

СООТНОШЕНИЕ РАДОНОВОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере Центральной Монголии)

Аннотация

На примере двух геодинамически активных регионов Центральной Монголии показана связь радоновой и тектонической активности разломов и установлено, как ее отдельные характеристики влияют на поле радона. Радоновая активность разломов в целом повышается с увеличением вклада растяжения в динамической обстановке их формирования, усилением сейсмической активности, а также у сосредоточенных дизъюнктивов поздних стадий развития по сравнению с широкими зонами разрывов ранних этапов формирования внутренней структуры. Неоднородное строение приразломной аномалии радона является ее неотъемлемым свойством и определяется, прежде всего, неравномерной нарушенностью субстрата разломной зоны разрывами и пространственными вариациями амплитуды смещения. Использование выявленных закономерностей будет способствовать повышению эффективности применения эманационной съемки в исследованиях сейсмической опасности разломов земной коры.

СООТНОШЕНИЕ РАДОНОВОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере Центральной Монголии)

К.Ж. Семинский¹, А.А. Бобров¹, С. Дэмбэрэл²

¹*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

²*Институт астрономии и геофизики АНМ, 210351, Улаанбаатар, Монголия*

ВВЕДЕНИЕ

Проблема взаимосвязи радоновой и тектонической активности разломов является одной из наиболее сложных в геодинамике вследствие повышенной чувствительности газовых эманаций к разнотипным внешним и внутренним по отношению к Земле воздействиям. Вместе с тем, для тектонически активных регионов в стандартных по содержанию урана геохимических обстановках вклад внутренних деформирующих сил в формирование поля радона доминирует, т.к. именно они определяют динамику напряженного состояния верхней коры, которая обуславливает выход радиоактивного газа в атмосферу [Toutain, Baubron, 1999; Li et al., 2005; Tansi et al., 2005; Уткин, Юрков, 2010; Lombardi, Voltattorni, 2010; Papastefanou, 2010; Seminsky, Demberel, 2013; Koike et al., 2014; Zhou et al., 2017; и др.]. Это, учитывая практическую значимость оценки тектонической активности и сейсмической опасности разломов, является одной из главных причин увеличения в последние годы количества публикаций, посвященных радоновой активности разрывов и взаимосвязям газовых эманаций с сейсмичностью.

Целью данной статьи является рассмотрение взаимосвязи радоновой и тектонической активности разломов на примере двух регионов Центральной Монголии (см. врезку на рис. 1, А). Это район сильного Могодского землетрясения (M=7.8; 05.01.1967г.), а также окрестности Улаанбаатара, где, с одной стороны, в последние годы возросла сейсмическая активность, а, с другой, – проживает почти половина населения страны. В отличие от наших предыдущих исследований [Seminsky, Demberel, 2013] в данной работе анализируется влияние на радоновые эманации основных характеристик разлома, прямо или косвенно отражающих его тектоническую активность. Ими являются динамическая обстановка формирования разрывного нарушения (сжатие, сдвиг и др.), его ранговая принадлежность, состояние внутренней структуры, а также сейсмическая активность, которая в условиях отсутствия для изучаемых регионов данных о скоростях перемещений по разрывам в первом приближении является отражением интенсивности современных подвижек.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе рассматривается радоновая активность десяти разрывных нарушений (табл. 1; рис. 1, А и 2, А), пять из которых представлены разломами Улаанбаатарской площади (Скай, Шерхай, Авдар, Гунжин, Эмээлт) и пять – прямолинейными сегментами крупных дизъюнктивов, которые были выделены для изучения в качестве отдельных структур в связи с различием простирания и/или динамической обстановки формирования. В окрестностях монгольской столицы это разноориентированные сегменты Хустайского разлома (1, 2 и 3) (рис. 1, А), а на Могодской площади – меридиональная

сдвиговая (Могод) и северо-западная взбросовая (Тулэт) ветви сейсморазрыва, образовавшегося в 1967г. (рис. 2, А).

Динамические обстановки формирования изученных разрывов приведены в табл.1, согласно данным из публикаций [Bayasgalan, Jackson, 1999; Семинский и др., 2017; Vano et al., 2017]. Ранговая принадлежность оценивалась по общей протяженности уступов рельефа, выделяющихся на космоснимке (рис. 1, А), или дислокаций почвенного слоя, образовавшихся в результате перемещений по разлому (рис. 2, А-Б). В целом по протяженности изученные объекты делятся на две группы, причем длина разломов второго ранга (≈ 40 км) в два раза больше размера нарушений первого ранга (≈ 20 км). Сейсмическая активность разрывов оценивалась на качественном уровне по распределению эпицентров землетрясений (рис. 1, А), которые в период проведения эманационных исследований были слабыми ($M=0,5-4,5$) и сопровождали формирование всех изученных объектов за исключением разломов Скай и Хустай-1. Наиболее отчетливо в сейсмичности проявлен разлом Эмээлт, выделяющийся широкой полосой (5-10 км) с высокой плотностью эпицентров. В противоположность этому к Могодскому сейсморазрыву приурочено небольшое количество слабых землетрясений, что свидетельствует о его низкой современной активности, обусловленной сбросом напряжений при сильном событии 1967 г.

Методика исследований была подробно изложена ранее [Seminsky, Demberel, 2013] и в кратком виде состоит в следующем. Для определения объемной активности радона в пробах почвенного воздуха (Q , Бк/м³) использовался комплект оборудования «КАМЕРА-01», чувствительность которого составляет $0,27 \pm 0,03$ Бк⁻¹с⁻¹, а пределы допускаемой относительной погрешности не превышают $\pm 30\%$. По методике параметр Q , полученный при анализе почвенного воздуха, адсорбированного в угле на глубине 10-15 см, является интегральной (за 2 суток) и абсолютной оценкой объемной активности радона в точке пробоотбора. Пункты измерений составляли профили, располагающиеся вкрест простирания изучаемых разломов. Расстояние между точками на большей части профилей было одинаковым с детализацией в месте пересечения разломного сместителя, отчетливо выраженного тектоническим уступом (рис. 1, Б), а также рвом или валом в случае исследования сейсмодислокации (рис. 2, Б-В). Обычно каждый из сместителей исследовался в пределах одного или двух профилей, но при сложном строении разломной зоны их количество доходило до 4 (табл. 1). Отдельные профили опробовались в течение 1-2 дней, один разломный объект – 2-10 дней. Работы проводились в сухие летние и/или осенние сезоны 2010-2016 гг., что позволило продублировать отдельные замеры и измерения в пределах некоторых сегментов профилей для изучения вариаций параметра Q во времени.

В статье [Seminsky, Demberel, 2013] было показано, что вариации значений Q в пределах одного профиля могут изменяться более чем на порядок при одинаковом содержании урана в породах, нарушаемых разломом. Несмотря на это, для снижения роли нетектонических факторов формирования эманационного поля при сравнении разрывов, находящихся в разных геологических и ландшафтно-климатических обстановках, использовался относительный показатель их радоновой активности (K_Q). Он представляет отношение интенсивности приразломной аномалии (Q_{\max}) к минимальной величине Q непосредственно за ее пределами ($Q_{\min}=(Q_{\min-1}+Q_{\min-2})/2$) (рис. 1, Б и 2, В). Показатель K_Q

меньше, чем абсолютная величина $Q_{\text{макс}}$ зависит от метеоусловий и радиоактивности пород. Это контрастность радоновой аномалии, которая определяется главным образом строением зоны разлома и степенью его тектонической активности. По величине K_Q , выделяются разрывы сверхвысокой ($K_Q > 10$), высокой ($10 \geq K_Q > 5$), повышенной ($5 \geq K_Q > 3$), средней ($3 \geq K_Q > 2$) и низкой ($K_Q \leq 2$) радоновой активности.

