

## ИССЛЕДОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ СЕЗОННЫХ ВАРИАЦИЙ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА РАДОНА В ЗОНЕ РАЗЛОМА

© 2021 г. П. С. Микляев<sup>а</sup>, \*, Т. Б. Петрова<sup>б</sup>, \*\*

<sup>а</sup>Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Уланский пер., 13, стр. 2, Москва, 101000 Россия

<sup>б</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, химический факультет, кафедра радиохимии, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 3, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: [peterm7@inbox.ru](mailto:peterm7@inbox.ru)

\*\*e-mail: [alpinzayac@mail.ru](mailto:alpinzayac@mail.ru)

Поступила в редакцию 06.02.2020 г.

После доработки 01.04.2020 г.

Принята к публикации 05.04.2020 г.

В результате двухлетнего цикла наблюдений, проводимых в зоне разлома в районе магматического массива Бештау (Кавказские Минеральные Воды), зарегистрированы аномальные сезонные колебания плотности потока (эксхалиции) радона, характеризующиеся максимумами летом и минимумами зимой. В теплый период года (с конца апреля по начало октября) значения плотности потока радона колебались в диапазоне (4.5–23.8) Бк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>, в то время как в холодный период (с ноября по март) снижались до (0.04–0.17) Бк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Выявлена тесная корреляция между плотностью потока радона и температурой атмосферного воздуха (коэффициент корреляции Пирсона составляет 0.8). Результаты моделирования переноса радона в горном массиве показывают, что сезонные колебания плотности потока радона в зоне разлома обусловлены инверсией направления конвективного переноса радона в трещинных зонах горного массива. Летом конвективный поток радона направлен из горного массива в атмосферу, а зимой, наоборот, из атмосферы в горный массив. В теплый период скорость конвективного переноса колеблется от 5 до 28 м сут<sup>-1</sup>, а в холодный период от –2 до –4 м сут<sup>-1</sup>. Формирование сезонных радоновых аномалий в зонах тектонических нарушений обусловлено, скорее всего, эффектом термоиндуцированной циркуляции атмосферного воздуха в горном массиве, т.е. циркуляцией атмосферного воздуха в проницаемых зонах горного массива, возникающей за счет перепада температур между горным массивом и атмосферой. Сезонные аномалии радона должны учитываться, как при составлении карт радонового риска, так и при применении радона, как трассера природных процессов в геохимических и геофизических исследованиях.

**Ключевые слова:** радон, плотность потока радона, сезонные вариации радона, разломная зона, конвективный транспорт

**DOI:** 10.31857/S001675252104004X

### ВВЕДЕНИЕ

Радон — благородный радиоактивный газ, промежуточный член рядов радиоактивного распада урана и тория. Радон постоянно образуется в горных породах и рыхлых отложениях за счет распада радия, и одновременно сам постоянно распадается с образованием радиоактивных изотопов тяжелых металлов — полония, висмута и свинца. Будучи химически инертным, радон легко мигрирует в порово-трещинном пространстве пород и поступает к поверхности земли, однако, расстояние, на которое этот газ может переноситься отдельно от материнских изотопов радия, ограничено его коротким периодом полураспада. Существуют три природных изотопа радона — <sup>219</sup>Rn (период полураспада 3.96 с, ряд распада <sup>235</sup>U), <sup>220</sup>Rn (период полураспада 55.6 с, ряд <sup>232</sup>Th)

и <sup>222</sup>Rn (период полураспада 3.8 дня, ряд <sup>238</sup>U). В данной статье рассматривается наиболее долгоживущий изотоп <sup>222</sup>Rn, дочерний продукт <sup>226</sup>Ra, представляющий наибольший интерес как значимый источник природного облучения населения, а также как трассер современных природных процессов, протекающих в геологической среде. К настоящему моменту известно большое количество исследований, посвященных изучению поведения радона в земной коре в связи с различными геофизическими, геохимическими и геоэкологическими задачами. В частности, аномальные концентрации радона в почве, грунтовых водах, в зданиях широко используются во всем мире в качестве признака современной активности тектонических разломов (King, 1978; King et al., 1996; Baubron et al., 2002; Hernández et al., 2004; Рудаков, 2009; Papastefanou, 2010; Walia et al.,

2010; Inan et al., 2012; Семинский, Бобров, 2013; Семинский и др., 2014; Ciotoli et al., 2015; Drolet, Martel, 2016; Neri et al., 2016; Moreno et al., 2018). Предполагается, что изменения напряженно-деформируемого состояния земной коры, вызванные высвобождением сейсмической энергии, могут привести к миграции коровых флюидов вверх вдоль трещинных зон, изменяя тем самым геохимические характеристики разломов (Annunziatellis et al., 2008). Общепринято мнение, что радоновые аномалии в зонах тектонических нарушений являются результатом относительно быстрого объемного переноса газов через разломы и трещины из более глубоких пород, богатых радием (Utkin, Yurkov, 2010). В некоторых исследованиях предполагается даже возможность поступления радона к поверхности за счет процессов мантийной дегазации (Moreno et al., 2016). В этой связи, радон рассматривается в качестве индикатора активных разломов и окружающих их зон повышенной трещиноватости, являющихся каналами глубинной дегазации земной коры (King et al., 1996; Vaubron et al., 2002; Ciotoli et al., 2015).

В последние десятилетия, особенно с развитием оборудования для непрерывных измерений, все чаще стали появляться сообщения о регистрации высокоамплитудных сезонных колебаний концентрации подпочвенного радона и плотности потока радона в зонах активных тектонических нарушений (Рудаков, 2009; Inan et al., 2012; Zmazek et al., 2002; Font et al., 2008; Moreno et al., 2009; Moreno et al., 2016; Микляев и др., 2016). Вариации характеризуются, как правило, аномально высокими уровнями радона летом и крайне низкими зимой. Во всех исследованиях отмечается тесная корреляция между уровнями радона и температурой атмосферного воздуха. Причины аномальных вариаций радона в зонах разломов к настоящему моменту до конца не ясны и объясняются разными авторами по-разному. Очевидно, что сезонные колебания концентрации радона в подпочвенном воздухе не могут быть объяснены изменениями сейсмических напряжений, поскольку сейсмическая и геодинамическая активность не имеют выраженного сезонного цикла с максимумами летом и минимумами зимой (существование гипотетических “геодеформационных волн сезонной периодичности”, предполагаемых В.П. Рудаковым (2009), не подтверждается сейсмическими данными). Большинство авторов считают, что сезонные вариации радона могут быть связаны с ухудшением проницаемости трещинных зон в зимний период за счет насыщения их влагой, что вызывает резкое снижение скорости миграции флюидов по разломам в приповерхностной части земной коры (Zmazek et al., 2002; Inan et al., 2012; Moreno et al., 2016). При этом корреляция между концентрацией подпочвенного радона и температурой воздуха считается вторич-

ной. Вместе с тем, в работах (Микляев и др., 2016; Маренный и др., 2016) установлено, что в зоне активного разлома в районе Байкальского рифта снижение уровней эксхалляции радона зимой может быть связано не столько с уменьшением скорости, сколько с изменением направления конвективного переноса радона. Было установлено, что летом конвективный перенос радона направлен из горного массива в атмосферу, а зимой, наоборот, из атмосферы в горный массив. Однако причины подобной инверсии направления переноса оставались неясными.

В литературе также описаны случаи регистрации аналогичных сезонных радоновых аномалий вне зон разломов (Arvela et al., 1994; Sundal et al., 2008; Moreno et al., 2009; Perrier et al., 2009; Schmidt, 2014). Подобные аномалии регистрировались на склонах и были приурочены к выходам на дневную поверхность слоев высоко проницаемых образований различного генезиса. Например, валунно-галечниковых отложений (Arvela et al., 1994; Sundal et al., 2008), грубообломочного материала урановых отвалов (Schmidt, 2014) или пирокластических отложений с развитой системой соединяющихся пор и каналов (Moreno et al., 2009). В отличие от активных тектонических нарушений, где причины вертикального конвективного переноса газов кажутся очевидными, возможность формирования объемных восходящих газовых потоков вне разломных зон требует особого обоснования. В этой связи, в работах (Sundal et al., 2008; Schmidt, 2014) было выдвинуто предположение, что причиной формирования сезонных радоновых аномалий является “термоиндуцированная” циркуляция атмосферного воздуха в проницаемых областях горного массива, возникающая за счет перепада температур между массивом и атмосферой (эффект “дымовой трубы” в горном массиве). Этот эффект достаточно давно и хорошо известен как один из ведущих факторов, определяющих естественный воздухо- и теплообмен в природных и искусственных подземных полостях, имеющих выходы, расположенные на разных гипсометрических отметках (Лукин, 1965; Голод, Голод, 1974; Дегтярев, 2018). Термоиндуцированная циркуляция атмосферного воздуха возможна в любых проницаемых областях — пещерах, штольнях, слоях проницаемых отложений, зонах трещиноватости и т.п. В общем виде, эффект заключается в следующем. Летом, когда температура горного массива ниже температуры атмосферного воздуха, более холодный и плотный воздух в проницаемых областях горного массива опускается вниз и разгружается в атмосферу у подножия склона, при этом создающееся в массиве разрежение компенсируется поступлением воздуха в проницаемую зону в верхней части склона. Зимой, наоборот, воздух в недрах горного массива более теплый, чем в окружающей атмо-

