

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича  
Уральского отделения Российской академии наук**

На правах рукописи

**Бирюлин Сергей Викторович**

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ  
АНОМАЛИЙ ОБЪЁМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА  
ПЕРЕД ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В РАЙОНЕ ЮЖНЫХ КУРИЛ**

Специальность 25.00.10 – геофизика,  
геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
кандидат геолого-минералогических наук  
Юрков Анатолий Константинович

Екатеринбург – 2021

## СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ .....	2
ВВЕДЕНИЕ.....	4
1. ОБЗОР РАНЕЕ ВЫПОЛНЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	11
1.1. Обзор представлений о процессе подготовки тектонического землетрясения.....	11
1.2. Аномалии радона и прогноз землетрясений.....	21
1.3. Генерация радона и его последующая миграция .....	39
1.4. Теория диффузии радона.....	44
1.4.1. Модель плоского листа.....	44
1.4.2. Модель бесконечного источника.....	46
1.5. Датчики радона и методы сбора данных.....	47
2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ, ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮЖНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА .....	51
2.1. Географическое положение и особенности геоморфологии.....	51
2.2. Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным.....	54
2.3. Вулканизм .....	54
2.4. Гравитационные аномалии.....	55
2.5. Магнитное поле .....	56
2.6. Электромагнитные исследования .....	56
2.7. Сейсмичность.....	57
2.8. Тепловой поток.....	58
2.9. Основные черты геологического строения.....	59
3. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНОВЫХ АНОМАЛИЙ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ, ПРОИЗОШЕДШИМИ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОМ РЕГИОНЕ С 2011 ПО 2018 ГГ. ....	63
3.1. Аппаратура, исходные данные и методика проведения радонового мониторинга .....	63
3.2. Определение коэффициента диффузии и скорости адвекции радона в условиях мгновенного источника при диффузионно-адвективном переносе в горных породах.....	69

3.3.	Оценка зоны проявления предвестников землетрясения .....	75
3.4.	Образование радоновых аномалий .....	77
3.4.1.	Типы радоновых аномалий.....	80
3.4.2.	Прогнозные отношения .....	81
3.5.	Выделение аномалий объёмной активности радона по данным со станции Южно-Курильского полигона .....	83
3.6.	Определение эффективности связи событий с геодинамическими критериями $K \geq 2$ , $K \geq 2.2$ , $K \geq 2.5$ и изменений ОАР .....	88
3.7.	Связь момента проявления землетрясения и точки экстремума аномалии ОАР .....	90
3.8.	Причинно-следственная связь между землетрясением и аномалией ОАР.....	92
4.	ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КРИВЫХ АНОМАЛИЙ ОАР.....	94
4.1.	Влияние циклических изменений величины одноосного сжатия на относительную проницаемость андезито-базальтов и известняков .....	94
4.2.	Оценка времени проявления тектонического события («ближняя», «дальняя» зоны) ...	101
4.3.	Азимутальная оценка распределения землетрясений, отразившихся в кривых объёмной активности радона.....	112
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	115
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	116

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность работы

Землетрясения — это явления, представляющие опасность для человека, инженерных сооружений и инфраструктуры. Минимизация рисков сейсмических событий является проблемой как в глобальном, так и локальном масштабах. Они оказывают существенное негативное влияние на социальное развитие и экономику. По данным геологической службы США за период с 2000 по 2018 гг. во всём мире в результате землетрясений погибло свыше 800 000 человек. Поэтому исследования, направленные на поиск и разработку методов предупреждения подобных явлений, на снижение их последствий, представляются чрезвычайно важными.

Несмотря на широкий спектр мнений о возможности прогнозирования землетрясений, в мире не прекращаются работы по поиску решения данной проблемы. Из большого количества существующих различных методов, в той или иной степени применяемых для прогнозирования процесса подготовки тектонических землетрясений, широко используются немногие из них, имеющие физическое обоснование и возможность практической реализации. К их числу относится и применение вариаций изотопов радона, в основном радона-222.

Начиная с конца 60-х годов прошлого столетия в работах, выполненных в СССР, Китае, Японии и США [Уломов, Мавашев, 1967; Fengming, Ge, 1975; King, Slater, 1978; Wakita et al., 1980] отмечалось, что концентрации радонового газа в земле, изменялись до возникновения землетрясений [Lomnitz, 1994], это давало надежду на его использование в качестве прогностического критерия, учитывая его физические особенности и простоту регистрации.

Радон ( $Rn-222$ ) образуется при радиоактивном распаде  $Ra-226$  в ряду распада  $U-238$  в земной коре. Поскольку радон является радиоактивным газом, организация его инструментальных измерений сравнительно простая и относительно недорогая, а его небольшим периодом полураспада (3.82 суток), обусловлено отсутствие кумулятивного эффекта, поэтому краткосрочные изменения концентрации радона в земле могут выполняться с очень хорошим временным разрешением.  $Rn-222$  непрерывно генерируется в горных породах в процессе распада радия и уверенно регистрируется даже при небольших содержаниях [Уткин, Юрков, 1998]. Его перенос в земной коре регулируется пористостью и проницаемостью горных пород [Etiore, Martinelli, 2002], а также зависит от гидрометеорологических условий. Вариации напряженно-деформированного состояния в верхней части земной коры [Ghosh et al., 2009; Thomas, 1988] приводят к изменениям объемной активности почвенного радона.

Механизм формирования наблюдаемых радоновых аномалий до сих пор слабо изучен, хотя было предложено несколько теорий [Atkinson, 1980; King, 1978; Lay et al., 1998; Martinelli,

1992]. За последние тридцать лет возникновение аномальных временных изменений концентраций радона изучалось рядом авторов, специализирующихся на измерениях  $R_n$  в почвенном газе [King, 1984, 1985; Kuo et al., 2010; Mogro-Campero et al., 1980; Planinic et al., 2001; Ramola et al., 2008; Ramola et al., 1990; Reddy, Nagabhushanam, 2011; Walia et al., 2009a; Walia et al., 2009 b; Zmazek et al., 2005; Zmazek et al., 2002b], в грунтовых водах [Favara et al., 2001; Gregoric et al., 2008; Heinicke et al., 2010; Kuo et al., 2006; Ramola, 2010; Singh et al., 1999; Zmazek et al., 2002a; Zmazek et al. 2006], в приземной атмосфере [Albarelllo, 2013; Oh, Kim, 2015; Omori et al. 2007]. Радон, как индикатор изменений напряженного состояния горных пород, приводящих к тектоническим землетрясениям в настоящее время широко применяется во всем мире [Уткин, Юрков, 1998; Макаров, 2017; Фирстов и др., 2017а; Фирстов и др., 2017б; Фирстов, Макаров, 2018; Aumento, 2011; Chang, Lin, 1979; Dubinchuk, 1991; Hatuda, 1953; Kasahara, 1979; King et al., 1996; Teng, 1980].

Однако результаты проведённых исследований не во всех случаях однозначны и не всегда чётко позиционируют радон, как вероятный предвестник тектонического землетрясения (далее по тексту землетрясения). Это может объясняться использованием разной аппаратуры, методик и способов, различных условий измерений (в воде, почве, приземной атмосфере).

В ходе исследований за последние тридцать лет были получены результаты, показывающие различную связь сейсмических событий и изменениях объёмной активности радона (ОАР) в зависимости от расстояния до эпицентра. Например, в 2011 году фиксировались аномалии ОАР перед землетрясением Тохоку в корейской пещере Сонгрю на расстоянии более 1200 км до эпицентра [Oh, Kim, 2015]. Для сравнения, аномальное поведение ОАР отражалось на станциях мониторинга перед землетрясением М 6.3 в итальянском городе Л'Акуила, 2009 год, на расстоянии первых десятков километров от эпицентра [Giuliani et al., 2009].

Неоднозначные результаты получены по времени проявления радоновых аномалий, предшествовавших землетрясениям. Перед землетрясением Тохоку аномалии ОАР наблюдались за несколько недель, а перед сейсмическим событием в Л'Акуиле за сутки.

С одной стороны, приведённые примеры показывают, что проявление сейсмического события в кривых ОАР зависит от геологических и геодинамических условий конкретного региона. А с другой, существенную роль, при интерпретации полученных результатов, играют применяемая методика измерений и аппаратура.

Для ясного понимания результатов ранее выполненных исследований, получения статистически значимых пространственных и временных закономерностей поведения ОАР перед землетрясениями, необходимо провести анализ результатов длительных мониторинговых наблюдений ОАР в сейсмоактивном районе с известными геолого-тектоническими условиями.

### **Степень разработанности**

Разработана методика мониторинговых наблюдений аномалий радона с применением адвективного режима доставки почвенного воздуха к детектору. Проведен мониторинг ОАР на двух станциях, расположенных в Южно-Курильском регионе в период с 2011 по 2018 гг. На основании полученных экспериментальных данных и с учетом результатов ранее выполненных работ, в том числе по применению радона для изучения горных ударов в горных выработках, проведён ретроспективный сопоставительный анализ аномалий ОАР с землетрясениями. Определены основные временные и пространственные закономерности между сейсмическими событиями и аномалиями объёмной активности радона. Выполнена азимутальная оценка распределения землетрясений, отразившихся в кривых объёмной активности радона.

### **Цели и задачи работы**

Цель исследования — выявление пространственно-временных закономерностей и связей между сейсмической активностью и предшествующими аномалиями объёмной активности радона (ОАР), выделенных на основе анализа данных полученных на станциях мониторинга, располагающихся на территории Южно-Курильского геодинамического полигона.