Кроме контрастности (K_Q) и интенсивности ($Q_{\text{макс}}$), для каждой приразломной аномалии определялась ширина (H). При этом аномальными считались значения $Q > Q_{\text{ср}}$, где $Q_{\text{ср}}$ – среднее арифметическое всех величин, измеренных на профиле (рис. 1, Б; 2, В). В большинстве случаев приразломные аномалии имели прерывистый вид, т.к. вблизи разлома часто присутствуют места с низкой проницаемостью для газа (глинка трения, узкие массивные блоки). Небольшие отрезки профиля с $Q < Q_{\text{ср}}$ включались в границы аномалии при условии, что они располагались между двумя аномальными доменами и были меньше хотя бы одного из них по размеру.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ результатов эманационной съемки базируется на изучении 20 профилей, причем в отличие от предыдущих исследований [Seminsky, Demberel, 2013] их длина была такой, чтобы обеспечить полное пересечение приразломной аномалии. В табл. 1 представлены количественные характеристики аномалий радона, выделенных на каждом из профилей, а также показатели, усредненные для разлома по данным 2-4 пересечений. Эти оценки, выделенные в табл. 1 жирным шрифтом, составили основу проведенного анализа.

Ширина приразломных аномалий радона у разрывов разного ранга изменяется от 80 до 1625 м (табл. 1). Средние значения $Q_{\text{ср}}$ варьируют у отдельных разломов в пределах 1697-3516 Бк/м³, интенсивность приразломных аномалий $Q_{\text{макс}}$ – 2525-9298 Бк/м³, а минимальные значения $Q_{\text{мин}}$ за их границами – 860-2990 Бк/м³. Показатель K_Q изменяется в пределах 1,9-7,6 и позволяет отнести изученные разломы к четырем группам, характеризующимся высокой (Хустай-2, Скай), повышенной (Хустай-3, Шерхай, Авдар, Гунжин), средней (Эмээлт, Могод, Тулэт) и низкой (Хустай-1) степенями радоновой активности. Представленные выше усредненные оценки вполне правомерны и в целом отражают эманационную активность дизъюнктивов. Однако поле радона настолько изменчиво по простиранию разрывов, что на отдельных профилях оценки их радоновой активности варьируют от средней до повышенной (Хустай-3, Эмээлт) и сверхвысокой (Хустай-2).

Динамическая обстановка формирования разлома оказывает существенное влияние на его радоновую активность, которая увеличивается в ряду: сжатие – сжатие со сдвигом – сдвиг – растяжение со сдвигом (на рис. 3, А). Эта закономерность, зафиксированная для отдельных профилей (ромбики) и особенно ярко – для разломов в целом (кружки), объясняется тем, что в условиях большего растяжения возрастает степень раскрытия пор и трещин, по которым газы мигрируют к поверхности [Kemski et al., 1996; Уткин, Юрков, 2010; Richon et al. 2010].

Ранговая принадлежность разлома заметно влияет на размер связанной с ним радоновой аномалии. Параметр H варьирует у разрывов одного ранга в достаточно широких пределах. Однако его средние значения, вычисленные по данным табл. 1, вслед

за длиной разлома увеличиваются в 2 раза и составляют для дизъюнктивов первого ранга 431 м и разрывов второго ранга – 825 м. С увеличением ранга дизъюнктива и, следовательно, ширины приразломной аномалии радона ее контрастность, судя по средним значениям, остается на одном уровне ($K_Q=3,8-3,9$). Более того, в пределах выборки из сдвигов, где исключается влияние динамической обстановки формирования дизъюнктива, имеет место не только уменьшение K_Q (ранг 1 – 4,4; ранг 2 – 3), но и падение интенсивности аномалий Q_{\max} (ранг 1 – 5080 Бк/м³; ранг 2 – 4251 Бк/м³). Установленную закономерность нельзя считать случайной, т.к. она подтверждается при сравнении значений K_Q и H у аномалий, выявленных для одного и того же разлома, но на разных профилях. Как видно из табл. 1, в большинстве случаев показатель радоновой активности уменьшается с увеличением ширины аномалии. В следующем разделе будет показано, что низкая радоновая активность разломов второго ранга по отношению к нарушениям первого ранга связана с различием внутренней структуры объектов, выбранных для исследования.

Рассмотренное выше влияние на радоновую активность разломов их ранга и динамической обстановки развития отражает существенный вклад в формирование эманационного поля со стороны эндогенных деформирующих сил, однако прямое воздействие тектонической активности осуществляется, прежде всего, через интенсивность движений. В условиях отсутствия достоверных сведений о скоростях перемещений по разломам Центральной Монголии этот параметр косвенно оценивался по пространственно-временным проявлениям сейсмичности на изученных территориях и непосредственно вблизи объектов исследования.

Пространственная взаимосвязь приразломных аномалий радона и проявлений сейсмической активности выражается в том, что сейсмоактивные сегменты одного и того же разлома характеризуются более высокими значениями параметров эманационной аномалии, чем асейсмичные отрезки. Эта закономерность была детально представлена на примере разлома Хустай в специальной публикации [Семинский и др., 2014]. Вместе с тем, на Улаанбаторской площади имеет место разлом Скай, отличающийся высокой радоновой активностью на фоне отсутствия сейсмичности в период эманационных измерений (табл. 1, рис. 1, А). Можно предположить, что интенсивный выход радона в данном случае связан с высокой активностью этого небольшого разлома, реализующейся под действием эндогенных или экзогенных процессов в виде крипа по небольшой, но хорошо сформированной поверхности магистрального сместителя.

Взаимосвязь режима эманаций и сейсмической активности во времени в первую очередь отражает сопоставление количества землетрясений, произошедших в разные годы на Улаанбаатарской площади (160x220км), и соответствующей этим годичным периодам радоновой активности изученных разломов. Вычисленные по данным табл. 1 средние значения параметров K_Q и Q_{\max} свидетельствуют об их примерно одинаковом уровне для всего периода эманационных измерений за исключением 2013 г., когда анализируемые величины возрасти приблизительно в 2 раза. Тоже, но с увеличением примерно в 3 раза характерно для количества землетрясений (рис. 4, А). Подобная тенденция ранее отмечалась и для отдельных аномалий [Seminsky, Demberel, 2013]. Так (рис. 4, Б), снижение в 3 раза интенсивности аномалии на разломе Эмээлт в 2011 г. по сравнению с

2010г. отражает подобное уменьшение количества землетрясений (2010г. – 201, 2011г. – 542 события).

Соответствие сейсмического режима разлома характеру его радоновой активности устанавливается для сейсморазрыва, образовавшегося при Могодском землетрясении ($M=7.8$; 05.01.1967г.). На примере профиля, пересекающего главный взбросовый сместитель ветви Тулэт видно (рис. 2, Б), что ему соответствует меньшая из выделяющихся аномалий. Радоновая активность, как и для сдвиговой ветви Могод, находится на среднем уровне (табл. 1). Вместе с тем, крупные и более интенсивные аномалии выделяются на профиле в пониженных формах рельефа, причем краевые и наиболее интенсивные из них не связаны с вторичными сейсморазрывами (рис. 2, А). Это, по-видимому, объясняется тем, что после сильного землетрясения напряжения сконцентрировались и реализуются в настоящее время путем активизации смежных разрывных структур, отчетливо выраженных в рельефе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данном разделе рассматривается степень общности или локальности проявления установленных на примере Центральной Монголии закономерностей влияния на поле радона основных характеристик разлома, прямо или косвенно отражающих его тектоническую активность. Это позволяет в дальнейшем наметить пути для решения проблемы оценки сейсмической опасности разломов по их эманационной активности. Материалом для обсуждения, во-первых, послужили данные аналогичных исследований, проведенных нами в пределах территории Прибайкалья, развивающейся в режиме растяжения земной коры [Семи́нский, Бобров, 2009]. Во-вторых, при обсуждении результатов использованы данные предшественников, в которых для различных регионов мира в том или ином виде описаны связи интенсивности приразломных эманаций с морфогенезисом разломов, их рангом, состоянием внутренней структуры, а также активностью подвижек, отражающихся в сейсмичности или проявляющихся в виде крипа.

Влияние морфогенетического типа разлома на его радоновую активность, установленное в Центральной Монголии, согласуется с общепринятыми представлениями о более интенсивных эманациях в обстановке растяжения по сравнению со сжатием. Вместе с тем, в некоторых случаях наблюдается и обратная тенденция, когда, например, в Словении при мониторинге радона в воздухе пещеры, находящейся в зоне влияния активного разлома, сжатие и растяжение поперек его плоскости приводят, соответственно, к усилению и ослаблению эманаций, а подвижки сдвигового типа не вызывают изменений концентрации радиоактивного газа [Sebela et al., 2010].