сфере, в результате чего он разгружается в атмосферу у вершины, при этом возникающее разрежение компенсируется затягиванием атмосферного воздуха в массив у подножия склонов. По мере движения через проницаемые зоны, воздух обогащается радоном за счет эманирования пород, что обуславливает формирование радоновых аномалий в местах разгрузки воздушных потоков. Таким образом, у подножия склонов формируются сезонные радоновые аномалии с максимумами летом и минимумами зимой, а в верхней части склонов наблюдаются сезонные аномалии обратного характера – с максимумами зимой и минимумами летом. Для формирования сезонных радоновых аномалий, обусловленных термоиндуцированной конвекцией, необходимы следующие условия: 1) наличие в горном массиве проницаемой среды (система связанных между собой и не заполненных водой пустот); 2) наличие выходов проницаемой зоны на дневную поверхность на разных гипсометрических отметках; 3) перепад температур между атмосферным воздухом и горным массивом; 4) значимые концентрации радия в массиве. Очевидно, что термоиндуцированная циркуляция атмосферного воздуха может развиваться в зонах трещиноватости, в том числе, связанных с тектоническими разломами, и быть причиной сезонных вариаций радона, регистрируемых в таких зонах. Данный механизм хорошо объясняет сезонную смену направления конвективного переноса радона, наблюдаемую нами ранее в зоне Байкальского рифта (Микляев и др., 2016; Маренный и др., 2016).

Задачей данного исследования является организация мониторинговых исследований в зоне радоновой аномалии, связанной с разломом, с целью уточнения наших знаний о механизмах формирования радоновых аномалий и о причинах сезонных вариаций эксхалляции радона в зонах разломов. Для проведения исследований был выбран район Кавказских Минеральных Вод, характеризующийся наиболее благоприятными условиями для подобного рода исследований, а именно, современной сейсмической и геодинамической активностью, повышенными концентрациями природных радионуклидов в геологической среде, хорошей доступностью и развитостью инфраструктуры. В зоне разлома на склонах горы Бештау проводились периодические измерения плотности потока радона ( $J_{Rn}$ ) с поверхности почвы и температуры воздуха с дискретностью близкой к ежемесячной. Измерения проводились в период с июня 2017 г. по настоящее время (май 2019 г.).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

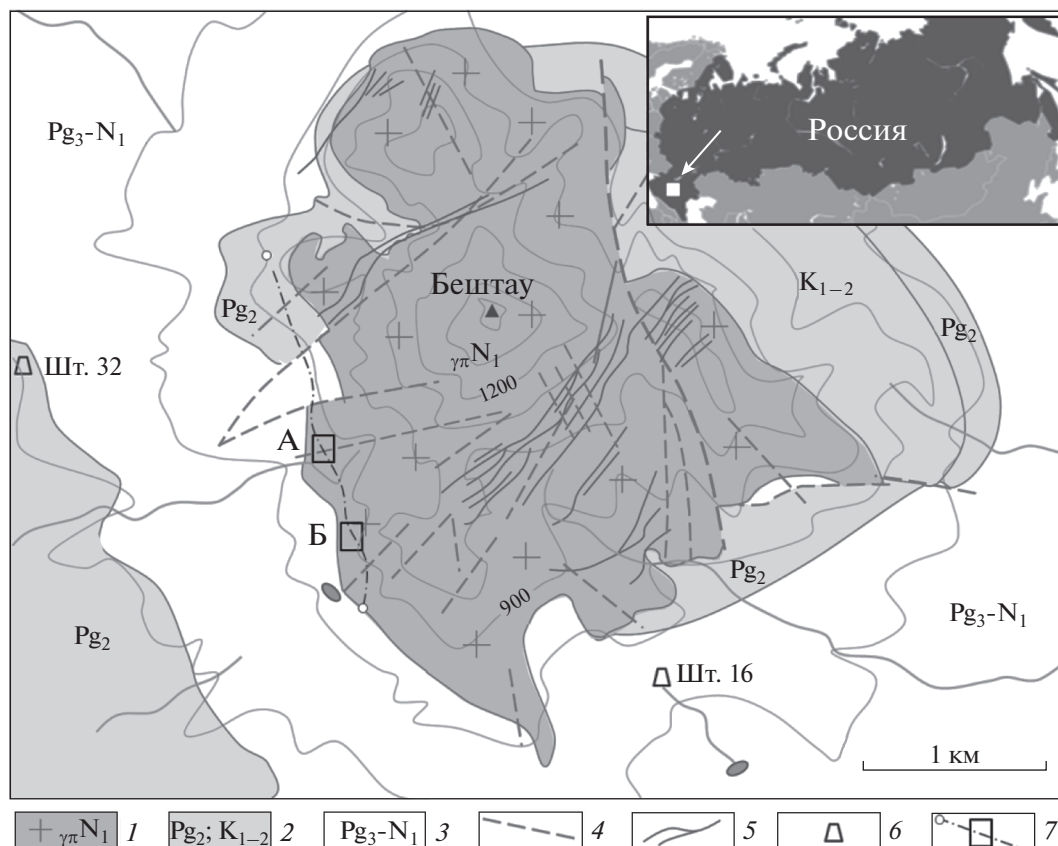
### *Геологические условия*

Исследуемый район расположен в регионе Кавказских Минеральных Вод (КМВ), в 100 км к

северу от Главного Кавказского хребта в пределах Минераловодского поднятия. Характерной особенностью региона является группа отдельных гор-“лакколитов” причудливой формы, которые являются результатом внедрения кислых щелочных магм, произошедших в миоцене. Интрузии приурочены к зоне пересечения широтного Предкавказского краевого прогиба и меридионального Транскавказского тектонического поднятия. Незначительные тектонические движения и гидротермальная активность в регионе продолжают и в настоящее время (Сазонов и др., 2009). Схематическая геологическая карта района исследований приведена на рис. 1.

Горный массив Бештау – центральный и самый крупный в группе “лакколитов” КМВ, абсолютная высота главного пика составляет 1401 м. Центральная часть массива представляет собой сложный многофазный интрузив неогеновых (миоценовых) щелочных гранит-порфиров, трахитов и липаритов, которые в совокупности известны как “бештауниты”. К магматическому массиву примыкает возвышенная равнина, сложенная меловыми и палеогеновыми осадочными отложениями – известняками, мергелями, песчаниками, местами перекрытыми олигоцен-миоценовыми глинами майкопской серии (рис. 1). По периферии массива в процессе внедрения магм осадочные отложения чехла местами были затянута в поднятие, опрокинута и выведена на дневную поверхность. В настоящее время меловые известняки, мергели и песчаники слагают восточные склоны горы. Магматические породы Бештау и продукты их разрушения характеризуются высокой естественной радиоактивностью (Сидякин и др., 2016). В зонах дробления массива преимущественно северо-восточного простирания присутствуют жильные урановые руды с концентрациями урана от сотых долей процента до целых процентов. Наиболее крупная система рудных жил “Скала” расположена в юго-западной части массива (Машковцев и др., 2010; Соколова и др., 2013).

С конца 1940-х до начала 1980-х годов в пределах массива Бештау осуществлялась разработка Бештаугорского уранового месторождения. Урановый рудник был расположен в юго-западной и южной части горы и состоял из 13 горизонтов штолен и штреков с абсолютными отметками устьев от 720 м до более 1200 м, соединенных двумя вертикальными шахтами. С 1990-х годов по настоящее время проведено несколько этапов реабилитации территории. Устья штолен в большинстве случаев были погашены (разрушены взрывом) или забетонированы, отвалы террасированы и покрыты защитным глинистым экраном. Две штольни нижнего горизонта (№ 16 и № 32) были сохранены и используются до настоящего времени в технических целях и для контроля уровней радиации (Карпенко и др., 2009).



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района исследований (по Соколовой и др., 2013). Условные обозначения: 1 – миоценовые кислые щелочные магматические породы – бештауниты; 2 – меловые и палеогеновые осадочные отложения: известняки, мергели, песчаники; 3 – олигоцен-миоценовые глины (майкопская серия); 4 – разломы и зоны трещиноватости; 5 – жилы урановых руд; 6 – не погашенные штольни; 7 – положение аномальной (А) фоновой (В) измерительных площадок, а также профиля предварительных измерений.

Массив Бештау рассечен сложной системой тектонических нарушений. Существует две основных системы разломов и трещин: меридиональная, включающая Главный разлом Бештау и диагональная, с которой связаны урановые руды. Разломы имеют локальное распространение в магматическом теле и практически не прослеживаются в осадочном чехле, за исключением флексуры протягивающейся на некоторое расстояние от Главного меридионального разлома Бештау. По периферии массива в осадочной толще предполагаются разломы кольцевого и полукольцевого типа.