Задачи:

- разработка методики выделения аномалий радона и обработки результатов мониторинга ОАР с учетом геодинамических условий Южно-Курильского полигона
- выполнение ретроспективного статистического анализа аномалий радона, полученных с 2011 по 2018 гг. и сопоставление их с тектоническими событиями, произошедшими за аналогичный период в выделенной эпицентральной зоне
- поиск и анализ закономерностей между землетрясениями и аномалиями кривых ОАР
- оценка связи времени проявления землетрясений и кривых аномалий ОАР
- оценка связи землетрясений и кривых аномалий ОАР в зависимости от расстояния между станцией мониторинга и эпицентром.

### **Научная новизна**

При интерпретации полученных результатов многолетнего мониторинга ОАР в пределах Южно-Курильского полигона был разработан и применён принцип выделения аномалий. В качестве аномалии на кривой ОАР рассматривался участок, содержащий от трех последовательных значений ОАР (при четырехчасовых измерениях), не менее чем в два раза превышающих фоновый уровень, фиксируемый перед началом повышения объёмной активности радона. Фоновый уровень ОАР определялся перед каждым конкретным землетрясением, так как он зависит от нескольких факторов (температура, влажность, приливные воздействия и ряд

других).

На основе деформационной модели И.П. Добровольским [Добровольский, 1991] была выполнена оценка радиуса зоны проявления предвестников, и применён геодинамический критерий ( $K \geq 2.5$ ): отношение магнитуды землетрясения ( $M$ ) к логарифму расстояния от станции мониторинга до события ( $R$ ). Данный критерий экспериментально подтвержден для нескольких геофизических методов, основанных на вариациях проницаемости и пористости горных пород. Таких как измерения уровня столба жидкости в скважинах (колодцах) и измерения температуры в скважинах стационарно установленными датчиками [Демежко и др., 2012; Пулинец и др., 2012; Руленко, Кузьмин, 2015; Тихонов, 2012; King et al., 1999]. Применение геодинамического критерия И.П. Добровольского для вариаций объемной активности почвенного радона в опубликованных источниках не встречалось.

При выполнении данной работы проанализированы результаты измерения объёмной активности радона, полученные с применением адвективного способа доставки радона к детектору, за более чем семилетний период со станций мониторинга на территории Южно-Курильского полигона. Результаты сопоставлены с сейсмическими событиями ( $M \geq 4.0$ ), произошедшими в пределах 500 км от станции мониторинга Южно-Курильск за соответствующий период. Установлено, что всем 36 рассмотренным землетрясениям с геодинамическим критерием  $K \geq 2.5$  предшествовали аномалии ОАР. То есть геодинамический критерий  $K \geq 2.5$  выполняется и для вариаций ОАР. Оказалось, что большое количество землетрясений с  $M < 5.6$  на расстоянии  $< 200$  км от станции мониторинга и землетрясений с  $M > 6$  на расстоянии от станции мониторинга свыше 200 км не соответствуют критерию  $\geq 2.5$ , но многим из них предшествовали радоновые аномалии. Так для  $K \geq 2.2$  88 из 90 рассмотренных землетрясений предварялись аномалиями ОАР (97.7%) — почти 100% соответствие. Для получения статистически более обоснованных закономерностей, использовались все выделенные аномалии ОАР, связанные с землетрясениями, которые укладывались в геодинамический критерий  $K \geq 2$ . По данному критерию 89% (148 из 166) рассмотренных землетрясений отразились в аномалиях ОАР. В рамках выполненного исследования показано, что наиболее предпочтительно при анализе аномалий ОАР использовать критерий  $K \geq 2$ .

Было установлено, что события происходят только после экстремума аномалии ОАР. Время от экстремума аномалии ОАР до момента землетрясения зависит от расстояния точки наблюдения до эпицентра. Данное обстоятельство позволяет оценивать опасности возможного землетрясения.

### **Теоретическая и практическая значимость работы**

Полученные результаты длительного мониторинга ОАР подтверждают прогностические возможности радоновых аномалий в качестве вероятного предвестника землетрясений.

Разработка эффективной методики наблюдения и интерпретации радоновых аномалий в перспективе позволит увеличить вероятность успешного прогноза землетрясений в совокупности с другими методами.

#### **Методология и методы исследования**

При исследованиях применялся ряд методов: сравнение, наблюдение, описание, эксперимент, мониторинг, систематизация, статистический.

#### **Положения, выносимые на защиту**

1. Разработана методика сопоставления радоновых аномалий, полученных с применением адвективного способа доставки почвенного воздуха к детектору, с произошедшими тектоническими землетрясениями в радиусе 500 км от станции мониторинга в Южно-Курильске.

2. Для геолого-тектонических условий Южных Курил, установлено, что тектонические землетрясения, для которых отношение магнитуды к логарифму расстояния до эпицентра больше или равно 2 отмечаются в аномалиях объёмной активности радона (ОАР) после экстремума, что можно рассматривать в качестве прогностического критерия.

3. Для геолого-тектонических условий Южных Курил островов, установлено, что рассмотренные тектонические землетрясения: «ближней зоны» (расстояние от эпицентра до станции мониторинга <130 км) и «дальней зоны» (расстояние от эпицентра до станции мониторинга >180 км), отражаются на разных участках аномалии ОАР.

#### **Степень достоверности и апробация работы**

Достоверность выполненной работы подтверждается большим объёмом данных, полученных в результате проведения мониторинга, лабораторных и натурных экспериментов, их соответствием известным теоретическим представлениям, использованием современных методик, аппаратуры и средств, адекватных поставленным целям и задачам.

Основные результаты исследований по теме диссертации докладывались на: конференции IX научные чтения Булашевича. «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле, интерпретация геофизических полей» (г. Екатеринбург, 2017); конференции XIX Уральской молодежной научной школы по геофизике (г. Екатеринбург, 2018); конференции XX Уральской молодежной научной школы по геофизике (г. Пермь, 2019); III всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы» (г. Южно-Сахалинск, 2019); конференции XI международной школы-семинара «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород» (г. Пермь, 2019); VI международной научно-практической конференции «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы» (г. Севастополь, 2019); конференции XXI Уральской молодежной научной школы по геофизике (г. Екатеринбург, 2020); конференции XI научные чтения Булашевича. «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле, интерпретация геофизических

полей» (г. Екатеринбург, 2021); конференции XXIII Уральской молодежной научной школы по геофизике (г. Екатеринбург, 2022).

### **Авторский вклад**

Автор активно участвует в исследовании поведения почвенного радона, в том числе по данным Южно-Курильского геодинамического полигона, начиная с 2015 года. В качестве младшего научного сотрудника лаборатории геодинамики Института геофизики им. Ю.П. Булашевича принимал непосредственное участие в экспериментальных исследованиях по изучению влияния упругих колебаний и одноосного сжатия на выделение радона из образцов горных пород. Провел серию экспериментов по изучению изменения проницаемости образцов различных горных пород при циклических изменениях одноосного сжатия. Выполнил экспериментальные исследования по определению коэффициента диффузии  $R_n$  в верхнем слое земной коры в случае его адвективно-диффузионного и диффузионного переноса. Разработал методику выделения аномалий радона и обработки результатов мониторинга ОАР с учетом геодинамических условий Южно-Курильского полигона. Выполнил ретроспективный анализ связи аномалий радона, полученных с 2011 по 2018 гг. и сопоставил их с тектоническими событиями, произошедшими за аналогичный период в рассматриваемой зоне. Выделил и проанализировал закономерности между землетрясениями и аномалиями ОАР и возможное влияние вулканических построек на их связь землетрясений с аномалиями  $R_n$ .

### **Соответствие диссертации паспорту научной специальности**

Диссертационная работа, полученные результаты и публикации соответствуют паспорту специальности 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых», по пунктам: 14. методы обработки и интерпретации результатов измерений геофизических полей; 22. теоретическое и экспериментальное исследование связей петрофизических и физических свойств горных пород с результатами измерения геофизических полей.

### **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 14 работ, в том числе 6 статей в журналах, входящих в перечень рекомендуемых ВАК.

### **Объём и структура работы**

Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы.

В первой главе представлен обзор ранее выполненных исследований, основной целью которых являлся поиск взаимосвязи между землетрясениями и предшествующими аномалиями радона, и обзор известных представлений о процессе подготовки землетрясений.

Во второй главе рассмотрены геодинамическая, геофизическая и геологическая характеристики Южно-Курильского региона.

В третьей главе описываются методика проведения радоновых наблюдений на территории

Южно-Курильского полигона, разработанная методика выделения аномалий ОАР и их сопоставление с зафиксированными землетрясениями. Приведены результаты сопоставления радоновых аномалий и землетрясений, удовлетворяющих различным геодинамическим критериям. Выявлен наиболее подходящий геодинамический критерий для радонового мониторинга:  $M/lgR \geq 2.2$ . Рассматриваются теоретические основы генерации радона и его миграции в земной коре, математические модели диффузии  $Rn$ , гипотезы образования радоновых аномалий, их типы и ранее полученные прогнозные отношения, связывающие различные параметры землетрясений. По ранее разработанной методике исследования распределения землетрясений по времени подтверждена закономерность между наблюдаемыми тектоническими событиями и предшествующими радоновыми аномалиями. Показано, что все рассмотренные землетрясения, удовлетворяющие геодинамическому критерию больше 2 произошли после экстремума предшествующей аномалии, при применении разработанной методики сопоставления.