Представляется, что результат подобного типа принадлежит к исключениям из общей тенденции, связанным со спецификой напряженно-деформированного состояния пород и/или условий измерений в конкретной обстановке. В целом, привлекая данные по Прибайкалью [Семи́нский, Бобров, 2009], можно считать, что радоновая активность разломов увеличивается в ряду следующих динамических обстановок (типов разломов): сжатие (надвиги, взбросы) – сжатие со сдвигом (взбросо-сдвиги) – сдвиг (право- и левосторонние сдвиги) – растяжение со сдвигом (сбросо-сдвиги) – растяжение (сбросы). Более того, рис. 3, А, отчетливо иллюстрирующий данную тенденцию для монгольских разломов, позволяет выделить важную особенность рассматриваемой зависимости.

Спектр вариаций величины K_Q с увеличением вклада растяжения в обстановку формирования разлома повышается и, по-видимому, нелинейно. Об этом свидетельствует пунктирная линия, осредняющая максимальные значения для каждой из обстановок. Подобная линия, построенная по данным статьи [Семинский, Бобров, 2009] (рис. 3, Б) для Прибайкалья, располагается немного выше, что логично объясняется обстановкой растяжения коры в отличие от более стесненных для выхода газов условий сдвига в Центральной Монголии.

Последующие целенаправленные работы позволят уточнить положение кривой рассматриваемого вида для Прибайкалья, Монголии и других регионов за счет увеличения количества изученных разломов. На данном этапе исследований можно на примере ее усредненного положения (пунктир на рис. 3, Б) сделать вывод, имеющий принципиальное значение в рамках рассматриваемой проблемы. Так, динамическая обстановка формирования разлома (или разломного сегмента) ограничивает максимальные значения показателя его радоновой активности. Согласно полученным на сегодняшний день оценкам, в изученных регионах радоновая активность разломов может достигать сверхвысокого уровня только при наличии растяжения в обстановке их формирования, т.е. у сбросов или сбросо-сдвигов (сдвиго-сбросов). Для разрывов других морфогенетических типов она в среднем не может быть выше следующих уровней: сдвиг (правый или левый) – высокая; взбросо-сдвиг (сдвиго-взброс) – повышенная; взброс (надвиг) – средняя. Это открывает дополнительные возможности радоновой съемки, проводимой в рассматриваемых ландшафтно-климатических условиях: кроме выявления скрытого под рыхлыми наносами разлома, может быть сделана предварительная оценка обстановки его формирования на участке опробования.

Влияние масштабного ранга разлома на его радоновую активность, судя по материалам Прибайкалья [Семинский, Бобров, 2009], состоит в более интенсивном выходе радиоактивного газа из зон крупных дизъюнктивов по отношению к мелким. Однако у монгольских объектов с повышением длины разлома увеличивается только ширина радоновой аномалии, а показатель радоновой активности значимо не увеличивается. Это находится в определенном противоречии с известными представлениями о более низкой тектонической (и, по-видимому, радоновой) активности мелких разломов по сравнению с крупными, т.к. последние способны к реализации перемещений большей амплитуды.

Объяснение полученного для монгольских объектов результата на данном этапе исследований может быть связано с различием внутреннего строения разломных зон земной коры. Согласно данным тектонофизики [Семинский, 2003; 2014; Ben-Zion, Sammis, 2003], в крайних случаях они могут быть представлены широкой зоной развития множества мелких разрывов (ранние стадии разломообразования) или узкой полосой тектонитов магистрального сместителя, оперяющегося на отдельных участках вторичными разрывами (поздние стадии разломообразования) (рис. 5). Экспериментальные исследования распределения амплитуды смещения по разрывам в зоне формирующегося сдвига показали [Саньков, Семинский, 1988], что у широких рассредоточенных разломов первого типа (рис. 5, А-2, А-3, А-4) существенная часть амплитуды реализуется за счет пластической деформации, тогда как у вторых (рис. 5, Б-2, Б-3, Б-4) – это перемещения по разрывам и, прежде всего, – магистральному сместителю. Как следствие, интенсивность и контрастность аномалии радона при прочих равных

условиях у сосредоточенных разломов поздней стадии развития должны быть выше (например, разлом Скай на Улаанбаатарской площади).

Таким образом, на данном этапе исследований нет веских оснований для пересмотра заключения о прямой связи радоновой активности разломов с их масштабным рангом. Более низкая радоновая активность у монгольских разломов второго ранга по отношению к нарушениям первого ранга может быть объяснена различием внутренней структуры объектов, выбранных для исследования. На современном этапе развития мелкие разломы (Скай, Хустай-1, Гунжин и др.) представлены сравнительно интенсивно эманулирующими магистральными сместителями, а более крупные дизъюнктивы (Хустай-2, Шерхай, Авдар и др.) – широкими зонами разрывообразования с менее контрастными радоновыми аномалиями. В целом это подтверждается отсутствием сейсмической активности (крип) или ее сосредоточением непосредственно у сместителя в первом случае и рассеянным характером распределения эпицентров землетрясений – во втором (рис. 1, А).

Влияние внутреннего строения дизъюнктивов на их радоновую активность, таким образом, заключается в большей контрастности эманационных аномалий, связанных с сосредоточенными разломами поздних стадий развития в сравнении с аномалиями, приуроченными к рассредоточенным по строению зонам ранних стадий развития. Более того, различие в структуре является главной причиной существенных вариации параметра K_Q вдоль простирания разломов. Это может быть наглядно проиллюстрировано на примере сдвиговой зоны, развивающейся в упруго-пластичной модели при сравнительно идеальных условиях лабораторного эксперимента (рис. 5), которые по теории подобия соответствуют обобщенной обстановке крупномасштабного разломообразования в земной коре [Разломообразование..., 1991]. Несмотря на то, что деформирование однородного слоя глинистой пасты осуществлялось с постоянной скоростью при отсутствии структурообразующих гравитационных эффектов и равенстве общей амплитуды сдвига вдоль простирания разрывной зоны, ее внутреннее строение на каждой стадии развития отличается большей или меньшей структурной неоднородностью [Разломообразование..., 1991; Семинский, 2003].

Особенно отчетливо это проявляется на поздней стадии (рис. 5, Б-2), для которой по данным многочисленных экспериментов установлена резкая структурная дифференциация зоны сдвига в продольном направлении. Имеет место чередование сравнительно узких сегментов будущего магистрального сместителя, по которым реализуется полная амплитуда смещения блоков (интервалы 3-6, 32-37 см), и широких областей сочленения этих сегментов, где общая амплитуда складывается из смещений по разрывам и небольшой пластической составляющей. Подобная структурная неоднородность является причиной значительного различия формы аномалий радона, имеющих место в пределах поперечных сечений одного дизъюнктива при профильной съемке [King et al., 1993; Atallah et al., 2001; Zhou et al., 2010; Seminsky, Demberel, 2013], или чередования максимумов и минимумов концентрации почвенного радона вдоль разломных зон при их площадном изучении [Ciotoli et al., 1991; Ball et al., 1999; Tansi et al., 2005; Ciotoli et al., 2007; Lombardi, Voltattorni, 2010; Walia et al., 2010]. Очевидно, что при этом в продольном направлении изменяется и радоновая активность дизъюнктива, причем обусловленность

таких вариаций характером тектонической активности следует из материалов данного исследования.

Взаимосвязь сейсмической и радоновой активности разломов представляет частный случай проявления зависимости радоновых эманаций от сейсмического режима территорий, которая является основой для поисков эманационных предвестников сильных землетрясений. В Центральной Монголии она была показана на качественном уровне в рамках рассмотрения пространственного и временного аспектов. Для Улаанбаатарской площади это высокая интенсивность эманаций радона в периоды увеличения количества землетрясений, а также у более активных в сейсмическом отношении сегментов разлома по сравнению с пассивными; на Могодской площади – слабая радоновая активность разлома после сильного сейсмического события и ее возрастание на смежных элементах разрывной сети. Тесная связь сейсмической и радоновой активностей, как отражение их зависимости от напряженно-деформированного состояния пород в разломной зоне, описана также для других регионов [Tansi et al., 2005; Уткин, Юрков, 2010; Lombardi, Voltattorni, 2010; Koike et al., 2014; Papastefanou, 2010; Cigolini et al., 2015; Li et al., 2016; Zhou et al., 2017].