Подземные воды в районе исследований представлены грунтовыми, а также трещинными и трещинно-шахтными водами. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка – в родниках на склонах горы, а также через устья штолен бывшего уранового рудника. Грунтовые воды приурочены к рыхлым делювиально-пролювиальным отложениям, имеют спорадическое распространение преимущественно в ложбинах стока, оврагах

и балках, непосредственно на участках радонового мониторинга не проявлены. Трещинные и трещинно-шахтные воды, циркулируют в разломах и трещинах магматических пород и характеризуются резко повышенными концентрациями радионуклидов уранового ряда – урана, радия и радона. Воды не имеют прямой гидравлической с водоносными горизонтами окружающего массив осадочного чехла. Уровни трещинных вод в ходе эксплуатации уранового рудника были сдrenированы до абсолютных отметок 720 м, в настоящее время воды разгружаются на дневную поверхность из штолен нижнего горизонта. Периодически, главным образом, в июне в результате ливневых дождей, уровни трещинных вод поднимаются, что приводит к их разгрузке в трещинных зонах и разрушенных устьях штолен на более высоких абсолютных отметках, однако, уже к середине июля, как правило, уровни спадают до прежних отметок.

Значительное содержание урана и радия в магматических породах и рыхлых склоновых образованиях обуславливает высокие концентрации ра-

дона в подпочвенном воздухе и подземных водах региона, а также в домах, расположенных в населенных пунктах, прилегающих к массиву Бештау. Территория характеризуется высоким радоновым потенциалом, это одна из наиболее радоноопасных территорий в России (Lezhnin et al., 2011).

#### *Схема измерений*

Исследования сезонных вариаций скорости эксхалации радона проводились на западном склоне Бештау, наименее затронутом техногенной деятельностью в ходе разработки урановых руд. В начале лета 2017 года на территории были проведены предварительные исследования, включающие измерения плотности потока радона с поверхности грунта, объемной активности радона в атмосферном воздухе на высоте 1 м от поверхности, мощности дозы гамма-излучения, а также отбор и анализ проб почв и горных пород (Микляев и др., 2018). Исследования проводились по профилю, протягивающемуся вдоль западного склона Бештау и пересекающему системы разломов северо-западного простирания. Длина измерительного профиля составляла около 3.0 км с расстоянием между точками измерения 50–100 м. По результатам предварительных исследований была обнаружена локальная зона, характеризующаяся аномально высокими значениями  $J_{Rn}$ , достигающими 16 Бк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>. Полученное значение в среднем в 20 раз превышает фоновые уровни, определенные для данной части Бештау (Микляев и др., 2018), в 200 раз превышает допустимый уровень, рекомендуемый для участков застройки (Основные санитарные... 2010), и почти в 500 раз – средний мировой показатель (UNSCEAR, 2000). Аномальная зона расположена в 500 м севернее Бештаугорского мужского монастыря на кольцевой Бештаугорской дороге. Координаты по GPS N 44.09234°; E 43.00884°, абсолютная отметка 850 м. Анализ геологических данных показывает, что аномальные уровни эксхалации радона, скорее всего, связаны с одним из тектонических нарушений диагональной системы (рис. 1). Более подробно результаты предварительных исследований приведены в публикации (Микляев и др., 2018). На участке, характеризующемся аномальным радоновым полем, была оборудована площадка для мониторинговых измерений  $J_{Rn}$  (т.н. “аномальная” площадка).

За пределами зоны разлома был выбран участок, где по результатам предварительных исследований, устойчиво регистрировались значения  $J_{Rn}$ , соответствующие фоновым уровням, характерным для данной территории (“фоновая” площадка). Фоновая площадка расположена в 300 м южнее аномальной, на той же абсолютной отметке (850 м). Обе площадки расположены в преде-

лах массива магматических пород, перекрытых рыхлыми склоновыми образованиями, представляющими собой дресву с многочисленными обломками бештаунитов. Свойства приповерхностных рыхлых образований на обеих площадках, такие как содержание радия, плотность, проницаемость и т.п. очень близки (Микляев и др., 2018). На каждой площадке дополнительно был проведен отбор проб и измерено содержание в них естественных радионуклидов (<sup>226</sup>Ra, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K), а также определены физические свойства грунтов – плотность и влажность. Расположение профиля предварительных измерений, а также аномальной и фоновой площадок показано на рис. 1.

На каждой площадке в течение двух лет с июня 2017 по настоящее время (май 2019 года) проводятся одновременные мониторинговые измерения плотности потока радона в трех точках (расстояние между точками 1.5–2.0 м). Среднее значение по трем точкам принимается в качестве результата измерений на каждой площадке. Кроме того, на высоте 1 м от поверхности земли с той же регулярностью измеряется температура воздуха. Измерения на площадках проводятся с периодичностью близкой к ежемесячной.

#### *Используемые приборы и методы*

Для измерения плотности потока радона с поверхности грунта применяется метод открытой камеры с активированным углем. Измерения выполняются с помощью измерительного мониторингового комплекса “Камера-01”, разработанного научно-техническим центром “НИТОН” (Россия). Принцип метода открытой камеры с активированным углем (Tsapalov et al., 2016) заключается в поглощении радона, поступающего в течение определенного времени с ограниченной поверхности почвы, рабочим слоем активированного угля, расположенным в основании открытой накопительной камеры. Поступление влаги и радона из окружающей атмосферы предотвращается с помощью защитного слоя угля, расположенного в верхнем отверстии камеры. Накопительные камеры устанавливаются на поверхности земли в специальных неглубоких лунках со снятым дерном. Время экспозиции камер на поверхности грунта составляет 4–8 ч. После экспозиции уголь пересыпается в специальные герметичные емкости и хранится в течение 3 ч для достижения радиоактивного равновесия между радоном и его короткоживущими продуктами распада. Во избежание потерь радона за счет десорбции, температура хранения угля соответствует температуре, при которой проводилась экспозиция. Содержание <sup>222</sup>Rn в активированном угле определяется по активности β-излучающих дочерних продуктов радона. Для измерений используется бета-радиометр на основе газоразрядного счетчика, входя-

щий в комплект оборудования “Камера-01”. Погрешность измерения активности радона в угле не более 20% ( $2\sigma$ ). Плотность потока радона с поверхности почвы рассчитывается как функция активности накопленного в угле радона, площади накопительной камеры и времени экспонирования камеры. При расчете также используется поправочный коэффициент, учитывающий влияние влажности и температуры среды на сорбционную способность угля. Метод позволяет регистрировать значения активности радона в диапазоне  $3 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$  Бк  $\text{м}^{-2} \text{с}^{-1}$  при температуре окружающего воздуха от  $-15$  до  $+40^\circ\text{C}$  и относительной влажности воздуха до 95%. Общая неопределенность результата измерений не превышает 40% в широком диапазоне температуры и влажности окружающей среды, характерном для полевых условий (Tsapalov et al., 2016).

Измерения содержания радионуклидов природного происхождения ( $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ ) в образцах почв, рыхлых образований и горных пород проводились методом  $\gamma$ -спектрометрии. Образцы почв и поверхностных пород отбирались с глубин до 0.5 м. Пробы высушивали, измельчали до однородности, выдерживали на открытом воздухе для удаления свободного радона и проводили предварительные измерения. Затем контейнеры герметизировались и хранились в течение одного месяца, для достижения радиоактивного равновесия между  $^{226}\text{Ra}$  и его короткоживущими продуктами распада. По истечении этого срока проводились повторные измерения. Полученные результаты использовались для расчета коэффициента эманирования ( $E$ ) для каждого образца по следующей формуле:

$$E = \frac{C_{\text{Ra}} - C_{\text{Ra}}^*}{C_{\text{Ra}}},$$

где  $C_{\text{Ra}}^*$  – результат предварительного измерения содержания радия при отсутствии радиоактивного равновесия с дочерними продуктами (первое измерение),  $C_{\text{Ra}}$  – истинное содержание радия в образце (повторное измерение в условиях радиоактивного равновесия с дочерними продуктами).

Измерения проводились с помощью гамма-спектрометрического комплекса на основе полупроводникового детектора из высокочистого германия (фирма Ortec), оснащенного свинцовой защитой с медным напылением. Относительная эффективность детектора составляет 25%. Активность  $^{226}\text{Ra}$  определялась по средней активности трех отдельных пиков дочерних нуклидов:  $^{214}\text{Pb}$  по линии 295 и 352 кэВ и  $^{214}\text{Bi}$  по линии 609 кэВ. Активность  $^{232}\text{Th}$  была определена по  $^{228}\text{Ac}$  по линии 911 кэВ.  $^{40}\text{K}$  определяли по линии

1461 кэВ. Погрешность измерений составляет не более 15% ( $2\sigma$ ).

Температура воздуха измерялась с помощью цифрового прибора X-Line AeroTemp. Диапазон измерения температуры от  $-10$  до  $+45^\circ\text{C}$ , разрешение  $0.2^\circ\text{C}$ , точность  $\pm 2^\circ\text{C}$ .