В четвёртой главе приводится оценка проявления тектонических событий на различных участках кривой аномалии ОАР в зависимости от расстояния между эпицентром и станцией мониторинга и азимутальная оценка распределения землетрясений, которым предшествовали радоновые аномалии.

Основное содержание изложено на 137 листах. Список литературы состоит из 271 пункта, среди которых 147 на иностранных языках. В работе 59 рисунков и 4 таблицы.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность за высокопрофессиональное научное руководство при выполнении работы к.г.-м.н. Юркову А.К., за консультации и ценные замечания д.г.-м.н. Демежко Д.Ю., к.г.-м.н. Козловой И.А., д.г.-м.н. Щапову В.А., сотрудникам лаборатории геодинамики Института геофизики УрО РАН за всестороннюю помощь и поддержку при проведении данного исследования.

## 1. ОБЗОР РАНЕЕ ВЫПОЛНЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 1.1. Обзор представлений о процессе подготовки тектонического землетрясения

Принципиальная возможность предсказания землетрясений основывается на факте, что это событие не является внезапным, а готовится продолжительное время и этот процесс раскрывает себя в различных физических явлениях, которые в ряде случаев могут быть предвестниками землетрясений. Важной прикладной задачей является качественное и количественное описание проявления предвестников землетрясений. Предвестники определяются как аномальное поведение каких-либо параметров геофизических полей в период, предшествующий землетрясению. Обычно они фиксируются на поверхности Земли или верхней части геологического разреза. Зона проявления предвестников землетрясения определяется как часть дневной поверхности, содержащая эпицентр будущего землетрясения и ограниченная линией, на которой «предвестниковые» возмущения сравниваются с фоновыми вариациями. Условиями практической применимости предвестников являются ограниченное дальное действие и ограниченная продолжительность времени их проявления, зависящие от магнитуды готовящегося землетрясения.

Чтобы правильно оценить явления, предшествующие землетрясению и уверенно использовать их в целях прогноза, необходимо понимать физические процессы, которые их порождают. Создано достаточно большое количество физико-математических моделей подготовки землетрясений, в которых оценены радиус распространения «предвестникового» явления, время и продолжительность его проявления, связь с энергией готовящегося события [Боброва, Пережогин, 2012; Пантелеев, Наймарк, 2014; Ребецкий, 2007; Собисевич, 2002; Соболев, Пономарев, 2003]. Напряженное состояние горных пород сказывается на структуре порового пространства, то есть пористости и проницаемости. Предполагаем, что процесс подготовки землетрясения связан с изменениями напряженного состояния горных пород. Эти изменения должны отразиться в вариациях состава подземной атмосферы и гидросферы.

Достаточно подробный обзор представлений о механизмах подготовки землетрясений различными учёными и исследований из разных стран выполнен И.П. Добровольский [Добровольский, 1991]. Основные положения обзора представлены ниже.

Существуют свидетельства, что еще в 373 году до н.э. перед землетрясением люди наблюдали световые эффекты. Таким образом, зарождалось мнение, что землетрясение является не спонтанным природным явлением, а имеет предшествующий процесс подготовки.

На рубеже XIX — XX вв. основная причина землетрясений формулировалась следующим

образом: из-за разрушений пород ниже земной поверхности происходит выделение упругой потенциальной энергии. Однако наряду с этим возник ряд сопутствующих вопросов: как накапливается энергия, за какой период времени, в каком месте, существуют ли явления, возникающие при подготовке землетрясений, и что они из себя представляют.

В работе Э. Зюсса «Лик Земли» выдвинуто предположение, что источник энергии — это сила тяжести в сжимающейся земной коре. Основой считалось вертикальное движение верхнего слоя Земли.

S. Kovesligethy, сейсмолог из Венгрии верил в существование закономерности в повторяемости землетрясений. И повторяемость связывалась с изменением упругих свойств и напряжений за некоторые периоды времени [Kovesligethy, 1908].

Эти изменения должны отражаться в вариациях скоростей сейсмических волн. По мнению Б. Б. Голицына работа Kovesligethy, где приведены численные оценки, была первой попыткой поставить вопрос о предсказании землетрясений на строго научное основание. Голицын указывал на ведущую роль тектонических движений в процессах подготовки. В его понимании движения геологических блоков подразделялись на тахисейсмические (относительно быстрые, проявляющиеся при землетрясении) и брадисейсмические (относительно медленные). Так при брадисейсмических движениях упругие натяжения в конкретных слоях или горных породах могут достигать предельных значений, при которых достаточно незначительного воздействия для преодоления предела упругости и возникновения внезапного смещения одних слоев по отношению к другим. Что в свою очередь приводит к землетрясению [Голицын, 1960].

На смену рассмотренным представлениям пришла теория упругой отдачи.

В 1910 G. Reid предложил теорию упругой отдачи [Reid, 1910]. По мнению автора, горная порода не может быть разрушена без воздействий упругих напряжений, больших, чем она может выдержать. Земная кора во многих областях планеты медленно перемещается и разности перемещений в соседних областях создают упругие деформации, превышающие, предел прочности породы. После чего возникает разрыв, и деформированные породы испытывают отдачу под действием собственных упругих напряжений. Распределение искажения пород во время Калифорнийского землетрясения показывает, что упругая отдача и, следовательно, упругий сдвиг сконцентрировались вблизи плоскости разлома и значительно уменьшались по величине даже на небольших расстояниях от нее. Более того, за исключением землетрясений, непосредственно связанных с вулканической деятельностью, подобные деформации не возникают спонтанно, а постепенно накапливаются, из-за медленного перемещения граничащих геологических блоков.

Объем, в котором происходит накопление упругой потенциальной энергии, также относится к процессам подготовки.

Согласно G. Benioff энергия накапливается в некотором объеме, который при воздействии, превышающем его предел прочности, полностью разрушается [Benioff, 1951]. Но модель противоречила элементарным механическим представлениям. Ведь любой объем среды, взаимодействует с соседними, и без количественных оценок невозможно утверждать, где будет накоплена основная энергия — в объеме очага или в окружающей среде.

К. Bullen представлял, что объем очага существенно меньше, объема в котором материал близок к разрушению [Bullen, 1953]. То есть в процессе накопления энергии/подготовке землетрясения, задействуются определенные объемы среды в окрестности будущего очага.

По предположениям Г.И. Гуревича накоплению энергии перед землетрясением предшествуют медленные деформационные тектонические движения, требующие подходящих технических методов их обнаружения [Гуревич, 1956]. Автор считал, что упругая среда четко характеризует распространение сейсмических волн в первом приближении. Однако при длительных процессах подготовки невозможно понять поведение горных пород, без учёта того, что в общем случае они находятся в «твердо-жидком» состоянии.

По мнению Г.А. Гамбурцева существует дифференциация геологических блоков по прочности. При движении блоков происходит накопление сдвиговых напряжений, а затем выделение энергии в том месте, где они превысили предел прочности, то есть очаге землетрясения. Также выдвигается гипотеза перемещения очагов по границам геологических блоков [Гамбурцев, 1960].

Я.Б. Фридман в своей работе представляет собственную точку зрения на процесс разрушения [Фридман, 1960]. Он считает, что разрушение происходит на основе системы трещин с деформационными явлениями. И выделяет четыре периода развития: начально-ускоренный; период торможения; стационарный; лавинный. Перечисленные периоды можно характеризовать по скорости деформации: возрастающая; убывающая; постоянная; резко возрастающая, соответственно.

М.В. Гзовский четко связывает процесс разрушения с землетрясением [Гзовский, 1960]. Автор выделил три стадии при возникновении тектонического разрыва.

Во-первых, длительная подготовка. Сначала возникают многочисленные самостоятельные небольшие разрывы, которые, постепенно разрастаются и объединяются в более крупные нарушения. Появление каждого мелкого разрыва сопровождается мелким землетрясением. На второй стадии существенно возрастают напряжения на неразрушенных участках. Начинается стремительно разрушение областей между уже образовавшимися мелкими разрывами. Процесс запускает цепную реакцию, является кратковременным, но в тоже время основным. К концу этапа образуется крупный, сложный разрыв, по всему участку с первоначально наиболее высокими напряжениями. На конечной стадии разрастание крупного

разрыва постепенно замедляется. Возникают афтершоки, сила и количество которых быстро снижаются. При самых крупных разрывах длится не более 2—3 лет. Зачастую ограничиваясь несколькими месяцами.

В.И. Уломов и Б.З. Мавашев полагают, что очагом землетрясения является сдвиговый разрыв, образованный в результате накопления предельных упругих напряжений [Уломов, Мавашев, 1967]. Выделяется четыре этапа деформации блока пород гипоцентральной области.

1) В течение продолжительного времени, постепенно возрастает упруго-пластическая деформация, чему сопутствует уплотнение значительного объема. В частности, сокращение пор, небольших трещин.

2) Относительно быстрая упругая деформация со снижением объема горных масс и нарушением кристаллических решеток некоторых минералов.

3) Пластическая деформация с несущественным уменьшением объема горных пород. Этап при воздействии колоссального всестороннего сжатия завершается резким сдвиговым перемещением горных масс, то есть землетрясением.

4) Происходит релаксация упругих напряжений, образованных при перемещении масс. Она сопровождается серией афтершоков и завершается максимальным снятием упругих напряжений в зоне очага.