Соотношение криповой составляющей движений по разлому и его радоновой активности для дизъюнктивов Центральной Монголии не оценивалось ввиду отсутствия необходимой информации. Более того, в литературе по радоновой тематике практически не представлены результаты детальных исследований соотношения интенсивности эманаций и скорости перемещения крыльев разлома. Вместе с тем, эманационный метод выделения разломов, интенсивно использующийся во многих регионах мира, базируется на увеличении выхода радона через зоны тектонических нарушений вследствие дробления и повышения проницаемости субстрата при перемещении крыльев. В некоторых публикациях представлены данные о прямой связи эманаций радона с динамикой разломных структур и деформационным поведением породного массива в их пределах [Уткин, Юрков, 2010; Далатказин и др., 2013], описаны примеры более интенсивной эксхалации радона через асейсмичные сегменты разлома по сравнению с сейсмоактивными [Künze et al., 2012]. Более того, повышенными концентрациями радона в почве выделяются борта современных оползней, где имеют место наиболее активные (криповые) перемещения породной массы [Султанходжаев и др., 1979; Purtscheller et al., 1995; Wang, 2011].

Следовательно, можно считать, что криповая составляющая движений по разлому прямо влияет на интенсивность газовых эманаций. Это положение, как, впрочем, и аналогичный вывод по сейсмической активности, справедливо лишь в плане общей закономерности. В конкретных условиях эманационной съемки она может проявляться в разных формах, сложных для диагностики. Так, существует серия публикаций, где описываются результаты целенаправленных исследований, свидетельствующих о неоднозначной связи эманаций радона с разломами [Richon et al., 2010; Vaupotic et al., 2010; Mojze et al., 2017].

Представляется, что многие из зафиксированных случаев слабой выраженности разлома в эманационном поле могут быть успешно объяснены, исходя из представлений о сложной структуре разломных зон. Например, профиль радоновой съемки может не пересечь широкую зону разрывообразования полностью или пройти через участок

доминирования слабопроницаемых для газа достаточно массивных блоков и/или сместителей, заполненных плотной глиной трения [Ball et al., 1991; King et al., 1993; Seminsky, Demberel, 2013]. Эти ситуации наряду со структурными обстановками в разломной зоне, способствующими интенсивному выходу радона, представлены на рис. 5, который обобщает результаты экспериментов по формированию крупного сдвига в условиях стабильного режима деформирования.

Концептуальные представления о строении приразломной аномалии радона, вытекающие из проведенного анализа, представлены на рис. 5, А-1 и 5, Б-1. Над схемами зоны «зарождающегося» и «зрелого» разлома условно в виде стрелок разной длины показаны потоки радона, определяющиеся скоростью движений, величина которой пропорциональна амплитуде смещения по разрывам на участке измерения. Это могут быть дизъюнктивная составляющая общей амплитуды сдвига (A_d) или амплитуда перемещения по наиболее крупному сместителю (A_m), испытывающие подобные по форме вариации вдоль зоны разрывообразования. Здесь для построения продольного профиля гипотетической аномалии использовалась величина A_m , т.к. при профильной радоновой съемке она должна соответствовать тому разрыву, с которым ассоциируется и Q_{\max} .

Таким образом, рис. 5, А-1 и 5, Б-1 представляют принципиальную модель надразломной аномалии почвенного радона, строение которой напрямую связано со степенью активности разлома, выраженной распределением амплитуды смещения, определяющимся, в свою очередь, пространственно-временными закономерностями разрывообразования. Интенсивность аномалии в целом выше у рассредоточенных разломов ранней стадии развития (рис. 5, А-1) по сравнению с сосредоточенными дизъюнктивами поздних стадий формирования (рис. 5, Б-1). В обеих структурных ситуациях, несмотря на стабильные условия деформирования, строение эманационной аномалии неоднородно. В пределах профилей, пересекающих сегменты магистрального сместителя с максимальной амплитудой перемещения, аномалия радона должна быть более контрастной и характеризоваться высокими значениями K_Q по сравнению с широкими областями интенсивной нарушенности сравнительно мелкими разрывами, где часть амплитуды общего смещения реализуется в виде пластической компоненты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты эманационных исследований в Центральной Монголии свидетельствуют о существенном влиянии на радоновую активность разломов их основных характеристик, т.е. масштабного ранга, специфики внутреннего строения, динамической обстановки формирования и сейсмической активности. Привлечение к анализу материалов радоновой съемки по другим регионам мира подтверждает установленные закономерности.

1. В геодинамически активных районах эманационная активность разломов отражает характер их тектонической активности в интегральном виде. Если оценивать такую важную в практическом отношении составляющую тектонической активности разрыва, как интенсивность перемещений, то ее прямая связь с интенсивностью или контрастностью приразломной аномалии радона осложняется влиянием морфогенезиса и особенностей внутреннего строения дизъюнктива.

2. Радоновая активность разломов уменьшается с повышением вклада сжатия в обстановке их формирования, а также у дизъюнктивов с внутренней структурой, недостаточно развитой для интенсивного эманирования. Другими словами, при прочих равных условиях большие значения показателя K_Q характерны для сбросов и сдвигов в сравнении со взбросами (надвигами) и для сосредоточенных разломов поздних стадий развития по сравнению с широкими зонами разрывов, находящихся на ранних этапах формирования внутренней структуры.

3. Неоднородное строение приразломной аномалии радона является ее неотъемлемым свойством и имеет место даже в стабильных условиях развития дизъюнктива – вещественной однородности деформируемого субстрата и постоянстве скорости деформирования. Пространственные изменения радоновой активности определяются вариациями дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения и степенью нарушенности разломной зоны разрывами. Известное чередование вдоль разлома максимумов и минимумов концентрации почвенного радона, а также неравномерное уменьшение интенсивности эманаций по мере перехода от периферии зоны к ее осевой части объясняются, прежде всего, характерными изменениями состояния ее внутренней структуры.

Выявленные закономерности позволяют наметить пути учета воздействия рассмотренных характеристик тектонической активности на параметры приразломных эманаций, что будет способствовать более точной оценке опасности разломов на основе данных радоновой съемки.

Авторы благодарны сотрудникам Института земной коры СО РАН кандидатам наук С.А.Борнякову, Ю.П.Бурзуновой и аспиранту А.К.Семинскому, а также сотрудникам Института астрономии и геофизики Академии наук Монголии Д.Ганзоригу, Д.Мунгунсурен и М. Билгууну за участие в проведении радоновой съемки и обработке ее результатов. Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (№ 16-55-44017).

ЛИТЕРАТУРА

Далатказин Т.Ш., Коновалова Ю.П., Ручкин В.И. Экспериментальные исследования возможности использования радонометрии для геодинамического районирования // Литосфера, 2013, № 3, с. 146–150.

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск, Наука, 1991, 262 с.

Саньков В.А., Семинский К.Ж. Анализ смещений по разрывам в зоне формирующегося трансформного разлома // Изв. вузов. Геология и разведка, № 4, 1988, с. 10–18.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 243 с.

Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 2, с. 445–467.

Семинский К.Ж., Бобров А.А. Радоновая активность разломов (на примере Западного Прибай-калья и Южного Приангарья) // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 8, с. 881–896.

Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С., Бурзунова Ю.П., Мунгунсурен Д., Оюун-Эрдэнэ М., Семинский А.К., Билгуун М., Тарасова А.А. Зона Хустайского разлома (Центральная Монголия): результаты эманационной съемки // Изв. Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН, 2014, № 6 (49), с. 68–81.

Семинский К.Ж., Дэмбэрэл С., Мунгунсурен Д. Разломные зоны и поле напряжений в земной коре Уланбаторского геодинамического полигона (Монголия) на современном этапе тектогенеза // ДАН, 2017, т. 474, № 3, с. 336–341.

Султанходжаев А.Н., Тыминский В.Г., Спиридонов А.И. Радиоактивные эманации при изучении геологических процессов. Ташкент: «Фан» УзССР, 1979, 120 с.

Уткин В.И., Юрков А.К. Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 2, с. 277–286.

Atallah M.Y., Al'Bataina B.A., Mustafa H. Radon emanation along the Dead Sea transform (rift) in Jordan // Environ. Geol., 2001, v. 40, p. 1440–1446.

Ball T.K., Cameron D.G., Colman T.B., Roberts P.D. Behaviour of radon in the geological environment: a review // Quarter. J. of Eng. Geology, 1991, v. 24, p. 169–182.