Другие метеорологические параметры для анализа корреляций с временными вариациями плотности потока радона были взяты по данным ближайшей метеостанции Минеральные Воды, расположенной в 14 км от измерительного участка (информация предоставлена сайтом “Расписание Погоды”, [gr5.ru](http://gr5.ru)). Сопоставление измеренной температуры воздуха в зоне радоновой аномалии на склоне горы Бештау с данными метеостанции (рис. 2) показывают некоторое расхождение, обусловленное высотной поясностью (абсолютная высота метеостанции и участка наблюдений составляют около 300 и 850 м соответственно).

Однако в целом динамика изменения температуры в обеих точках схожая, что оправдывает использование метеорологических данных, полученных на метеостанции Минеральные Воды для целей нашей работы.

#### Математическое моделирование переноса радона

Для оценки направления и скорости конвективного переноса радона в горном массиве в районе радоновой аномалии, было проведено моделирование переноса радона в геологической среде. Использовалась одномерная математическая модель переноса радона в пористой среде при стационарных условиях (параметры модели не изменяются во времени). Известно, что для однородной полубесконечной пористой среды стационарный диффузионно-конвективный перенос радона только в вертикальном направлении описывается уравнением (Яковлева, 2002):

$$\frac{\partial^2 C(z)}{\partial z^2} + \frac{v}{D_e} \frac{\partial C(z)}{\partial z} - \frac{\lambda}{D_e} C(z) + \frac{C_\infty}{\epsilon D_e} = 0, \quad (1)$$

где  $C(z)$  – концентрация радона в почвенном газе, Бк  $\text{м}^{-3}$ ;  $D_e$  – эффективный коэффициент диффузии радона,  $\text{м}^2 \text{с}^{-1}$ ;  $v$  – скорость вертикального конвективного переноса радона в грунтах,  $\text{м} \text{с}^{-1}$ ;  $\lambda$  – константа распада  $^{222}\text{Rn}$ ,  $\text{с}^{-1}$ ;  $\epsilon$  – пористость (пустотность) массива, доли ед.;  $C_\infty$  – ожидаемая концентрация радона в объеме массива в состоянии векового равновесия с радием, Бк  $\text{м}^{-3}$ .

Ожидаемая концентрация радона в объеме массива  $C_\infty$  может быть найдена с помощью выражения:

$$C_\infty = C_{\text{Ra}} E \rho, \quad (2)$$

где  $C_{\text{Ra}}$  – содержание радия в массиве, Бк  $\text{кг}^{-1}$ ;  $E$  – коэффициент эманирования, доли ед.;  $\rho$  – плотность грунта,  $\text{кг} \text{м}^{-3}$ .

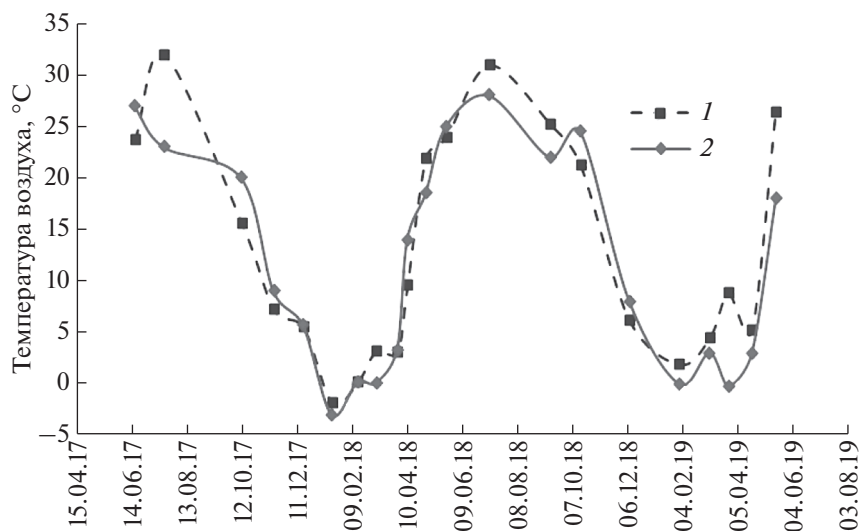


Рис. 2. Сопоставление температуры воздуха на метеостанции Минеральные Воды (1) и в точке наблюдений на горе Бештау (2).

Решение уравнения (1) с учетом граничных условий  $C(0) = 0$  и  $C(\infty) = C_\infty$  позволяет получить следующее соотношение для расчета плотности потока радона ( $J_{Rn}$ , Бк  $m^{-2} c^{-1}$ ) с поверхности почвы (Яковлева, 2002):

$$J_{Rn} = D_e C_\infty \left[ \sqrt{\left(\frac{v}{2D_e}\right)^2 + \frac{\lambda}{D_e}} + \frac{v}{2D_e} \right]. \quad (3)$$

Если перенос радона происходит с преобладанием диффузии ( $v = 0$ ) и почва сухая, то выражение (3) преобразуется в простое соотношение, аналогичное известному уравнению, приведенному в (UNSCEAR, 2000):

$$J_{Rn} = C_{Ra} E \rho \lambda L, \quad (4)$$

где  $L$  – диффузионная длина  $^{222}Rn$ , м.  $L = \sqrt{D_e/\lambda}$ .

Остальные обозначения в формулах (3) и (4) соответствуют формулам (1) и (2).

В модели приняты следующие допущения: 1) реальный горный массив аппроксимируется сплошным однородным изотропным полупространством с заданными эффективными параметрами; 2) перенос радона предполагается только по вертикальной оси; 3) концентрация радона в атмосфере принята равной нулю (первое граничное условие); 4) концентрация радона на предельной глубине ( $C_\infty$ ) принята соответствующей состоянию векового равновесия радона с радием, содержащимся в горных породах (второе граничное условие). Перечисленные допущения, разумеется, не в полной мере соответствуют реальным условиям: 1) горный массив является неоднородной дискретной средой, состоящей из слабопроницаемых блоков и трещин; 2) перенос

радона происходит в трехмерном пространстве; 3) концентрация радона в приземном воздухе, особенно в зоне радоновой аномалии, отлична от нуля, а в отдельные периоды может достигать 4000 Бк  $m^{-3}$  (Микляев и др., 2018), однако, в основном концентрация радона в атмосфере в 100–1000 раз ниже, чем в горном массиве, что делает данное допущение отчасти оправданным; 4) концентрация радия, на основе которой рассчитывается значение ( $C_\infty$ ), непосредственно определена только для пород, выходящих на дневную поверхность, в то время как в глубине массива, в зоне залегания урановых руд, концентрация радия и, соответственно, радона может быть значительно выше. Перечисленные допущения не позволяют использовать модель для количественного прогноза плотности потока радона с поверхности почвы в аномальных зонах. Тем не менее, для грубой оценки, прежде всего, направления конвективного переноса радона в реальной зоне разлома предлагаемая модель вполне пригодна.

Цель первого этапа моделирования заключалась в оценке эффективного коэффициента диффузии радона в грунтах ( $D_e$ ) в соответствии с формулой (4). Для этого были использованы результаты мониторинга на фоновой площадке, где есть все основания предполагать преобладание диффузионного механизма переноса радона. Использовались средние значения плотности потока радона и свойств грунтов (плотности, концентрации радия, коэффициента эманирования), полученные по результатам непосредственных измерений.

Конечной целью моделирования была оценка направления и скорости конвективного переноса радона на аномальной площадке в соответствии с формулой (3). Входные данные – показатели



**Таблица 1.** Средние значения, дисперсия и диапазон варьирования плотности потока радона на измерительных площадках в разные сезоны (Среднее  $\pm$  СО (Мин–Макс))

Измерительная площадка	Плотность потока радона, Бк м <sup>-2</sup> с <sup>-1</sup>		
	лето	зима	среднее за год
Аномальная	10.1 $\pm$ 7.0 (4.5–23.8)	0.09 $\pm$ 0.04 (0.04–0.17)	5.6 $\pm$ 7.6 (0.04–23.8)
Фоновая	0.42 $\pm$ 0.09 (0.31–0.60)	0.37 $\pm$ 0.12 (0.15–0.50)	0.38 $\pm$ 0.10 (0.15–0.60)

свойств грунтов, входящих в формулу (кроме  $D_e$ ), а также среднее значение плотности потока радона с поверхности почвы были приняты по результатам непосредственных измерений на площадке. Значение эффективного коэффициента диффузии радона принималось по результатам расчета на фоновой площадке, что допустимо, учитывая близкие свойства грунтов на обеих площадках. Значения скорости конвективного переноса радона в геологической среде (переменной  $v$ ) выбирались для каждого сеанса измерений таким образом, чтобы рассчитанные значения плотности потока радона не отличались от фактически измеренных более чем на 10%.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты мониторинговых измерений плотности потока радона на аномальной и фоновой площадке приведены в табл. 1 и на рис. 3. Как видно из приведенных данных, на фоновой площадке  $J_{Rn}$  в сезонном цикле практически не меняется. В то же время на аномальной площадке зарегистрированы чрезвычайно значительные по амплитуде сезонные колебания плотности потока радона. Летом регистрируются аномально высокие значения, превышающие фон в десятки раз, осенью происходит резкое и очень существенное снижение  $J_{Rn}$ , и в течение зимы скорость эксхалляции радона остается аномально низкой, в 4–5 раз ниже фоновых уровней. Весной плотность потока радона вновь резко увеличивается.