Ю.В. Ризниченко рассматривает тектонические процессы в крупном объеме земной коры за существенные промежутки времени, то есть процессы, формирующие сейсмический режим. Им построена теоретическая модель режима, основанная на связи двух величин: упругой потенциальной энергии, накапливаемой средой и прочностью горных пород, изменяемой во времени. Исследованные величины имеют математическую интерпретацию на основе плотностей, зависящих от пространственных координат и времени [Ризниченко, 1968].

К. Kasahara выделил четыре стадии сейсмического цикла: межсейсмическая, предсейсмическая, косейсмическая и постсейсмическая. На межсейсмической стадии накапливается потенциальная энергия; предсейсмическая стадия характеризуется неупругим поведением среды при критическом уровне напряжений; на косейсмической стадии потенциальная энергия переходит в кинетическую; на постсейсмической стадии происходит переход к новому равновесному состоянию [Kasahara, 1969].

М.В. Рац, С.Н. Чернышев совместно изучали процессы разрушения и развития разрывов. Авторы выдели ряд положений, среди которых выделяются два. Первое, необходимо дифференцировать земной неоднородности и трещины, потому что разрушение можно рассматривать применительно к определенному объему. Второе, принцип инвариантности, который определяет независимость феноменологической картины разрушения от его масштабов [Рац, Чернышев, 1970]. На основе принципа инвариантности рассматриваются три стадии

разрушения геологического материала: равномерное растрескивание по всему объему; уплотнение и объединение трещин; возникновение разрыва и его увеличение.

В.И. Мячкин, Б.В. Костров, Г.А. Соболев, О.Г. Шамина предложили модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Мячкин, 1978]. Очаг землетрясения (сдвиговый разрыв) возникает в результате развития и взаимодействия множества сдвиговых трещин в пределах гипоцентральной области.

Согласно предложенной модели на первой стадии происходит трещинообразование под действием сдвиговых тектонических напряжений. На второй стадии происходит лавинная подготовка землетрясения вследствие взаимодействия трещин и возникновения неоднородных напряжений. Третья стадия неустойчивости. Для самых крупных землетрясений первая стадия продолжается сотни и тысячи лет, вторая и третья стадии при этом длятся около десятка лет.

Scholz и соавторами была разработана дилатантно-диффузионная модель (ДД). Основное отличие модели ДД от модели ЛНТ в том, что считается существенным наличие воды в горных породах гипоцентральной области. Модель ДД также подразделяется на стадии. Первая стадия упругая: рост упругих напряжений, но физическое состояние среды меняется незначительно. Вторая стадия дилатантная: за счёт существенной разности главных напряжений возникают трещины отрыва, и происходит общее увеличение объема породы (дилатансия). Снижается поровое давление, а прочность пород увеличивается. Третья стадия диффузионная: возникает диффузия воды из-за осушения пород, возрастает поровое давление, снижается прочность пород, и в результате образуется магистральный разрыв [Scholz et al., 1973].

W. Stuart предложил модель [Stuart, 1974], близкую к модели ЛНТ и развивающую модель G. Reid, но по ней перед землетрясением деформации концентрируются в узкой зоне разлома. Для горной породы в окрестностях разлома характерно снижение соотношения напряжение-деформация.

К. Могу предполагал, что в узкой зоне будущего разрыва локализуется пластическая деформация. Модель не рассматривает влияние воды как значимое [Mogy, 1974].

Исследования В.Т. Brady рассматривают поведение образца известняка при разрушении [Brady, 1974; 1975; 1976]. При этом разработана модель подготовки землетрясения, подразделяемая на четыре фазы. Первая фаза дилатансии: по всей гипоцентральной области возникает множество трещин. Вторая фаза включения: в определённой локализованной области происходит интенсивное трещинообразование, формируется зона, рассматриваемая как мягкое включение. Третья фаза закрывания: из-за включения происходит перераспределение напряжений, при этом трещины за пределами включения сжимаются. Четвёртая фаза роста: результатом предыдущих процессов является нарастающая дифференциация эффективных свойств между включением и окружающей средой. Поэтому изменяется напряженное состояние

включения, разрастаются трещины до критических величин и проявляется магистральный разрыв.

В конце 1970-х Г.А. Мавлянов, В.И. Уломов сформулировали модель подготовки землетрясений, которая подразделяется на пять этапов [Мавлянов, Уломов, 1976]. Во время первого этапа происходит длительная вязко-упругая деформация, сопровождающаяся проявлением областей наибольших перегрузок. На втором этапе появляются субмикротрещины в области концентрации упругих напряжений. Этап можно отнести к прогностическому периоду, длящемуся годами, в зависимости от размеров области подготовки землетрясения. Третий этап: интенсивная генерация субмикротрещин и их слияние. Для будущего сейсмического очага более вероятны пластические деформации и накопление тектонических нарушений. Происходит деформация земной поверхности, возрастает влажность в трещинах и порах, изменяется электрическая проводимость. Также усиливается выделение летучих продуктов и проявляются электромагнитные аномалии, возникают форшоки и землетрясения. На четвёртом этапе, формируются магистральные трещины, и возникает стремительный разрыв (землетрясение). Этап чётко отражается во многих эпизодических геофизических и геохимических явлениях. Пятый этап: происходит восстановление мезосейсмического состояния очаговой области и постепенный переход очага в разряд квазиодносвязных областей.

Согласно исследованиям J.M. Logan землетрясение происходит из-за механической неустойчивости некоторого участка разлома в результате внезапного снижения коэффициента трения [Logan, 1977]. Одни из вероятных причин уменьшения коэффициента трения — это нагревание трущихся поверхностей из-за разогрева трущихся поверхностей, неоднородные силы трения вдоль разлома, разрушения на контактах. Модель допускает, что перед скачкообразным падением коэффициента трения, вызывающим землетрясение, может быть продолжительное снижение, которое характеризуется как период подготовки.

А. Nur выполнил обзор целого ряда физико-статистических описательных моделей подготовки и протекания землетрясения сформулированных в США [Nur, 1977]. В рассмотренных работах механическая модель перемещения массы по шероховатой поверхности, с помощью пружины имитирует движение с неоднородным трением по разлому. Движение свободного конца пружинки может быть задано и происходить с постоянной скоростью. В моделях использовались различные массы. При различных распределениях коэффициентов трения по поверхности получен ряд особенностей, отражающихся в сейсмических явлениях.

С.Н. Журковым, В.С. Куксенко, В.А. Петровым, В.Н. Савельевым, У.С. Султановым исследовался концентрационный критерий [Журков и др., 1980]. Согласно критерию, породы разрушаются при определенной концентрации трещин.

По данным сейсмичности полуострова Кии, Япония М. Mizome, М. Nakamura, J. Ishiketa,

N. Seto сформировали модель сейсмического процесса, включающую три стадии [Mizome et al., 1978]. Первая стадия: возникают две области множеств микроземлетрясений, с промежуточной зоной сейсмического покоя. Очаги микроземлетрясений узкой полосой простираются вдоль существующего разлома через зону покоя. Промежуточная зона покоя составила почти 50 км<sup>2</sup> и просуществовала 2-3 года. Во время второй стадии было предвестниковое землетрясение с магнитудой  $M=4.3$  на границе промежуточной области покоя. Это объясняется достижением энергии деформации критической величины. Через 6-7 месяцев после предвестникового землетрясения берёт начало третья стадия. Недалеко от разлома происходит сильное землетрясение с  $M=4.7-5.2$ , за которым следуют афтершоки в течение 1-2 недель, также вдоль разлома и направления их очагов согласовано с основным сейсмическим событием. После чего зона сейсмического покоя исчезает примерно на 5 лет. Главные землетрясения проявляются по сейсмическим циклам продолжительностью 8-15 лет.

Д.Г. Осика сформулировал геохимическую модель импульсного газового дыхания Земли. Напряжения земной коры перед землетрясениями вызваны вертикальными движениями в астеносфере и земной коре. Под газовым дыханием подразумеваются субвертикальные газовые потоки из центра Земли. Вода и ювенильные газы сосредотачиваются в верхней мантии после сильных землетрясений, так образуется избыточное давление и аномальные тектонические напряжения. Затем при увеличивающихся напряжениях и лавинообразном трещинообразовании двигаются геологические блоки, происходят разрывные нарушения и колебательные движения. Модель включает три стадии: фоновое тектоническое трещинообразование (десятки, сотни лет); стремительное возрастание масштабов трещинообразования (сутки, недели); лавинное трещинообразование (часы) [Осика, 1979].

Т.Л. Челидзе описал перколяционную модель относительно землетрясений [Челидзе, 1979]. Теория перколяции, статистически описывает дискретную систему узлов, которым присваивается физический смысл, опираясь на поставленные цели и задачи. К примеру, узлы могут рассматриваться как трещины, возникающие в твердом теле. Концентрация узлов изменяется, узлы соединяются в группы (кластеры) до достижения критической концентрации (порог перколяции), также изменяется вероятность появления бесконечно большого кластера.

Г.И. Баренблаттом, В.И. Кейлис-Бороком и А.С. Мониным разработана фильтрационная модель последовательности землетрясений [Баренблатт и др., 1983]. Модель предполагает фоновый запас, как источник энергии землетрясений, пополняемый при относительном движении плит или геологических блоков. Происходит фильтрация воды вдоль разлома, затем меняется феноменологический коэффициент трения на разломе и выделяется накопленная энергия, то есть происходит землетрясение. Предполагается, что энергия выделяется при разгрузке отдельных блоков, когда к их границам поступает вода. Рассчитываются изменения

пористости и проницаемости, оказывающие влияние на феноменологический коэффициент трения.