Bano M., Tsend-Ayush N., Schlupp A., Munkhuu U., Davaasambuu B., Enkheee B., Battsetseg B. Studying active faults by GPR technique: example of Songino fault, Ulaanbaatar // Proc. of the Int. Conf. on Astr. & Geophys. in Mongolia, 2017. Ulaanbaatar: Mongol Altay printing Co. ltd., 2017, p. 137–142.

Bayasgalan A., Jackson J. A re-assessment of the faulting in the 1967 Mogod earthquakes in Mongolia // Geophys. J. Int., 1999, v. 138, p. 784–800.

Ben-Zion Y., Sammis C.G. Characterization of Fault Zones // Pure Appl. Geophys., 2003, v. 160, p. 677–715.

Cigolini C., Laiolo M., Coppola D. The LVD signals during the early-mid stages of the L'Aquila seismic sequence and the radon signature of some aftershocks of moderate magnitude // J. of Environ. Radioactivity, 2015, v. 139, p. 56–65.

Ciotoli G., Etiopie G., Guerra M., Lombardi S. The detection of concealed faults in the Ofanto Basin using the correlation between soil gas fracture surveys // Tectonophysics, 1999, v. 301, p. 321–332.

Ciotoli G., Lombardi S., Annunziatellis A. Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino Plain, central Italy // J. of Geoph. Res., 2007, v. 112, p. B05407.

Kemski J., Klingel R., Siehl A. Classification and mapping of radon affected areas in Germany // Environ. International, 1996, v. 22, p. S789–S798.

King C.-Y., Zhang W., King B.-S. Radon anomalies on three kinds of faults in California // Pure Appl. Geophys., 1993, v. 141 (1), p. 111–124.

Koike K., Yoshinaga T., Ueyama T., Asaue H. Increased radon-222 in soil gas because of cumulative seismicity at active faults // Earth, Planets and Space, 2014, v. 66:57, p. 1–9.

Künze N., Koroleva M., Reuther C.-D. ²²²Rn activity in soil gas across selected fault segments in the Cantabrian Mountains, NW Spain // Radiation Measurements, 2012, v. 47, p. 389–399.

Li C., Su H., Zhang H., Zhou H. Correlation between the spatial distribution of radon anomalies and fault activity in the northern margin of West Qinling Fault Zone, Central China // J. Radioanal Nucl. Chem., 2016, v. 308, p. 679–686.

Lombardi S., Voltattorni N. Rn, He and CO₂ soil gas geochemistry for the study of active and inactive faults // *Appl. Geochemistry*, 2010, v. 25, p. 1206–1220.

Mojze A., Marko F., Porubcanova D., Bartosova A. Radon measurements in an area of tectonic zone: A case study // *J. of Envir. Radioactivity*, 2017, v. 166, p. 278–288.

Papastefanou C. Variation of radon flux along active fault zones in association with earthquake occurrence // *Radiation Measurements*, 2010, v. 45, p. 943–951.

Purtscheller F., Pirchi T., Sieder G., Stingl V., Tessadri N., Brunner P., Ennemoser O., Schneider P. Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal) // *Envir. Geology*, 1995, v. 26, p. 32–38.

Richon P., Klingler Y., Tapponnier P., Li C., Woerd J.V.D., Perrier F. Measuring radon flux across active faults: Relevance of excavating and possibility of satellite discharges // *Rad. Measurements*, 2010, v. 45, p. 211–218.

Sebela S., Vaupotic J., Kostak B., Stemberk J. Direct measurement of present-day tectonic movement and associated radon flux in Postojna Cave, Slovenia // *J. of Cave and Karst Studies*, 2010, v. 72, N. 1, p. 21–34.

Seminsky K. Zh., Demberel S. The first estimations of soil-radon activity near faults in Central Mongolia // *Rad. Measurements*, 2013, v. 49, p.19–34.

Tansi C., Tallarico A., Iovine G. Gallo M.F., Falcone G. Interpretation of radon anomalies in seismotectonic and tectonic-gravitational settings: the south-eastern Crati graben (Northern Calabria, Italy) // *Tectonophysics*, 2005, v. 396, p. 181–193.

Toutain J.-P., Baubron J.-C. Gas geochemistry and seismotectonics: a review // *Tectonophysics*, 1999, v. 304, p. 1–27.

Vaupotic J., Gregoric A., Kobal I., Zvab P., Kozak K., Mazur J., Kochowska E., Grzadziel D. Radon concentration in soil gas and radon exhalation rate at the Ravne Fault in NW Slovenia // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2010, v. 10, p. 895–899.

Walia V., Lin S.J., Fu C.C., Yang T.F., Hong W.-L., Wen K.-L., Chen C.-H. Soil-gas monitoring: a tool for fault delineation studies along Hsinhua Fault (Tainan), Southern Taiwan // *Appl. Geochem.*, 2010, v. 25, p. 602–607.

Wang X.Q. Radon Anomaly Analysis of Engineering Slopes // *Advanced Materials Research.*, 2011, v. 261-263, p. 261–263, 1161.

Zhou H., Su H., Zhang H., Li C. Correlations between soil gas and seismic activity in the Generalized Haiyuan Fault Zone, north-central China // *Nat. Hazards*, 2017, v. 85, p. 763–776.

Zhou X., Du J., Chen Z., Cheng J., Tang Y., Yang L., Xie C., Cui Y., Liu L., Yi L., Yang P., Li Y. Geochemistry of soil gas in the seismic fault zone produced by the Wenchuan Ms 8.0 earthquake, southwestern China // *Geoch. Transactions*, 2010, v. 11:5, p. 1-10.

28 сентября 2017г.

Подписи под рисунками

к статье К.Ж.Семинского, А.А.Боброва и С.Дэмбэрэла «Соотношение...»

Рис. 1. Положение Улаанбаатарского и Могодского участков исследования в Центральной Монголии (врезка), схема профилей эманационной съемки в окрестностях Улаанбаатара (А) и результаты эманационной съемки на примере одного из профилей (Б).

А. Расположение эпицентров землетрясений (2000-2014 гг.), главных разломов и профилей эманационной съемки на космоснимке окрестностей Улаанбаатара.

Б. Вариации абсолютных отметок рельефа (вверху) и объемной активности почвенного радона Q (внизу) вдоль профиля «Хустай-2-4», пересекающего центральный сегмент разлома Хустай.

1 – разломы на схеме (А) и профиле (Б); 2 – положение и названия эманационных профилей; 3 – эпицентры землетрясений с магнитудой, меньшей (а) и большей (б) трех; 4 – приразломные аномалии радона; 5 – участки профиля с аномальными значениями концентрации почвенного радона ($Q > Q_{cp}$); 6 – положение Могодской (МП) и Улаанбаатарской (УП) площади эманационных исследований в Центральной Монголии. Q_{max} и Q_{min} – параметры радоновой аномалии, используемые при вычислении показателя радоновой активности (K_Q) для разлома Хустай 2-4.

Рис. 2. Положение в пределах Могодского участка профилей эманационной съемки (А-Б) и ее результаты, представленные на примере одного из профилей (В).

А. Расположение профилей эманационной съемки, пересекающих сеть сейсморазрывов, образовавшуюся в 1967г. при сильном Могодском землетрясении ($M=7.8$).

Б. Положение на космоснимке двух профилей эманационной съемки, пересекающих взбросовую ветвь сейсморазрыва.

В. Вариации абсолютных отметок рельефа (вверху) и объемной активности почвенного радона Q (внизу) вдоль профиля 4, пересекающего главный и второстепенные сейсморазрывы взбросового типа.

1 – главные сейсморазрывы на рис. А и В (а) и рис. Б (б); 2 – второстепенные сейсморазрывы на рис. А (а) и Б (б); 3 – профили эманационной съемки (и их номера) на рис. А (а) и Б (б); 4 – приразломные аномалии радона; 5 – участки профиля с аномальными значениями концентрации почвенного радона ($Q > Q_{cp}$). Q_{max} , Q_{min-1} и Q_{min-2} – параметры радоновой аномалии, используемые при вычислении показателя K_Q для главного взбросового сейсморазрыва.

Рис. 3. Диаграммы, иллюстрирующие влияние динамической обстановки формирования разлома на его радоновую активность.