Аномальные сезонные колебания  $J_{Rn}$  в зоне разлома устойчиво повторяются в течение двух лет. Осеннее снижение и весенний рост плотности потока радона приурочены к моментам, когда температура атмосферного воздуха становится, соответственно, ниже или выше температуры горного массива (пунктирные вертикальные линии на рис. 3). Значение температуры горного массива (11.5°C) принято по результатам многолетних температурных замеров в урановых штольнях, расположенных на тех же гипсометрических отметках.

Сравнение сезонной динамики плотности потока радона в зоне разлома с колебаниями метеорологических параметров показывает, прежде всего, тесную связь между  $J_{Rn}$  и температурой воздуха ( $T_B$ ), измеренной непосредственно в точке мониторинга. Зависимость плотности потока радона от температуры представлена на рис. 4. Как видно из рисунка эта зависимость носит резко нелинейный характер и может быть аппроксимирована экспоненциальной функцией вида:

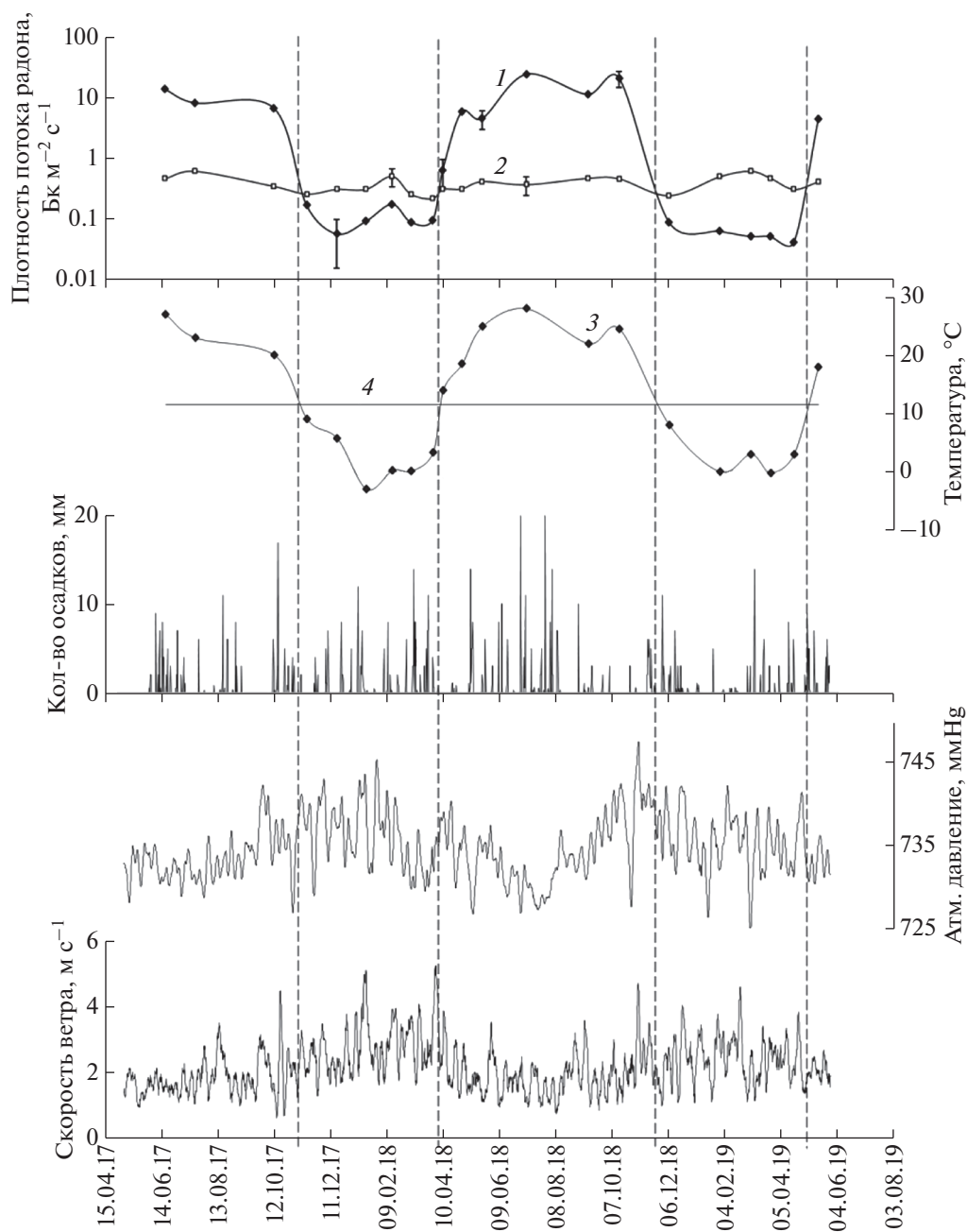
$$J_{Rn} = 0.043e^{0.2385T_B}. \quad (5)$$

Коэффициент детерминации  $R^2 = 0.89$ . Коэффициент корреляции Пирсона между  $\lg(J_{Rn})$  и  $T_B$  равен 0.95, коэффициент корреляции между  $J_{Rn}$  и  $T_B$  составляет 0.80 (уровень значимости  $\alpha = 0.005$ ), что свидетельствует о весьма тесной связи между этими величинами.

На рис. 5 приведены временные ряды температуры атмосферного воздуха, наблюдаемой плотности потока радона и модельной плотности потока радона – теоретической функции температуры, рассчитанной по формуле (5). Как видно из рисунка, измеренные и теоретические значения  $J_{Rn}$  очень хорошо согласуются друг с другом. Это подтверждает ведущую роль температуры воздуха, как фактора, обуславливающего сезонные колебания  $J_{Rn}$  в зоне разлома.

Столь тесных корреляций между сезонными вариациями плотности потока радона и другими метеофакторами, такими как атмосферное давление ( $P_a$ ), скорость ветра ( $V_w$ ) и сумма осадков за 5 дней, предшествующих дате проведения измерений ( $\Phi$ ), не обнаруживается. Считается, что колебания атмосферного давления и скорости ветра могут влиять на условия переноса радона в массиве горных пород, и соответственно величину  $J_{Rn}$ . Так, увеличение атмосферного давления меняет интенсивность вентиляции зон трещиноватости, снижая конвективный поток радона, особенно при резком и значительном росте давления (Sundal et al., 2008, Нивин, 2018, Фирстов и др., 2007). Ветер также в определенных условиях может существенно влиять на конвективные потоки газов в горном массиве, что четко установлено в районах с постоянными сильными ветрами (Arvela et al., 1994). Однако эти факторы вызывают, как прави-





**Рис. 3.** Временные вариации: плотности потока радона на аномальной площадке (1) и на фоновой площадке (2), температуры атмосферного воздуха (3) и воздуха в недрах горного массива (4), а также других метеорологических параметров в зоне разлома на западном склоне массива Бештау.

ло, более высокочастотные и относительно малоамплитудные вариации радона, которые, очевидно, не могут быть зафиксированы в ходе измерений с дискретностью около одного раза в месяц, выполняемых в рамках данного исследования. Нами обнаружена лишь очень слабая обратная корреляция между  $J_{Rn}$  и  $V_w$  (коэффициент корреляции Пирсона  $-0.34$ ), а также между  $J_{Rn}$  и  $P_a$  (коэффициент корреляции Пирсона  $-0.22$ ). Проверка значимости коэффициентов корреляции с по-

мощью  $t$ -критерия Стьюдента показала, что корреляция между плотностью потока радона и скоростью ветра значима только при  $\alpha = 0.1$ . Корреляция между плотностью потока радона и атмосферным давлением даже при  $\alpha = 0.1$  не является значимой. Скорость ветра и атмосферное давление действительно проявляют слабый сезонный тренд с некоторым увеличением в холодный период и снижением летом (рис. 3), однако, выявленные слабые корреляции с плотностью

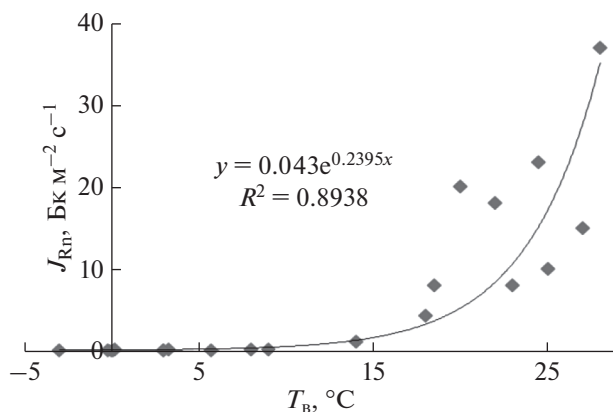


Рис. 4. Зависимость плотности потока радона ( $J_{Rn}$ ) от температуры воздуха ( $T_B$ ) в зоне разлома.