Обобщая приведённые исследования, можно выделить два типа моделей подготовки землетрясений: до 1950-х годов основаны на общей геологии, геофизике и механике земных недр и с конца 1950-х основанные на механике и физике разрушений, многие на базе лабораторных экспериментов. Во многих моделях прослеживаются общие фазы, например, накопление напряжений геологическими блоками, усиленное трещинообразование, выделение энергии, то есть возникновение землетрясения при преодолении сформировавшихся напряжений предела прочности горных пород.

Рассмотренные примеры моделей фактически носят качественный характер и не дают полной картины физического механизма землетрясений. Они не предоставляют чётких методик численного расчёта предвестников.

И.П. Добровольским составлена блок-схема описания процесса подготовки землетрясения (Рисунок 1).

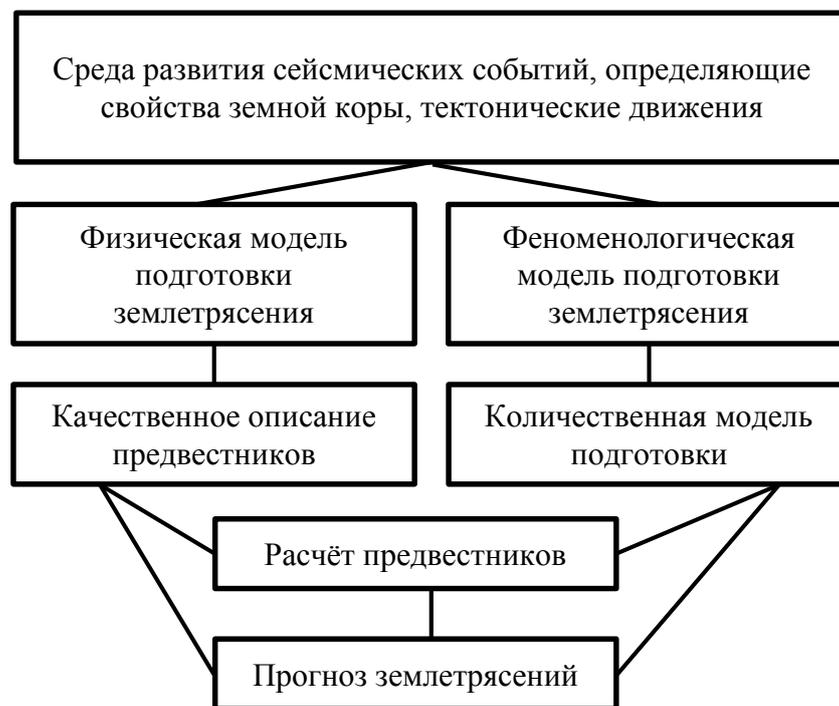


Рисунок 1 — Блок-схема общего анализа процесса подготовки тектонического землетрясения [по Добровольский, 1991].

В.И. Уткин и А.К. Юрков приняли гипотезу накопления упругой энергии за счет деформации изгиба (или кручения) массива горных пород [Уткин, Юрков, 2009а].

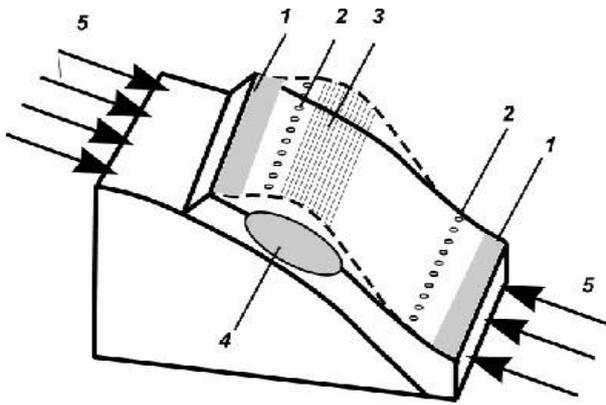
На основе анализа движений литосферных плит и блоков в сейсмогенных поясах выделяется всего три модели, имеющие связь с подготовкой тектонических землетрясений: надвиг-взброс, сдвиг, сброс. Для каждого процесса характерна конкретная поляризация сейсмических волн, по которой определяется вид блокового взаимодействия. При этом

значительные движения отражаются в картине поляризации.

Вдоль зон стыков литосферных блоков за счёт трения, при описанных движениях возникают изгибовые деформации горных массивов [Певнев, 2003]. Для изгибовых деформаций свойственны две существенные особенности. Во-первых, отдельные блоки могут подвергаться пространственному смещению и концентрировать упругую энергию при внутреннем сцеплении. Во-вторых, при деформации без макроскопического разрушения блока не разрушается массив, а при возникновении микроскопического нарушения накапливается упругая энергия.

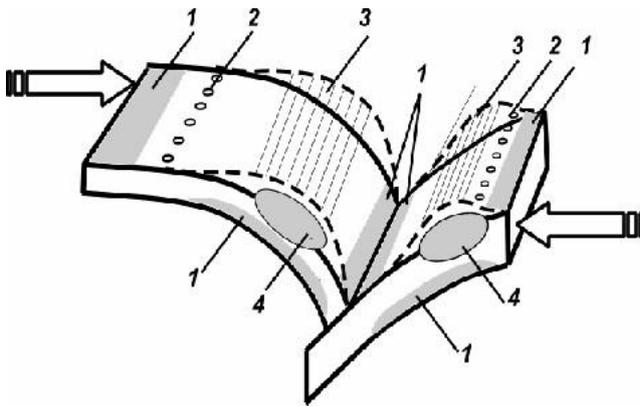
Авторами [Уткин, Юрков, 2009а] приведены возможные варианты деформаций вследствие геодинамики литосферы, приводящие к землетрясениям (Рисунок 2).

Все представленные модели (Рисунок 2) объединяются межблоковым торможением за счет трения, вызывающим деформацию. При этом прочность блоковых пород превосходит породы зоны скольжения, поэтому они не разрушаются, но подвергаются изгибовым деформациям.



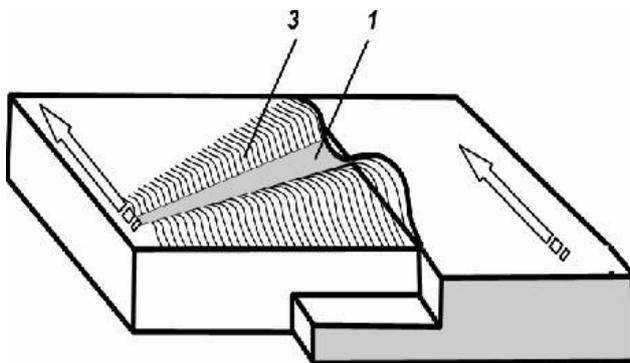
Надвиг-взброс.

Типично для Тянь-Шаня, Аляски



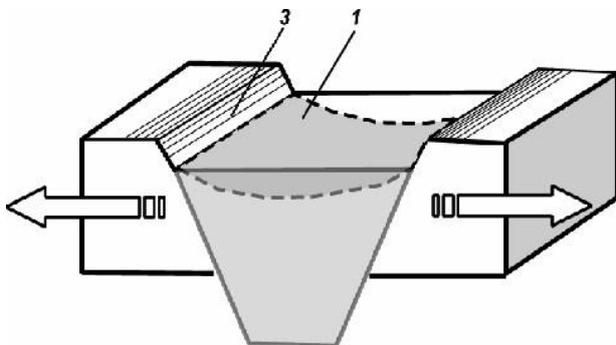
Зона субдукции.

Пример: Курильские острова, Камчатка, Чили, Япония, Индонезия



Скольжение с трением

Пример: разломы Сан-Андреас (США), Северо-Анатолийский (Турция)



Сброс — зоны грабенов.

Байкальская, Восточно-Африканская, Чукотская рифтовые системы

Рисунок 2 — Схемы геодинамических деформационных процессов при подготовке тектонических землетрясений. 1- зоны сжатия; 2 – нейтральные зоны; 3 – зоны растяжения; 4 – зоны дилатансии; 5- направление действующих сил [Уткин, Юрков, 2009а].

По представлениям землетрясения как многофакторного процесса авторами сформирована блок-схема алгоритма процесса подготовки землетрясения (Рисунок 3).



Рисунок 3 — Схема процессов подготовки и землетрясения и сброса упругой энергии [по Уткин, Юрков, 2009а].

Согласно приведённой блок-схеме, ключевым является непрерывное движение плит, которое постоянно генерирует условия для возникновения землетрясения.

## 1.2. Аномалии радона и прогноз землетрясений

Прогнозы землетрясений основаны главным образом на наблюдении предшествующих явлений. Однако физический механизм землетрясений и их предвестников в настоящее время малопонятны, поскольку факторы и условия, регулирующие их, слишком сложны. Методы прогнозирования, основанные только на явлениях-предвестниках, носят чисто эмпирический характер и связаны со многими практическими трудностями.

Предвестники могут быть различного вида.

- Аномальная сейсмичность
- Изменения скорости, механизма происхождения, спектральных характеристик сейсмических волн
- Крупномасштабные деформации земной коры
- Аномальные изменения в напряжениях и нагрузках земной коры, наклонов
- Изменения силы тяжести, геомагнитного поля, теллурических токов, удельного сопротивления

- Аномальные изменения в поведении подземных вод, осадков, атмосферного давления, температуры

- Аномальные изменения содержания газов Rn, CO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub> в почве, воде и воздухе

Эти явления могут служить основой для прогнозирования трех основных параметров землетрясения: места и времени возникновения, магнитуды сейсмического события [Zhang et al., 1984; Lomnitz, 1994; Imme, Morelli, 2012].