А. Диаграмма, иллюстрирующая влияние динамической обстановки формирования разломов Монголии на показатели их радоновой активности (K_Q).

Б. Диаграмма, иллюстрирующая влияние динамической обстановки формирования разломов Монголии и Прибайкалья на максимальные значения показателей радоновой активности (K_{Q-max}), установленных для каждой из групп тектонических нарушений.

1 – символы, отражающие на рис. А контрастность радоновых аномалий (K_Q) для отдельных профилей (а) и в среднем – для разломов, формирующихся в каждой из изученных динамических обстановок (б); 2 – символы, отражающие на рис. Б максимальные значения показателей радоновой активности ($K_{Q-макс}$), которые вычислялись как средние для разломов, формирующихся в Монголии (а) и Прибайкалье (б) в каждой из изученных динамических обстановок; 3 – линия, отражающая в первом приближении влияние динамической обстановки формирования разлома на максимальные значения показателей их радоновой активности ($K_{Q-макс}$); 4 – линии, которые в первом приближении отражают влияние динамической обстановки формирования разлома на усредненные максимальные значения показателей их радоновой активности ($K_{Q-макс}$), полученные отдельно для Монголии и Прибайкалья (а), а также для обоих регионов в целом (б). Оттенки серого цвета – уровни радоновой активности разломов, согласно принятой классификации.

Рис. 4. Пример взаимосвязи сейсмической и радоновой активности для Улаанбаатарского участка.

А. График распределения по годам количества землетрясений с магнитудой $M=0,5-4,5$ (N), произошедших в период 2000-2014 гг. на Улаанбаатарской площади.

Б. Временные изменения интенсивности одной из аномалий почвенного радона (Q), связанной с разломом Эмээлт.

Рис. 5. Неоднородность поля газовых эманаций, обусловленная спецификой строения разломной зоны на ранней (А) и поздней (Б) стадиях развития: модельные представления на примере левого сдвига, формирующегося в сравнительно идеальных условиях лабораторного эксперимента.

1. Вариации радоновых эманаций вдоль разломной зоны (длина стрелок пропорциональна максимальной амплитуде смещения по одному из разрывов на участке измерения).

2. Структурные схемы разрывов, активных на соответствующей стадии развития сдвиговой зоны в эксперименте на упруго-пластичном материале (влажная глина).

3-4. Вариации вдоль простирания сдвиговой зоны дизъюнктивной составляющей общего смещения (A_d , мм) (3) и максимальной амплитуды смещения по одному из разрывов (A_m , мм) (4) на участке измерения, построенные для двух характерных этапов разрывообразования (20 и 50 минуты эксперимента).

1 – разрывы сдвигового типа; 2 – разрывы с раздвиговой компонентой смещения; 3 – положение реперов, которые были нанесены на поверхность модели перед ее деформированием в виде прямолинейных отрезков, перпендикулярных простиранию зоны.

Таблица 1

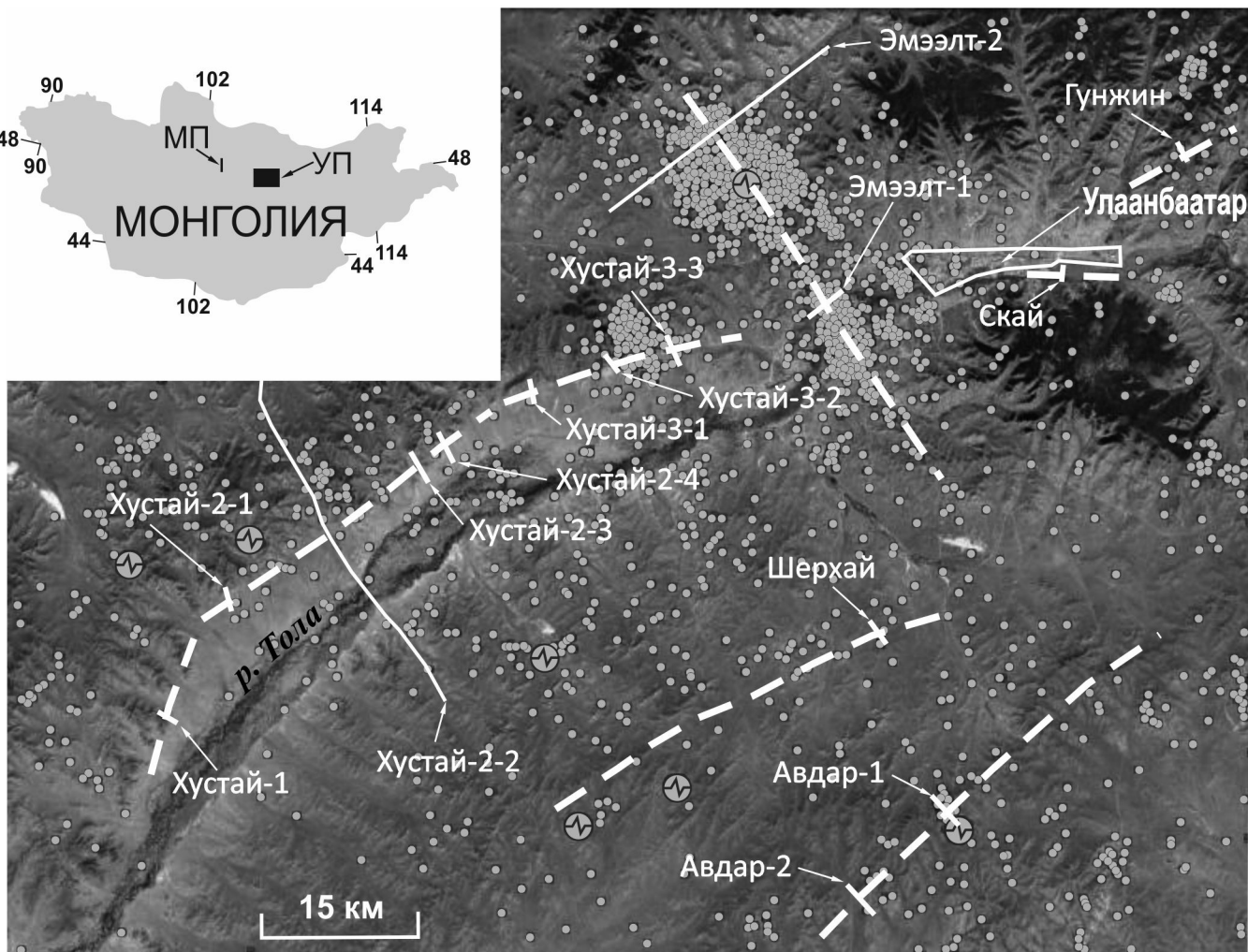
Параметры радоновой активности разломов, изученных в Центральной Монголии методом профильной эманационной съемки

№	Название разлома	Характеристика разломной зоны			Название профиля радоновой съемки	Характеристика радоновой аномалии						
		ранг	динамическая обстановка	сейсмичность		год фиксации	Q _{ср} , Бк/м ³	Q _{макс} , Бк/м ³	Q _{мин} , Бк/м ³	K _Q	Радоновая активность	Н, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Хустай-2	2	сдвиг с растяжением	слабые события		2013, 2014	1941	9298	1368	7,3	высокая	995
					Хустай-2-1	2014	1072	2150	762	2,8	средняя	350
					Хустай-2-2	2013	2243	6340	1235*	5,1	высокая	1924
					Хустай-2-3	2013	2560	14400	1670*	8,6	высокая	708
					Хустай-2-4	2013	1888	14300	1805	12,5	сверхвысокая	1000
2	Скай	1	сдвиг	отсутствует		2012	1697	6540	860*	7,6	высокая	140
3	Хустай-3	1	сдвиг	слабые события		2014	2096	4490	1429	3,3	повышенная	891
					Хустай-3-1	2014	2871	5040	2060	2,4	средняя	1200
					Хустай-3-2	2014	1513	4050	976*	4,1	повышенная	636
					Хустай-3-3	2014	1904	4380	1250*	3,5	повышенная	837
4	Шерхай	2	сдвиг	слабые события		2012	1883	4040	1335*	3,1	повышенная	660
5	Авдар	2	сдвиг	слабые события		2011, 2012	2124	3995	1103	3,5	повышенная	310
					Авдар-1	2011	2686	5740	1470	3,9	повышенная	300
					Авдар-2	2012	1562	2250	737	3,1	повышенная	330
6	Гунжин	1	сдвиг	слабые события		2011	2057	6560	1371*	4,8	повышенная	80
7	Эмээлт	2	сжатие со сдвигом	слабые события		2014, 2016	3516	7600	2990	2,7	средняя	1625