потока радона, скорее всего, не являются следствием прямых причинно-следственных связей.

Влияние атмосферных осадков на эксхалляцию радона обычно связывают с водонасыщением пор и трещин и, соответственно, снижением интенсивности переноса радона в среде. Как упоминалось выше, многие авторы (Zmazek et al., 2002; Inan et al., 2012; Moreno et al., 2016) считают осадки основным фактором, ответственным за аномальные сезонные вариации радона, обнаруженные в зонах разломов. Однако полученные нами данные свидетельствуют об отсутствии корреляции между  $J_{Rn}$  и  $\phi$ . Коэффициент корреляции Пирсона равен 0.15. Проверка значимости коэффициента корреляции с помощью  $t$ -критерия Стьюдента показала, что корреляция не является значимой даже при  $\alpha = 0.1$ . Анализ данных, приведенных в литературе, показывает, что отрицательные корреляционные связи между аномальными сезонными колебаниями радона и количеством осадков

зарегистрированы в основном в Средиземноморье (Испания, Словения, Турция), где жаркое сухое лето сменяется влажной дождливой зимой (Zmazek et al., 2002; Inan et al., 2012; Moreno et al., 2016). В регионах, где осадки не проявляют четкого сезонного хода, а зимой, к тому же выпадает снег (Норвегия, Финляндия, Байкал, Северный Кавказ), совершенно аналогичные сезонные колебания радона не проявляют корреляции с количеством осадков (Arvela et al., 1994; Sundal et al., 2008; Маренный и др., 2016). Это свидетельствует о том, что наблюдаемые в некоторых случаях корреляции между  $J_{Rn}$  и  $\phi$ , по-видимому, являются “кажущимися”, не обусловленными прямой причинно-следственной связью. По нашему мнению, роль атмосферных осадков, как фактора, влияющего на эксхалляцию радона, в условиях хорошо дренированных трещиноватых горных массивов, особенно в зонах тектонических нарушений, несколько преувеличена. Существенное ухудшение транспортных свойств среды, связанное с водонасыщением пор и трещин после дождей, несомненно, приводит к снижению эксхалляции радона в тонкопористых рыхлых отложениях, что доказано многочисленными экспериментальными исследованиями, например, (Winkler et al., 2001; Szabó et al., 2013; Jüriado et al., 2014; Маренный и др., 2016). Однако, механический перенос подобных представлений на горные массивы, представляющие собой дискретную среду, состоящую из практически непроницаемых блоков и раскрытых трещин, простирающихся на значительную глубину, очевидно, неправилен. В таких условиях влага надолго не задерживается в трещинах т.к. происходит быстрая “провальная фильтрация” выпавших осадков. Иными словами, в хорошо проницаемых скальных массивах при достаточно глубоком залегании подземных вод существенного насыщения трещин водой в

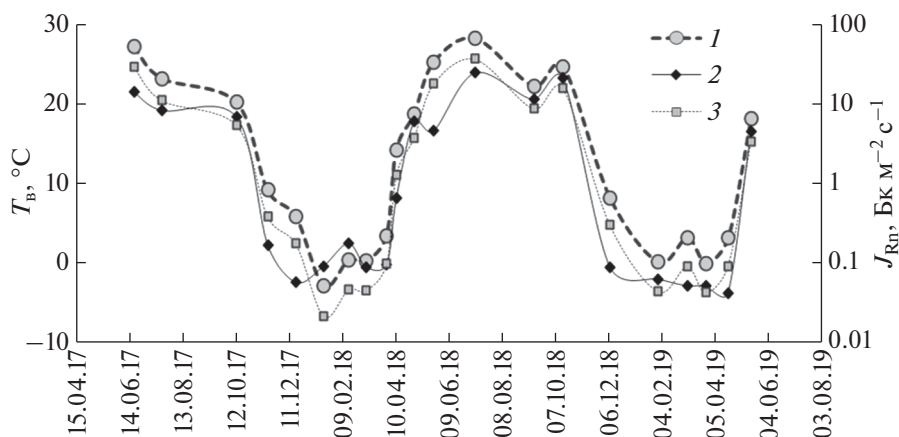


Рис. 5. Временные ряды температуры атмосферного воздуха (1), наблюдаемой плотности потока радона (2) и модельной плотности потока радона — теоретической функции температуры (3) в зоне разлома.

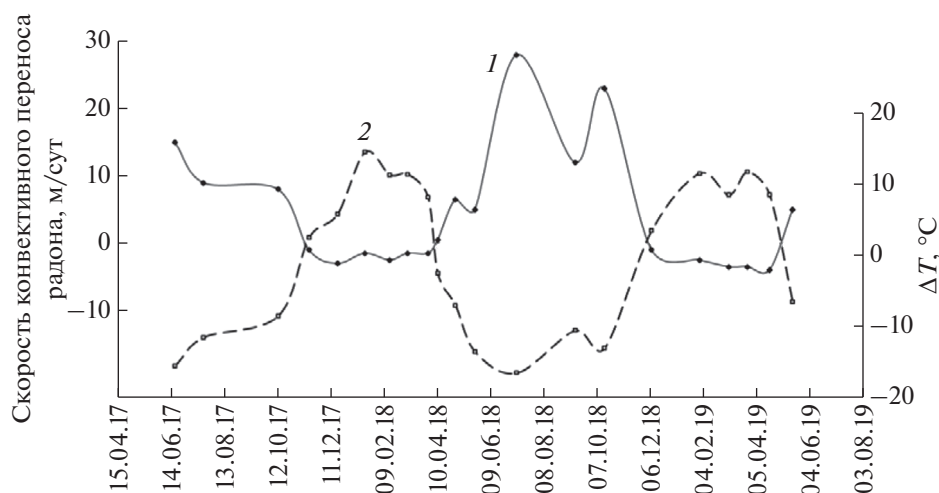


Рис. 6. Скорость конвективного переноса радона (1) на аномальной площадке и разница температур между горным массивом и атмосферой (2).

результате выпадения атмосферных осадков не происходит, и этот фактор слабо влияет на перенос радона. Данное предположение подтверждается результатами, полученными для хорошо проницаемого массива, например, в работе (Sundal et al., 2008), где, отсутствие связи концентрации почвенного радона с атмосферными осадками убедительно подтверждено непрерывными измерениями данных параметров в течение года.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что фактором, наиболее существенно влияющим на сезонную динамику  $J_{Rn}$ , является температура воздуха, связь с остальными метеопараметрами, такими как, атмосферное давление, скорость ветра и количество осадков, значительно слабее, либо совсем отсутствует.

Результаты моделирования показали, что на фоновой площадке перенос радона может быть удовлетворительно описан диффузионной моделью, без привлечения конвективного транспорта ( $v = 0$ ). При этом полученные расчетные значения коэффициента диффузии радона близки к верхней границе типичного диапазона  $D_e$  для почв и грунтов (UNSCEAR, 2000). Значение коэффициента диффузии радона, полученное по результатам расчетов, а также средние значения показателей свойств приповерхностных рыхлых образований на измерительных площадках, используемые в расчетах, приведены в таблице 2.

На аномальной площадке перенос радона не может быть описан диффузионной моделью. Для получения удовлетворительного совпадения результатов расчета с экспериментальными данными, необходимо использование диффузионно-конвективной модели переноса (см. формулу (3)). Результаты расчета скорости конвективного переноса радона на аномальной площадке показаны на рис. 6. Также на рис. 6 показаны значения разницы температур между массивом горных пород и атмосферным воздухом ( $\Delta T = T_r - T_b$ ).

Как видно из рисунка, скорость конвективного переноса радона подвержена весьма существенным вариациям. Наблюдается тесная отрицательная корреляция между скоростью конвективного переноса и разностью температур между горным массивом и атмосферой (коэффициент корреляции Пирсона  $-0.85$  при  $\alpha = 0.005$ ). Летом на аномальной площадке получены чрезвычайно высокие положительные значения скорости конвективного переноса радона, достигающие  $28.0 \text{ м сут}^{-1}$ , зимой же скорость конвективного переноса радона принимает отрицательные значения, достигающие  $-4.0 \text{ м сут}^{-1}$ , т.е. атмосферный воздух затягивается в горный массив. Инверсии направления конвективного переноса радона четко приурочены к моментам инверсии разности температур (рис. 6).