За последние несколько десятилетий были сделаны попытки измерить аномальные эманации геогазов в сейсмоопасных регионах мира, в частности, гелия, радона, водорода, углекислого газа [Imme, Morelli, 2012]. Среди них радон наиболее предпочтительный в качестве предвестника землетрясения.

Радон изучается во многих странах мира различными исследователями. Целями этих работ являются поиски решения экологических проблем, связанных с радиоактивностью этого газа, разведка месторождений радиоактивного сырья и ряд других применений. Измерения этого газа в почве, грунтовых водах и атмосферном воздухе показали, что пространственные и временные вариации могут предоставить информацию о геодинамических событиях, что представляет интерес при прогнозировании тектонических событий.

Ниже приводятся некоторые примеры многочисленных, выполненных исследований в наиболее сейсмоактивных регионах мира, с целью связать аномалии радона с землетрясениями.

Фактически, первые измерения радона в грунтовых водах были сделаны Shiratoі и Imamura в Японии [Shiratoі, 1927; Imamura, 1947]. Аналогичные исследования в течение двух лет в активной зоне разлома проводил Hatuda [Hatuda, 1953]. Измерялась концентрация радона в почвенном газе, и регистрировались аномальные концентрации радона в активной зоне разлома перед сильным землетрясением (M=8) в Тонанкае (Япония, декабрь 1944 года). В Советском Союзе первые измерения радона в почве с целью прогнозирования внезапных выбросов угля в шахтах Кизеловского бассейна были сделаны в 1949 Ю.П. Булашевичем (устное сообщение). В 1956 году Okabe также показал значительное увеличение концентрации радона при приближении землетрясения [Okabe, 1956].

Несколько лет спустя Tanner [Tanner, 1959] доказал важность влияния метеорологических параметров на измерения радона, и в 1964 году он предположил, что радон может быть использован в качестве трассера для обнаружения месторождений урана или для прогнозирования землетрясений [Tanner, 1964].

Первые свидетельства присутствия радона в грунтовых водах как предвестника землетрясений регистрировались в Советском Союзе в период 1966-1971 годов. В 1968 году [Уломов, Мавашев 1968; 1971] наблюдали аномалии концентрации радона в горячей минеральной воде из водоносного горизонта (глубиной 1300-2400 м) Ташкентского

артезианского бассейна (ныне бывший СССР) перед Ташкентским землетрясением  $M=5.2$  15 апреля 1966 году и нескольких других толчков  $M=3.0-4.0$ . Анализ данных был проведен после сейсмического события: за несколько лет до землетрясения содержание радона достигло максимального значения, а затем вернулось к своему нормальному значению. Такая же картина наблюдалась и до более крупных толчков, но в более коротком масштабе времени (Рисунок 4). Расстояние от аномалий до эпицентра находилось в пределах 5 км. Эти результаты показали перспективность применения радоновых исследований в качестве предвестников землетрясений. В Советском Союзе, начиная с 1974 года [Султанходжаев и др., 1980] проводились масштабные работы относительно концентрации радона в грунтовых водах.

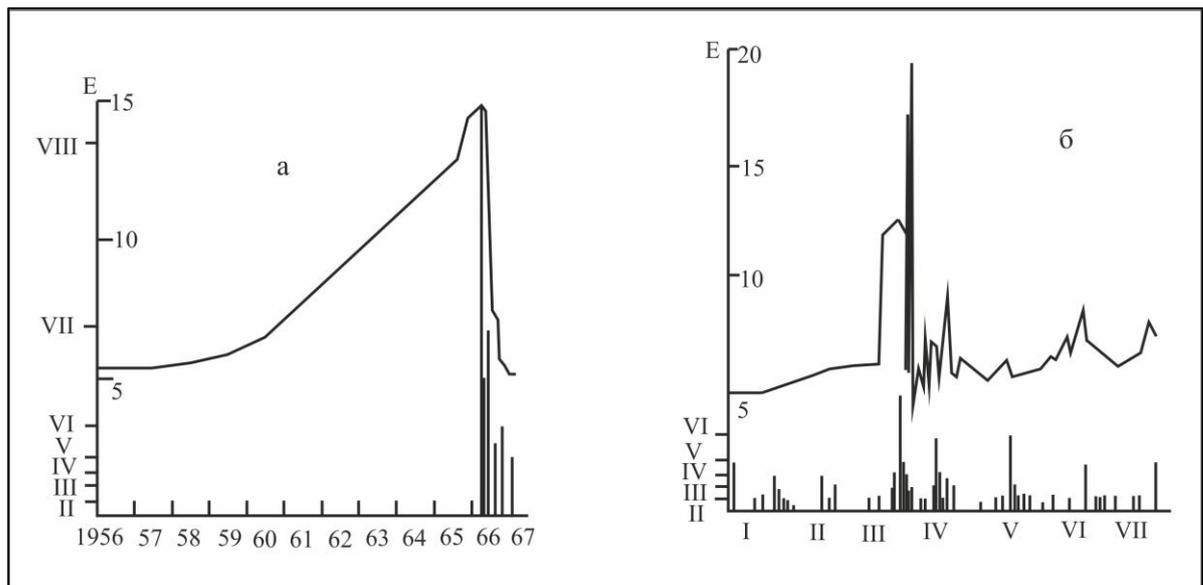


Рисунок 4 — Первое свидетельство наличия вариаций радона в грунтовых водах как предвестника землетрясений [Уломов, Мавашев, 1971]. Концентрация радона в воде, до Ташкентского землетрясения 1966 года  $M=5.2$  (а) и его афтершоков (б).

Заметные предвестниковые сигналы наблюдались до землетрясений в Маркансу (1974), Газли (1976), Алма-Ате (1978), с магнитудами и эпицентрными расстояниями  $M=7.3$  и 530 км;  $M=7.3$  и 470 км;  $M=7.1$  и 65 км, соответственно. Хотя ряд других землетрясений не имел какого-либо отчетливого предвестникового сигнала. Продолжительность радоновой аномалии составила 100, 4 и 50 дней соответственно.

Спустя много лет после исследований [Уломов, Мавашев 1968], Pulinets et al. сравнили концентрацию радона в скважине близ Ташкента, где 13 декабря 1980 года произошло землетрясение средней магнитуды, с пиковой электронной плотностью ионосферы в окрестностях эпицентра землетрясения; они оказались в противофазе на период в 18 часов. Концентрация радона резко увеличилась за несколько дней до землетрясения, за которым последовало уменьшение в день события [Pulinets et al., 1997].

## Китай

С 1970 года Китай был первым государством, организовавшим проведение исследований, направленных на прогнозирование землетрясений. В 1975 году выполнен первый прогноз, который привел к эвакуации, спасшей жизни тысяч людей. Землетрясение магнитудой 7.3 Хайчэн 4 февраля 1975 года было первым землетрясением во всем мире, которое было точно спрогнозировано [Fu, Tatsuoka, 1984]. До прогноза было сделано несколько предупреждений на предыдущие даты без каких-либо постановлений об эвакуации. Данные бюро землетрясений провинции Ляонин [Raleigh et al. 1977] были полезны при принятии решения о подаче предупреждающих сигналов за месяцы и недели до сейсмического события. Хотя нет никаких доказательств того, что именно эти данные сыграли роль в прогнозе предстоящего землетрясения. Радоновые аномалии наблюдались в воде скважин, удаленных на 200 км от эпицентра землетрясения. Тревога была поднята сразу после усиления форшоков в эпицентральной области [Wang et al. 2006]. Полный прогноз формировался на основе анализа всей информации, полученной как профессиональными станциями, так и многочисленными любительскими пунктами мониторинга [Fengming, Ge, 1975].

Спустя полтора года после землетрясения в Хайчэне 28 июля в Таншань, Китай произошло еще одно сильное землетрясение магнитудой 7.8. Однако на этот раз приказа об эвакуации не было, хотя были зафиксированы аномальные сигналы для районов Пекина, Тяньцзиня, Таншаня, Бохая и Чжанцзякоу. Изменения содержания радона в 27 скважинах (источниках) в Северном Китае (на 300 км дальше) наблюдались до и после Таншаньского землетрясения, однако единого критерия для оценки этих аномалий не было. Землетрясению не предшествовали форшоки. Аномалии могли быть связаны как с землетрясением Хайчэн (1975,  $M=7.3$ ), так и с землетрясением Таншань из-за их близости во времени (1.5 года) и пространстве (350 км) [Toutain, Vaubron, 1999]. В одном округе была поднята тревога, но этого оказалось недостаточно, чтобы смягчить бедствие.

## Япония

В Японии первая правительственная программа по прогнозированию землетрясений была сформулирована в 1960-х годах, однако измерения радона, как критерий не были включены в неё. Тем не менее, многие учёные проводили исследования и замеры по радону. Hirotaka со своей группой наблюдали аномалии почвенного радона перед землетрясением в префектуре Нагано  $M=6.8$ , сентябрь 1984 года [Hirotaka et al., 1988], а область измерения находилась примерно в 65 км от его эпицентра в разломе Атоцугава. Они наблюдали постепенное увеличение концентрации радона за 2 недели до толчка.

Аномалии радона были зарегистрированы перед землетрясением в префектуре Нагано ( $M=6.8$ ) 14 сентября 1984 года [Hirotaka et al., 1988]. Авторы наблюдали постепенное увеличение

количества радона за три месяца до землетрясения и заметное увеличение за две недели до толчка.

