, что снежный покров не замедляет литосферные нейтроны. Этот факт можно объяснить наличием альбедных быстрых атмосферных нейтронов, рассеивающихся в снегу и попадающих в детектор. Учитывая не совсем однозначные данные первого эксперимента и выводы по второму, использование потока быстрых литосферных нейтронов для определения влагозапаса в снежном покрове нецелесообразно.

Выводы

Анализ измерений плотности потоков литосферных нейтронов на земной поверхности и снежном покрове позволил сделать следующие основные выводы:

1. Измеренные в естественных условиях плотности потоков литосферных быстрых и тепловых нейтронов составляют $n \cdot 10^{-3} \pm 10^{-2}$ н/см²·с для глинисто-песчаных пород Московской синеклизы.

2. Выявлены устойчивые корреляционные связи между плотностями потоков тепловых нейтронов и влагозапасом снежного покрова.

3. Надежность выявленных корреляционных связей для тепловых нейтронов выше, чем для быстрых, что можно объяснить тем, что восходящий (литосферный) поток нейтронов примерно на 80% состоит из тепловых.

4. Учитывая данные экспериментов, использование потоков быстрых литосферных нейтронов для определения влагозапаса в снежном покрове нецелесообразно.

5. Исследования в области изучения потоков литосферных нейтронов необходимо продолжить в направлении изучения влияния переменной концентрации нейтронопоглощающих химических элементов, а также временных вариаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдюшин С.И., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Определение запаса воды в снежном покрове по измерениям ионизирующей компоненты космического излучения // Метеорология и гидрология. 1973. № 12. С. 83–85.
- Беляева Е.А., Кужевский Б.М. и др. Источники нейтронов и природа временных вариаций потока нейтронов вблизи земной коры // Физическая экология. 1999. № 4. С. 89–96.
- Бондаренко В.М., Кульков Б.Н. Метод альбеда космических нейтронов изучения влажности пород // Новые методы инженерной геофизики. М.: Недра, 1983. 223 с.
- Бондаренко В.М., Демин Н.В., Кужевский Б.М. Формирование потоков литосферных нейтронов под воз-

- действием радиоактивности и влажности горных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 3. С. 53–57.
- Горшков Г.В. и др. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М.: Атомиздат, 1966. 351 с.
- Wada M., Kodama M., Kawasaki. Development of cosmic-ray snow gauge // Jap. J. Appl. Phys. 1975. V. 52. P. 187–197.

Российский государственный геологоразведочный университет
Московский государственный университет
Рецензент — А.А. Никитин