Обращает на себя внимание существенная (в 7 раз) разница между абсолютными величинами

Таблица 2. Средние значения показателей свойств приповерхностных рыхлых образований на измерительных площадках

Литологический тип	$C_{Ra}$ , Бк $\text{кг}^{-1}$	$E$ , доли ед.	$\rho$ , $\text{кг м}^{-3}$	$C_{\infty}$ , кБк $\text{м}^{-3}$	$D_e$ , $\text{м}^2 \text{с}^{-1}$
Дресва, обломки бештаунитов	210	0.25	1900	75	$1.2 \times 10^{-5}$

скорости конвективного переноса радона летом и зимой. Отчасти это может быть связано с более концентрированной разгрузкой воздушных потоков в летний период, обусловленной естественными причинами. В то же время, расчетная скорость переноса радона в летний период может быть завышена в связи с возможным неполным соответствием принятой модели реальным условиям. В используемой модели концентрация радона на предельной глубине ( $C_{\infty}$ ) в соответствии с условием векового равновесия радона с радием, принималась равной  $75 \text{ кБк м}^{-3}$  (табл. 2). Однако исследуемый разлом может пересекать горные выработки бывшего Бештаугорского уранового рудника, где концентрация радона обусловлена поступлением радона из урановых руд и может быть существенно выше. Наши измерения в одной из заброшенных штолен показали, что концентрация радона в рудничном воздухе в большинстве случаев составляет  $(60\text{--}80) \text{ кБк м}^{-3}$ , что соответствует расчетному значению, однако в отдельных зонах может достигать  $(300\text{--}500) \text{ кБк м}^{-3}$ . В летний период возможно поступление в разломную зону воздуха, обогащенного радоном, из рудничного пространства, что может приводить к завышению расчетной скорости переноса радона, полученной по формуле (4), по сравнению с реальными значениями.

Несмотря на, возможно, завышенные значения скорости переноса в летний период, моделирование убедительно показало, что сезонные колебания плотности потока радона в зоне разлома связаны с изменением направления конвективного потока воздуха в горном массиве. Смена направления переноса радона, в свою очередь, связано с инверсией перепада температур между горным массивом и атмосферой, что и обуславливает наблюдаемую тесную нелинейную связь плотности потока радона с температурой воздуха.

Сезонная динамика  $J_{Rn}$  устойчиво повторяется на исследуемом участке в течение двух лет. Как упоминалось выше, аналогичные колебания  $J_{Rn}$  в разломной зоне, связанные с изменением направления переноса, были зафиксированы нами ранее в районе Байкальского рифта, существенно отличающимся от региона Кавказских Минеральных Вод тектоническими, геологическими и климатическими условиями (Микляев и др., 2016). То есть, отмеченные аномальные сезонные колебания  $J_{Rn}$ , связанные с инверсией направления конвективного переноса радона, судя по всему, распространены достаточно широко, и не являются случайной особенностью какого-то одного годового цикла, отдельного тектонического нарушения, или определенного региона.

Наблюдаемые явления могут быть удовлетворительно объяснены механизмом термоиндуцированной циркуляции атмосферного воздуха в

горном массиве (эффектом “дымовой трубы”). Как было описано выше, в горном массиве за счет перепада температур с окружающей атмосферой создается градиент давления, и воздух в зонах повышенной трещиноватости движется зимой вверх от подножия к вершине, а летом вниз от вершины к подножию. В результате, в верхней части склонов зимой теплый воздух разгружается из проницаемых зон в атмосферу, а летом атмосферный воздух затягивается в горный массив. У подножия склонов, наоборот, зимой атмосферный воздух затягивается в горный массив, а летом нисходящие потоки холодного воздуха разгружаются в атмосферу. В местах разгрузки конвективных потоков воздуха формируются сезонные радоновые аномалии. Рассматриваемая в данной работе радоновая аномалия на склоне горы Бештау (как и большинство других сезонных радоновых аномалий в зонах разломов, описанных в литературе) расположена в нижней части склона, что объясняет наблюдаемую динамику переноса конвективных потоков воздуха и плотности потока радона с максимумами летом и минимумами зимой.

Необходимо отметить, что имеющиеся данные (результаты измерений с периодом близким к 1 разу в месяц) позволяют составить лишь весьма общую схему переноса радона за счет термоиндуцированной конвекции, которая в целом объясняет только сезонную динамику плотности потока радона. В реальности существует множество дополнительных факторов, которые могут локально, но, по-видимому, существенно влиять на скорость и направление переноса воздушных потоков и, соответственно, модулировать  $J_{Rn}$  в аномальных зонах, а, в некоторых случаях, возможно, и положение радоновых аномалий в пространстве. Это и неравномерность нагрева/охлаждения горного массива, например, за счет разной экспозиции склонов или неоднородности теплофизических свойств пород, и неоднородность проницаемости трещин, обусловленная, например, колебаниями уровней подземных вод, конденсацией влаги на стенках трещин, сейсмическими деформациями, и внешние факторы – ветровая нагрузка, температурные инверсии в атмосфере и т.п. Несмотря на то, что в сезонном цикле влияние этих факторов нами не выявлено, они могут оказывать, и, скорее всего, оказывают влияние на более высокочастотные вариации плотности потока радона в аномальных зонах.

Предлагаемая схема предполагает существование в верхней части горных массивов радоновых аномалий с максимумами зимой и минимумами летом. Однако такой тип аномалий регистрируется значительно реже, по-видимому, в связи с тем, что их поиск существенно затруднен, т.к. требует проведения исследований зимой и к тому же в верхней труднодоступной части массива, харак-

теризующейся крутыми уклонами и отсутствием какой-либо инфраструктуры. В этой связи в районе массива Бештау подобные аномалии пока не были обнаружены, однако работы в этом направлении ведутся.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам двухлетних наблюдений в районе массива Бештау в зоне тектонического нарушения выявлены устойчиво повторяющиеся аномально высокие сезонные колебания плотности потока радона с максимумами летом и минимумами зимой. Значения  $J_{Rn}$  в аномальной зоне варьировали в пределах четырех порядков от 0.04 до  $23.8 \text{ Бк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , в то время как на соседней площадке, расположенной вне разлома,  $J_{Rn}$  в течение всего периода наблюдений колебалась в диапазоне 0.15–0.6  $\text{Бк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  не обнаруживая выраженного сезонного хода. Сравнение сезонных вариаций плотности потока радона в разломной зоне с колебаниями метеорологических параметров показывает наличие весьма тесной корреляции с температурой атмосферного воздуха, в то время как с другими метеопараметрами, такими как скорость ветра, атмосферное давление и количество осадков, корреляционные связи очень слабые или вообще отсутствуют. Результаты моделирования свидетельствуют о том, что причиной аномальных колебаний  $J_{Rn}$  является изменение направления конвективных воздушных потоков, переносящих радон в массиве. Летом конвективный перенос радона направлен из горного массива в атмосферу, а зимой — из атмосферы в горный массив. Смена направления конвективного потока воздуха в трещинной зоне, сопровождающаяся резким ростом или падением плотности потока радона, происходит в моменты, когда температура воздуха становится, соответственно, выше или ниже температуры горного массива. Полученные результаты позволяют предполагать, что обнаруженная сезонная радоновая аномалия обусловлена термоиндуцированной циркуляцией атмосферного воздуха в зоне разлома, возникающей за счет перепада температур между массивом и атмосферой. Это процесс вызывает формирование в горном массиве конвективных воздушных потоков, направленных летом вниз — от вершины к основанию склонов, а зимой вверх — от основания к вершине, что и приводит к наблюдаемым сезонным вариациям радона.

Термоиндуцированную циркуляцию атмосферного воздуха в горных массивах, по-видимому, следует рассматривать как основной процесс, вызывающий аномальные сезонные колебания уровней радона в проницаемых зонах земной коры, как в зонах тектонических нарушений, так и вне этих зон. Сезонные радоновые аномалии не-

обходимо учитывать при оценке потенциальной радоноопасности территорий и составлении карт радонового риска, т.к. выводы, основанные только на единичных измерениях плотности потока радона в таких зонах, могут быть неверными, особенно если измерения проводились в период, характеризующийся низкими уровнями радона. Также при использовании радона как индикатора сейсмических напряжений в земной коре, следует иметь в виду, что данный тип радоновых аномалий обусловлен преимущественно приповерхностными процессами и может маскировать сигналы, отражающие изменения напряженно-деформированное состояние глубинных зон земной коры. Наконец, полученные результаты создают предпосылки для использования радона как трассера процессов воздухообмена в природных и искусственных подземных полостях.

В дальнейшем, для составления более детального представления о закономерностях переноса радона за счет термоиндуцированной циркуляции атмосферного воздуха, предполагается сосредоточить усилия на организации непрерывного радонового мониторинга в зонах разломов.

*Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам кафедры Строительства Инженерного факультета Пятигорского филиала СКФУ — заведующему кафедрой к.т.н. Д.В. Щитову, а также профессору кафедры к.т.н. П.А. Сидякину и асп. М.А. Мурзабекову.*

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00674а), часть исследований выполнялась в рамках государственного задания Министрства науки и высшего образования РФ (тема № АААА-А19-119021190076-9).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голод В.М., Голод М.П. (1974) *Микроклимат гипсовых пещер Пинежья. В кн.: Пещеры Пинежо-Северодвинской карстовой области.* Л., Наука, 128–155
- Дегтярев А.П. (2018) Температурно-динамические типы пещерных входов. *Вопросы географии* (147), 299–310.
- Карпенко Е.И., Санжарова Н.И., Спиридонов С.И., Серебряков И.С. (2009) Радиоэкологическая обстановка в районе размещения бывшего уранодобывающего предприятия ЛПО “Алмаз”. *Радиация и риск* (4), 73–81.
- Лукин В.С. (1965) Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода. *Пещеры* 5(6), 164–172.
- Маренный А.М., Цапалов А.А., Микляев П.С., Петрова Т.Б. (2016) Закономерности формирования радонового поля в геологической среде. М.: Издательство “Перо”, 394 с.
- Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. (2010) *Уран российских недр.* М.: Изд-во ВИМС, 850 с.