За 5 дней до землетрясения Изу-Ошима-Кинкай  $M=7.0$ , 14 января 1978 [Wakita et al., 1980] в воде была зафиксирована аномалия, похожая на всплеск радона, в 350-метровой артезианской скважине, в 25 км от эпицентра.

Землетрясение в Кобе 17 января 1995 года,  $M=7.2$ , которое часто берут в качестве примера провала детерминированного прогнозирования. Ему предшествовали заметные аномалии радона в воде, но, поскольку не было активности форшоков, сигнал не учитывался. В течение примерно двадцати лет обширная сеть мониторинга радона в подземных водах осуществлялась главным образом Токийским университетом и геологической службой Японии с целью прогнозирования землетрясений на востоке Японии. Перед землетрясением Кобе зафиксирована значительная радоновая аномалия [Igarashi et al., 1995] (Рисунок 5). Авторы провели анализ концентрации радона в скважине глубиной 17 м в 30 км от эпицентра за период с ноября 1993 года по март 1995 года. Они наблюдали стабильную концентрацию радона около 20 Бк/л в конце 1993 года. Концентрация радона начала постепенно увеличиваться с октября 1994 года, достигнув 60 Бк/л к ноябрю 1994 года, что в три раза больше, чем за тот же период годом ранее. Кроме того, за резким увеличением концентрации радона, зарегистрированном 7 января, за 10 дней до землетрясения, последовало резкое снижение 10 января, за 7 дней до землетрясения. После сейсмического события концентрация радона вернулась к дооктябрьскому уровню 1994 года. Одним из основных результатов этого исследования является наблюдение сложного поведения аномалии радона перед событием. Поведение аномалии может зависеть от геодинамических условий исследуемого района.

Увеличение содержания радона может быть обусловлено образованием микротрещин в системе водоносного горизонта, а уменьшение уплотнением трещин [Okumura, 1995].

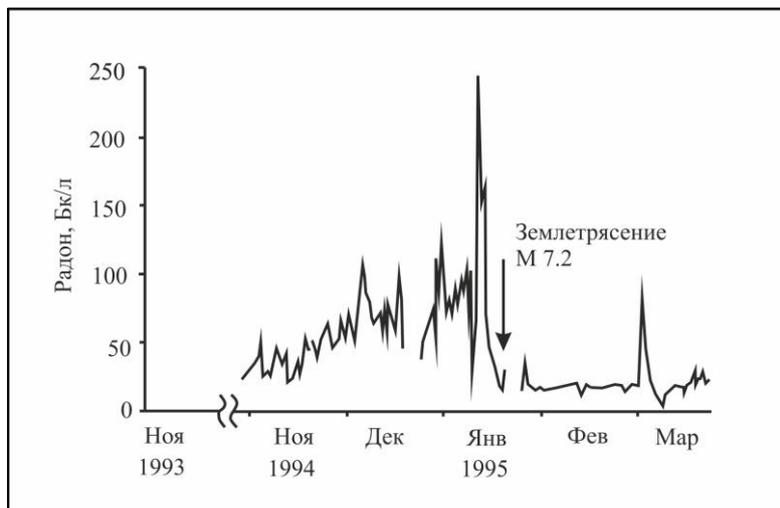


Рисунок 5 — Данные о концентрации радона в скважине в южной части города Нисинья, Япония [по Igarashi et al., 1995].

В 2007 году Omori и его группа опубликовали исследование концентрации радона в атмосфере [Omori et al. 2007]. Изучаемая территория располагалась в Кобе и измерения концентрации радона в атмосфере проводились непрерывно каждый час, в автоматическом режиме, с 1984 года. Omori et al. также наблюдали аномальное увеличение радона зимой 1994-1995 годов перед землетрясением Кобе (Рисунок 6).

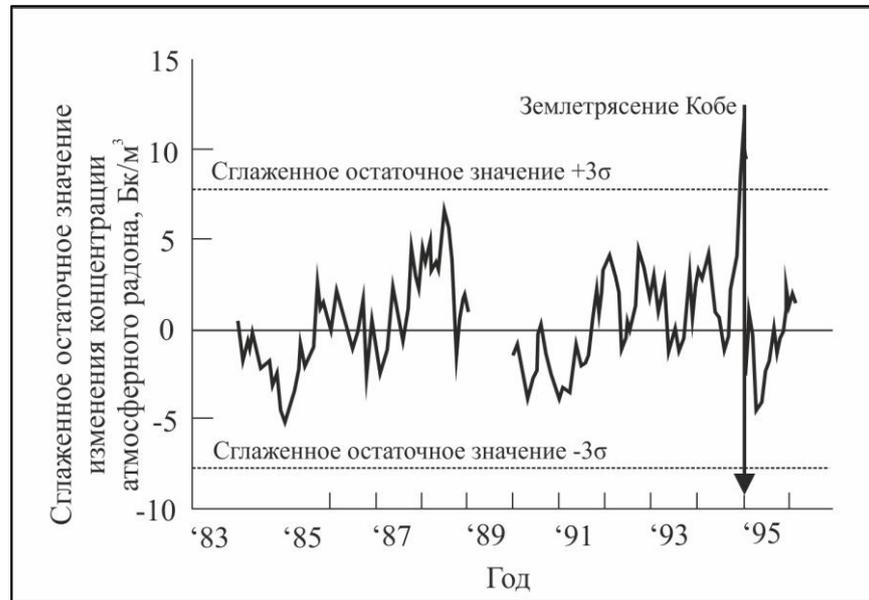


Рисунок 6 — Изменение концентрации радона в воздухе (фармацевтический университет Кобе) перед землетрясением  $M=7.2$  Кобе 17 января 1995 года [по Kawada et al., 2007].

Также в Японии система мониторинга радона была установлена на горячем источнике Югано, полуостров Идзу, в мае 1995 года [Nishizawa et al., 1998].

Ondoh выполнил масштабное исследование по изучению аномалии радона в подземных водах и исследовал природу аномалии радона, произошедшей во время трех землетрясений с  $M>6.5$  [Ondoh, 2009]. Детерминированного прогноза крупнейшего землетрясения, произошедшего в Японии 11 марта 2011 года, не было, из-за отсутствия национального проекта по наблюдению предвестников. Ретроспективно были проанализированы записи со спутников по нагреву атмосферы [Ouzounov et al., 2011]. Атмосфера над эпицентром землетрясения имела необычные изменения в дни перед катастрофой. На основании представлений, что непосредственно перед землетрясением из земли выделяется значительное количество радона. Результатом чего является ионизация воздуха [Omori et al., 2007]. Повышенная эманация радона запускает цепочку физических процессов, что приводит к изменению проводимости и температуры воздуха.

### **Южная Корея**

С 18 мая 2010 года по 17 июня 2011 года в известняковой пещере Сонгрю, Корея ежечасно наблюдались концентрации Rn-222 и Rn-220 в воздухе [Oh, Kim, 2015]. Измерения проводились

в адвективном режиме прибором RAD7 с электретом (кремниевым альфа-датчиком). Воздух закачивался в датчик с высоты 20 см над низом пещеры и расстоянии 180 м от входа.

Значительные аномалии Rn-222 и Rn-220 наблюдались в феврале 2011 года (Рисунок 7). Авторы считают, что эти аномалии могли быть предвестниками землетрясения Тохоку-Оки, которое произошло примерно через месяц [Oh, Kim, 2015].

Газы-носители ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , Ar и He) могут играть важную роль в переносе следовых газов (например, Rn-222) к поверхности [Varhegyi et al. 1992; Etiope, Martinelli, 2002]. Предполагается, что дегазация газов-носителей достигла пика 12 февраля 2011 года, затем непрерывно снижалась до 1 марта 2011 года, и почти прекратилась в день землетрясения Тохоку-Оки [Oh, Kim, 2015]. По некоторым данным, аномалии газов-носителей могут возникать за несколько дней-недель до землетрясений [Toutain, Vaubron, 1999].