				Эмээлт-1	2014	2208	6080	1850*	3,3	повышенная	650
				Эмээлт-2	2016	4824	9120	4130	2,2	средняя	2600
8	Могод	2	сдвиг	сильное событие 1967г.	2016	2801	4717	1845	2,5	средняя	537
				Могод-1	2016	2128	3830	1740	2,2	средняя	500
				Могод-2	2016	4286	7100	2600*	2,7	средняя	630
				Могод-3	2016	1988	3220	1195*	2,7	средняя	480
9	Тулэт	1	сжатие	сильное событие 1967г.	2016	1728	2525	1158	2,1	средняя	225
				Тулэт-1	2016	1742	2430	1100*	2,2	средняя	150
				Тулэт-2	2016	1714	2620	1216*	2,1	средняя	300
10	Хустай-1	1	сдвиг	отсутствует	2014	1840	2730	1405*	1,9	низкая	821

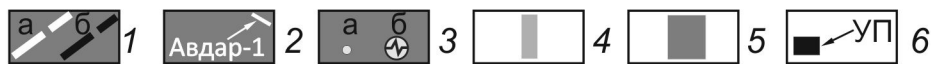
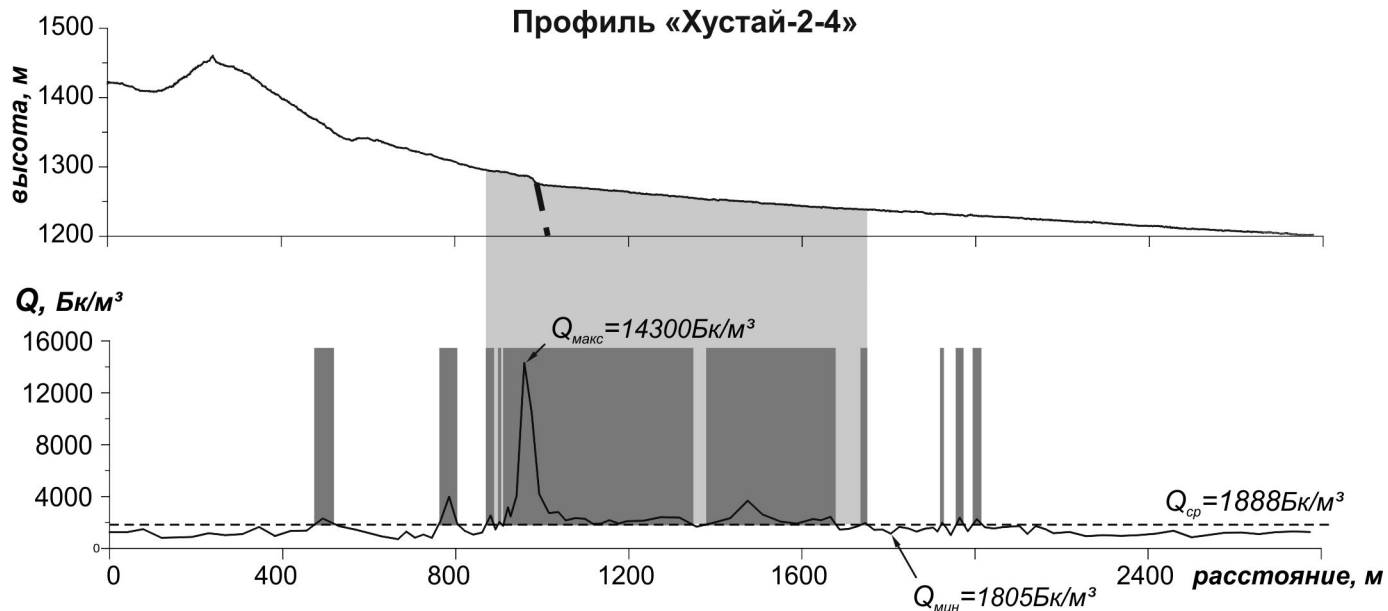
Обозначения: Q_{\max} – максимальная величина активности почвенного радона в пределах приразломной аномалии (интенсивность аномалии); Q_{\min} – минимальная величина активности почвенного радона за границами аномалии, связанной с разломом (*– рассчитана как средняя величина по оценкам в обоих крыльях); K_Q – показатель радоновой активности разлома (контрастность аномалии); $Q_{\text{ср}}$ – среднее арифметическое величин Q , измеренных по профилю; H – ширина приразломной радоновой аномалии, измеренная вдоль профиля. Жирным шрифтом выделены параметры аномалий, соответствующие разлому (или разломному сегменту) в целом.