- Микляев П.С., Петрова Т.Б., Маренный А.М., Нефедов Н.А., Остапчук Т.В., Щитов Д.В., Сидякин П.А., Мурзабеков М.А. (2018) Уровни эксхалации радона на западном склоне горы Бештау, Кавказские Минеральные Воды. *Геоэкология* (5), 20-30.
- Микляев П.С., Цапалов А.А., Маренный А.М., Лопатин М.Н., Мясников А.А., Фарафутдинов В.Т., Петрова Т.Б. (2016) Комплексные мониторинговые исследования формирования радоновых полей грунтовых массивов. Ч.7. Результаты мониторинга радонового поля в зоне активного тектонического разлома в Байкальской рифтовой зоне. *АНРИ* (3), 19-34.
- Нивин В.А., Пуха В.В., Ловчиков А.В., Рахимов Р.Г. (2018) Особенности и факторы временных вариаций выделения водорода на Ловозерском редкометальном месторождении (Кольский полуостров). *Геохимия* (7), 661-675.
- Nivin V.A., Pukha V.V., Lovchikov A.V., Rakhimov R.G. (2018) Features and factors of time variations in hydrogen release at Lovozersky rare-metal deposit (Kola peninsula). *Geochem. Int.* **56** (7), 688-701.
- Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ 99/2010) СП 2.6.1.2612-10. М.: Роспотребнадзор. 2010.
- Рудаков В.П. (2009) Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 176 с.
- Сазонов И.Г., Харченко В.М., Коллеганова Д.А. (2009) Новейшие и современные тектонические движения в северной части Транскавказского субмеридионального поднятия и их влияние на рудо- и нефтегазоносность. *Разведка и охрана недр* (3), 14-19.
- Семинский К.Ж., Бобров А.А. (2013) Первые результаты исследований временных вариаций эманационной активности разломов западного Прибайкалья. *Геодинамика и тектонофизика* **4**(1), 1-12
- Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. (2014) Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной коры: пространственные особенности. *Физика Земли* (6), 80.
- Сидякин П.А., Янукян Э.Г., Фоменко Н.А., Вахилевич Н.В. (2016) Формирование уровней облучения населения региона Кавказских Минеральных Вод за счет радиоактивности горных пород. *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка* (1), 66-70.
- Соколова О.В., Королев И.Б., Поздняков С.П., Самарцев В.Н. (2013) Прогноз изменения гидродинамических условий горы Бештау вследствие реабилитации объекта "Алмаз". *Разведка и охрана недр* (6), 41-47.
- Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Бузевич А.В., Малышева О.П. (2007) К вопросу о влиянии баровариаций на поступления радона в атмосферу. *Вулканология и сейсмология* (6), 46-53.
- Яковлева В.С. Процессы переноса радона в неравновесных средах. Автореф. дисс. на соискание уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Томск, 2002. 23 с.
- Annunziatellis, A., Beaubien, S.E., Bigi, S., Ciotoli, G., Coltella, M., Lombardi, S. (2008) Gas migration along fault systems and through the vadose zone in the Latera caldera (central Italy): implications for CO<sub>2</sub> geological storage. *Int. J. Greenh. Gas Con.* **2** (3), 353-372.
- Arvela H., Voutilainen A., Honkamma T., Rosenberg A. (1994) High indoor radon variations and the thermal behaviour of eskers. *Health Phys.* **67**, 254-260.
- Baubron, L.C., Rigo, A., Toutain, J.P. (2002) Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France). *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**, 69-81.
- Ciotoli, G., Bigi, S., Cavinato, G.P. (2015) Radon distribution as shallow evidence of buried fault geometry in the Fucino plain (Central Italy). *6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, 19-24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy.* V.6, 79-82.
- Drolet, J.-P., Martel, R. (2016) Distance to fault as a proxy for radon gas concentration in dwellings. *J. Environ. Radioactiv.* **152**, 8-15.
- Font, Ll., Baixeras, C., Moreno, V., Bach, J. (2008) Soil radon levels across the Amer fault. *Radiat. Meas.* **43**, 319-323.
- Jüriado, K., Petersell, V., Raukas A. (2014) Seasonal variations of radon concentration in soil air in different geological conditions on the example of Estonia. *Geologija.* **56**, (4), 97-107.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Reimer, M., Notsu, K., Wakita, H., (2004) Radon and helium in soil gases at Cañaadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **131**, 59-76.
- Inan, S., Kop, A., Cetin, H., Kulak, F., Pabuccu, Z., Seyis, C., Ergintav, S., Tan, O., Saatcilar, R., Nuri Bodur, M. (2012) Seasonal variations in soil radon emanation: long-term continuous monitoring in light of seismicity. *Nat Hazards* **62**, 575-591.
- King, C.Y. (1978) Radon emanation on San Andreas fault. *Nature* **271**, 516-519.
- King, C.Y., King, B.S., Evans, W.C., (1996) Spatial radon anomalies on active faults in California. *Appl. Geochem.* **11**, 497-510.
- Lezhnin, V.L., Zhukovsky, M.V., Polzik, E.V., Kazantsev, V.S., Pakholkina, O.A., (2011) A Multifactorial assessment of carcinogenic risks of radon for the population residing in a Russian radon hazard zone. *Arch. Oncol.* **19** (1-2), 3-8.
- Moreno, V., Bach, J., Baixeras, C., Font, Ll. (2009) Characterization of blowholes as radon and thoron sources in the volcanic region of La Garrotxa. Spain. *Radiat. Meas.* **44**, 929-933.
- Moreno, V., Bach, J., Font, Ll., Baixeras, C., Zarroca, M., Linares, R., C. Roqué. (2016) Soil radon dynamics in the Amer fault zone: An example of very high seasonal variations. *J. Environ. Radioactiv.* **151**, 293-303.
- Moreno, V., Bach, J., Zarroca, M., Font, Ll., Roqué, C., Linares, R. (2018) Characterization of radon levels in soil and groundwater in the North Maladeta Fault area (Central Pyrenees) and their effects on indoor radon concentration in a thermal spa. *J. Environ. Radioactiv.* **189**, 1-13.
- Neri, M., Ferrera, E., Giammanco, S., Currenti, G., Cirrincione, R., Patan, G., Zanon, V. (2016) Soil radon measurements as a potential tracer of tectonic and volcanic activity. *Sci. Rep.* **6**, 24581
- Papastefanou, C. (2010) Variation of radon flux along active fault zones in association with earthquake occurrence. *Radiat. Meas.* **45**, 943-951.
- Perrier, F., Richon, P., Sabroux, J.-C. (2009) Temporal variations of radon concentration in the saturated soil of Al-

- pine grassland: The role of groundwater flow. *Sci. Total Environ.* **407**, 2361-2371.
- Schmidt, P. (2014) Proof of the Radiological Remediation Success at Former Uranium Mining and Milling Sites (WISMUT sites) in Germany. *4th Europ. IRPA Congr.*, June 23–27, Geneva, Switzerland.
- Szabó, K.Z., Jordan, G., Horváth, Á., Szabó, C. (2013) Dynamics of soil gas radon concentration in a high permeable soil based on a long-term high-resolution measurement series. *J. Environ. Radioactiv.* **124**, 74-83.
- Sundal, A. V., Valen, V., Soldal, O., Strand T. (2008) The influence of meteorological parameters on soil radon levels in permeable glacial sediments. *Sci. Total Environ.* **389**, 418-428.
- Tsapalov, A., Kovler, K., Miklyaev, P. (2016) Open charcoal chamber method for mass measurements of radon exhalation rate from soil surface. *J. Environ. Radioactiv.* **160**, 28-35.
- UNSCEAR (2000) United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation Sources and effects of ionizing radiation. In: *Sources, vol. I. United Nations Publications*, New York.
- Utkin, V.I., Yurkov, A.K., (2010) Radon as a tracer of tectonic movements. *Russ. Geol. Geophys.* **51**, 220-227.
- Walia, V., Lin, S.J., Fu, C.C., Yang, T.F., Hong, W.L., Wena, K.L., Chen, C.H. (2010) Soil-gas monitoring: A tool for fault delineation studies along Hsinhua Fault (Taiwan), Southern Taiwan. *Appl. Geochem.* **25**, 602-607.
- Winkler R., Ruckerbauer F., Bunzl K. (2001) Radon concentration in soil gas: a comparison of the variability resulting from different methods, spatial heterogeneity and seasonal fluctuations. *Sci. Total Environ.* **272**, 273-282.
- Zmazek, B., Živčič, M., Vaupotič, Bidovec, M., Poljak, M., Kobal, I. (2002) Soil radon monitoring in the Krško Basin, Slovenia. *Appl. Radiat. Isot.* **56**, 649-657.