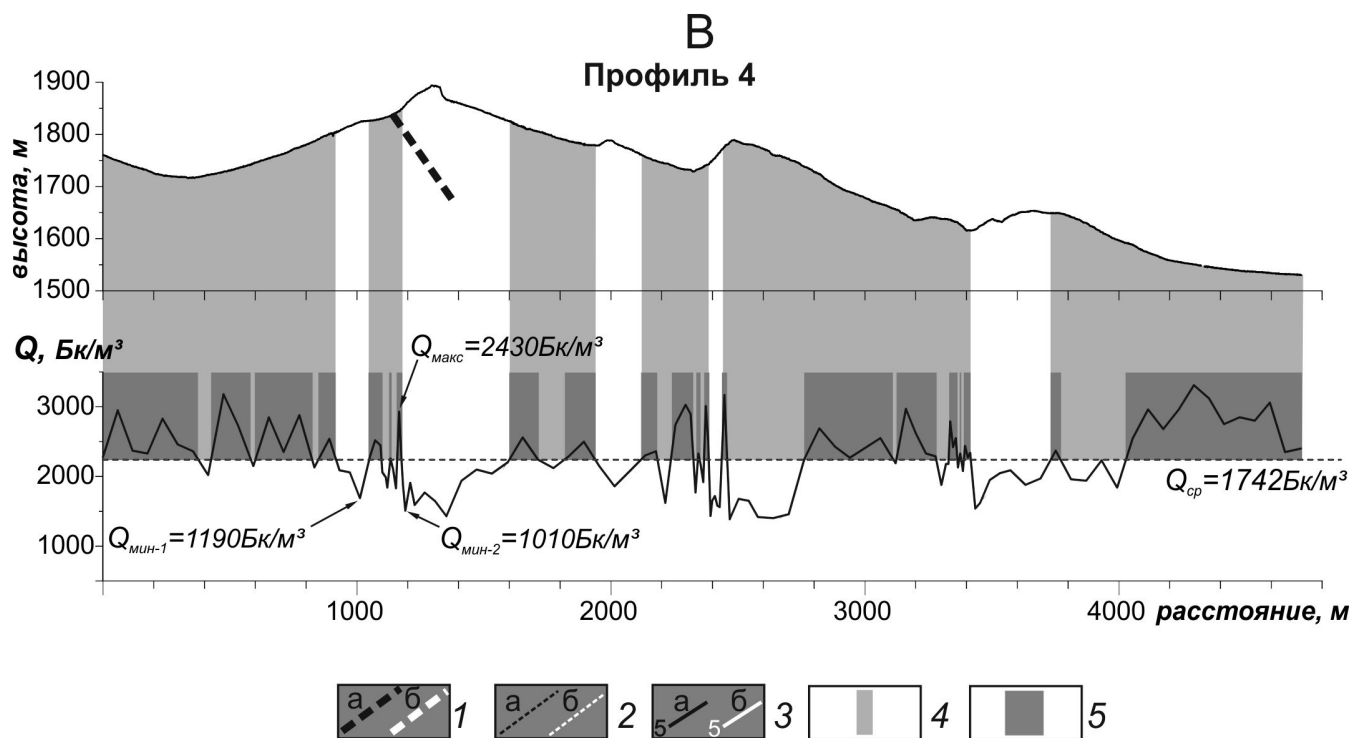
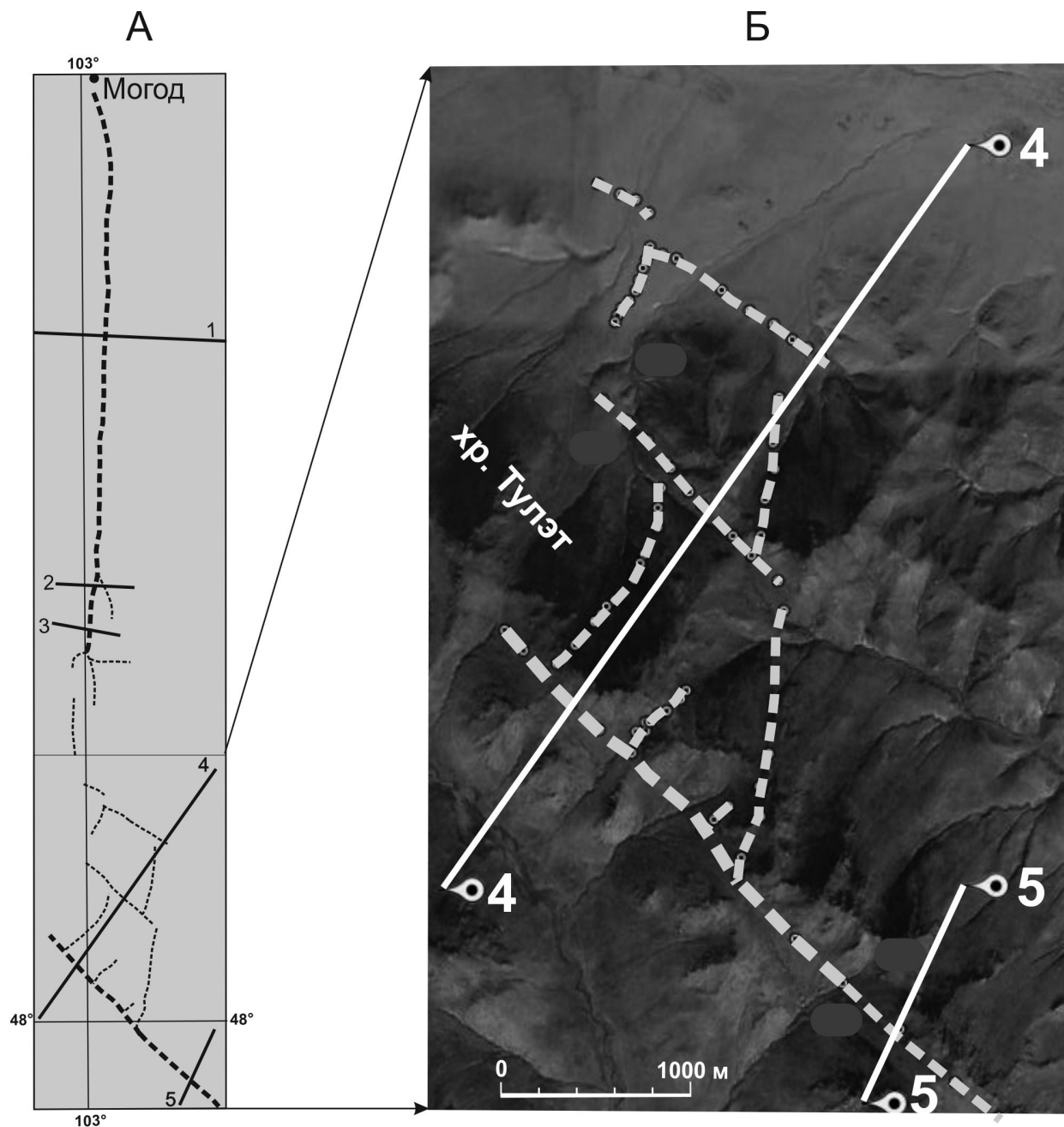
А



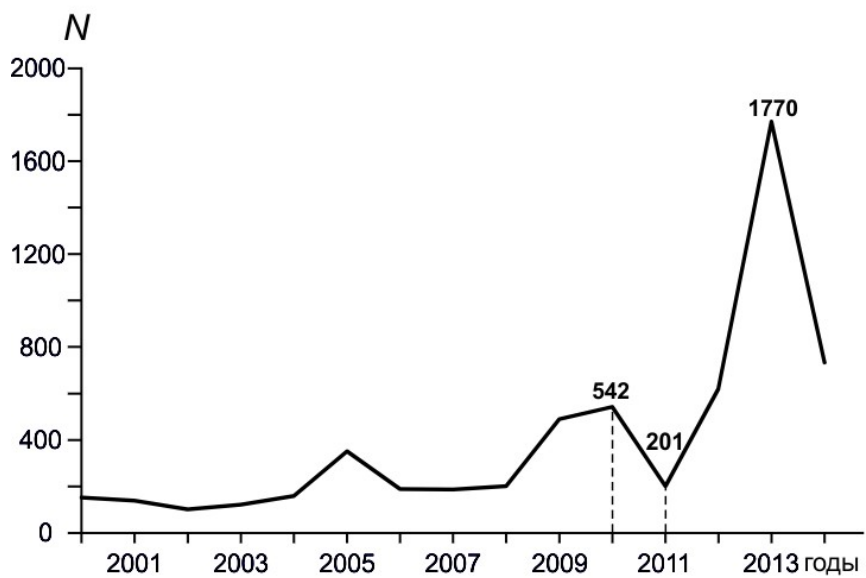
Б

Профиль «Хустай-2-4»

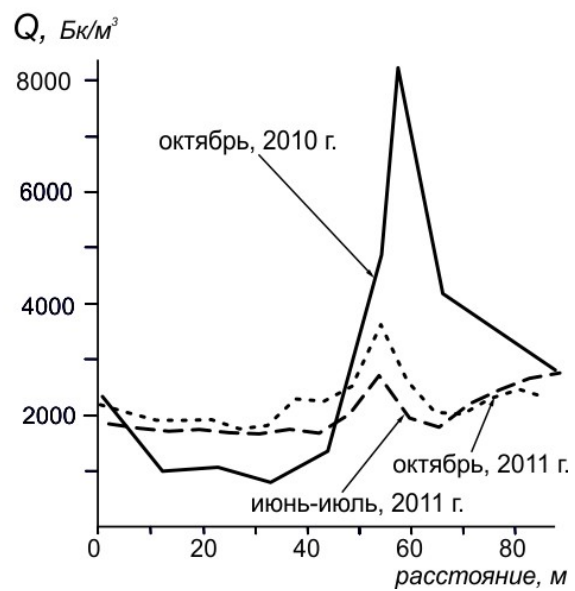




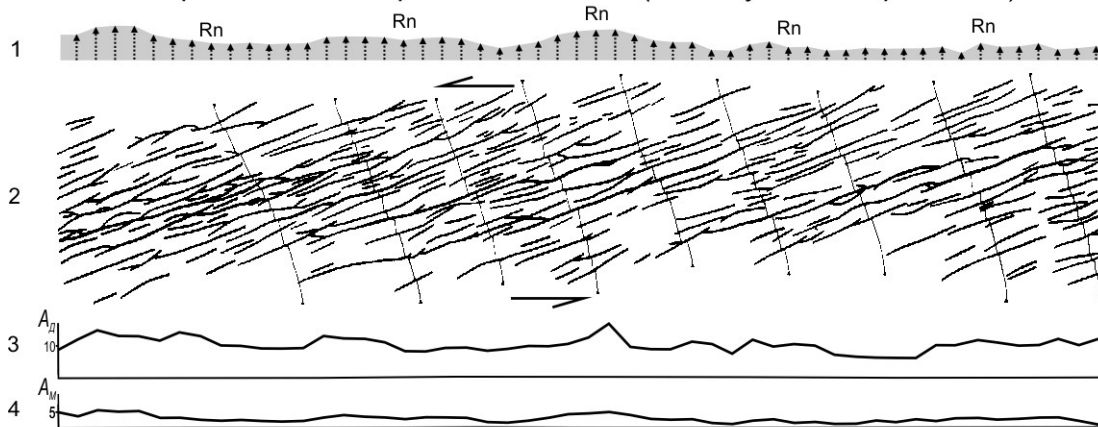
A



Б



А - ранняя стадия развития сдвига (20 минута эксперимента)



Б - поздняя стадия развития сдвига (50 минута эксперимента)