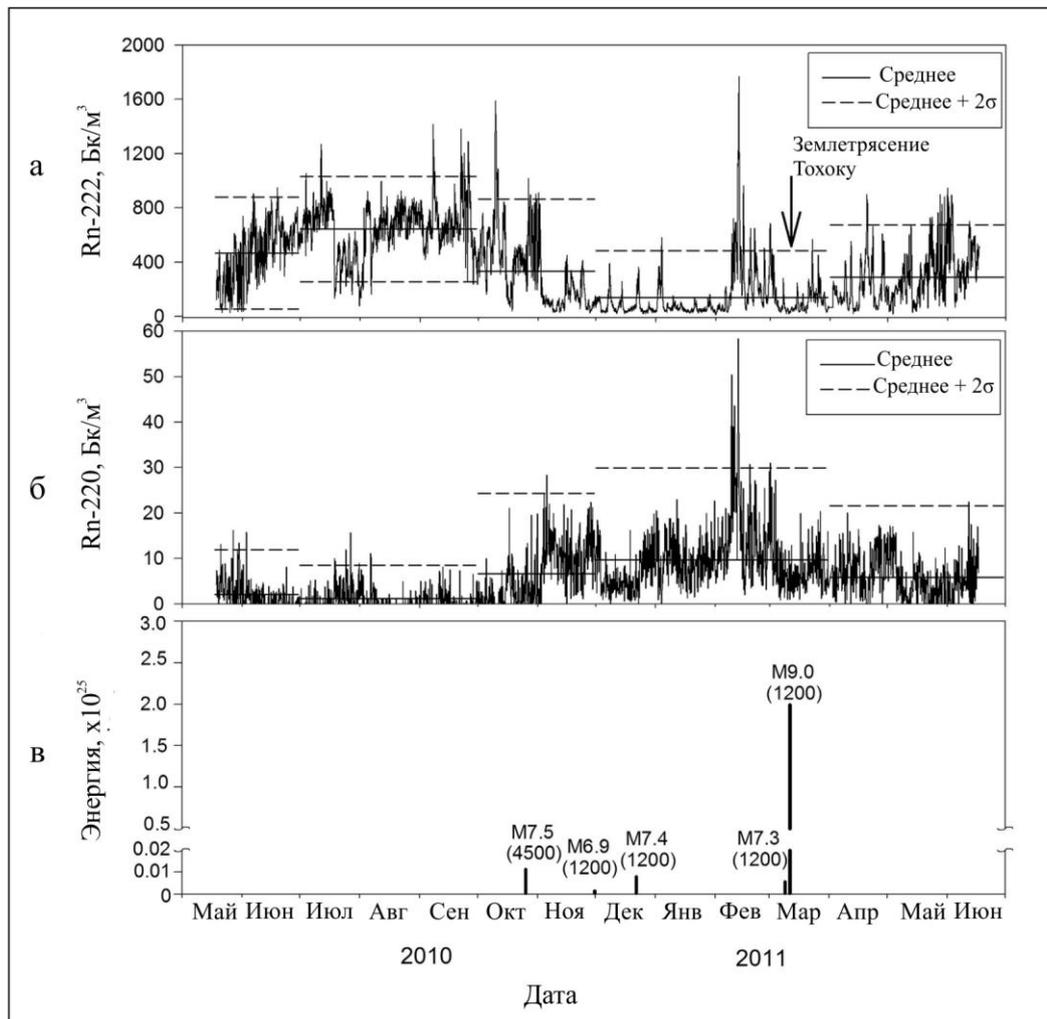


Рисунок 7 — Изменения в активности Rn-222 и Rn-220 в пещере Сонгрю с мая 2010 по июнь 2011. а) почасовые колебания активности Rn-222; б) 4-часовые усредненные вариации активности Rn-220; в) энергия землетрясений с  $M > 6$  в Японии и Малайзии за период мониторинга, в эргах. Цифры в скобках обозначают расстояние (км) от эпицентра землетрясения до станции мониторинга.

Несмотря на значительно расстояние от эпицентра землетрясения Тохоку-Оки до Корейского полуострова и станции мониторинга, в частности (около 1200 км) [Oh, Kim, 2015],

его влияние оказалось ощутимым. Корейский полуостров расположен на Евразийской тектонической плите, которая простирается до Японии. В результате землетрясения Тохоку-Оки Евразийская плита, переместилась на восток на 1.2-5.6 см [Kim, Bae, 2012]. Кроме того, 46 из 320 мониторинговых скважин в Корее показали изменения уровня воды, температуры и электропроводности в результате землетрясения [Lee et al., 2013]. Поэтому аномалии изотопов радона, наблюдаемые в пещере Сонгрю, вероятно могут быть предвестниками этого крупного землетрясения.

### **США**

В США измерения содержания радона в почве проводились на двух участках разлома Калаверас, Калифорния [King, Slater, 1978], и над разломом Сан-Андреас. Некоторые аномалии произошли во время землетрясений со средней магнитудой (косейсмических) [Ghosh et al., 2009]. Высокая концентрация радона весной 1978 года не была связана с каким-либо из землетрясений, произошедших вскоре после этого. Но 13 августа произошло землетрясение в Санта-Барбаре, имевшее умеренную магнитуду (5.1-5.7). И наоборот, во время июньских землетрясений 1977 года  $M=4.0$  и 4.6 аномалии радона не наблюдались.

Более убедительные результаты были получены при измерениях радона в воде. Teng измерил концентрацию радона в 14 водяных скважинах и пробах воды из источников вдоль разлома Сан-Андреас [Teng, 1980]. Он наблюдал значения концентраций радона на несколько сотен процентов больше, чем фоновые перед землетрясением. Сигналы предвестников были зафиксированы за день до землетрясения Биг Беар  $M=4.8$  в июне 1979 года, как в горячих, так и в холодных источниках на расстоянии 60 км. Кроме того, измерения были выполнены ранее в 16 термальных источниках и скважинах в течение 1974 года.

Хотя зарегистрированные геохимические данные показали аномальные изменения до землетрясений, механизм этих изменений не был понятен. Вариации концентраций радона, водорода и углекислого газа, а также температуры подземных вод мониторились в скважинах вблизи Паркфилда. Из скважин периодически отбирались пробы воды для химического анализа. Кроме того, вблизи некоторых участков наблюдения грунтовых вод были установлены непрерывные почвенно-газовые радоновые и водородные устройства наблюдений. Однако в оценку сети были включены только два участка мониторинга содержания радона в воде и измерения часто прерывались.

### **Турция**

Измерения содержания радона в почве и воде проводились также в Турции. Концентрация радона ( $Rn-222$ ) непрерывно измеряется с 1983 года в грунтовых водах и в подземном почвенном газе на пяти пунктах мониторинга вдоль 200-километрового сегмента зоны разлома Северной Анатолии вблизи Болу, Турция. Зафиксировано значительное возрастание концентрации радона

в подземных водах перед землетрясением магнитудой 5.7 в Биге 5 июля 1983 года на эпицентральной дистанции 350 км. Концентрация радона возрастала в долгосрочной перспективе с марта 1983 года по апрель 1985 года [Friedmann et al., 1988].

В более поздних исследованиях, не всегда наблюдалась корреляция между аномалиями и сейсмической активностью.

Для поиска некоторой связи между землетрясениями и колебаниями концентраций радона Inceoz et al. провели исследование радона в системе разломов северной и восточной Анатолии [Inceoz et al., 2006]. Ими наблюдались значительные аномалии радона над разломами.

Также выполнены исследования зоны разлома Аксехир [Baykara, Dogru, 2006; Yalim et al., 2007], по содержаниям радона в колодезной воде. Несмотря на высокую магнитуду наблюдаемых землетрясений в районе разлома, авторы не установили корреляцию между сейсмической активностью и концентрацией радона.

Концентрации радона в термальной воде исследовались на двух термальных источниках в области бассейна Денизли [Erees et al., 2006, 2007]. В ходе исследований наблюдались значительные аномалии радона перед землетрясениями магнитудой от 3.8 до 4.8.

### **Сирия**

Al-Hilal et al. регистрировали данные о радоне в подземных водах в течение двух лет. В 1993 и 1994 годах, ежемесячно, с двух отдельных участков мониторинга северного расширения системы разломов Мертвого моря [Al-Hilal et al., 1998]. Полученные результаты показали, что концентрации радона колеблются около среднего значения. В ряде случаев некоторые аномалии, примерно в два-три раза превышающие среднее значение, предшествовали некоторым сейсмическим событиям.

Тем не менее, авторы приходят к выводу, что не всегда можно однозначно связать радоновые аномалии с возникновением сейсмических событий, а скорее можно говорить о возможности рассмотрения вариаций радона подземных вод в качестве полезного инструмента.

### **Исландия**

В Исландии первые исследования были проведены Hauksson и Goddard. Основываясь на своих результатах, они вывели формулу, связывающую максимальное расстояние, на котором можно наблюдать аномалию, с магнитудой события, которое произойдет. Концентрация радона измерялась в геотермальной воде в 9 скважинах. Частота отбора проб составляла один или два раза в неделю. Установлено, что вероятность наблюдения радоновых аномалий до землетрясений с магнитудами от 2.0 до 4.3 (крупнейшее наблюдаемое событие) составляет примерно 65%. С 1999 года в термальных водах действует активная программа, но фиксируются только косейсмические или постсейсмические изменения [Hauksson, Goddard, 1981].

### **Австрия**

В Австрии Friedmann проводил мониторинг радона в подземных водах 5 источников с использованием ионизационной камеры в 1977 году [Friedmann, 1985]. Было зафиксировано аномальное увеличение в 3 раза за течение 8 месяцев, за 3 месяца до землетрясения в Черногории,  $M=6.9$  в апреле 1979 года, примерно в 650 км от места наблюдений. Концентрация радона в термальном источнике в Вармбад-Филлахе в настоящее время также измеряется ионизационной камерой [Santulin et al., 2005].

### **Словения**

В Словении измерения радона проводятся как в воде, так и в почве [Zmazek et al., 2005; Gregoric et al., 2008; Vaupotic et al., 2010]. Исследователи наблюдали несколько аномалий в концентрации радона, которые могли быть вызваны процессами перед сейсмическими событиями. Исследователи разработали статистические методы для дифференциации аномалий, вызванных тектоническим напряжением, и аномалий, вызванных метеорологическими и гидрологическими эффектами. С помощью этих методик они смогли правильно предсказать 10 сейсмических событий из 13 в течение 2-летнего периода [Torkar et al., 2010].

### **Индия**

В Бхатсадаме, Махараштра, Индия, произошли крупные землетрясения в августе 1983 года - июле 1984 года, при этом измерялась концентрация радона [Rastogi et al., 1986]. В ходе исследований обнаружилось повышение концентрации радона в марте - апреле 1984 года, когда сейсмичность была достаточно высокой. Предвестниковые явления радона перед землетрясениями наблюдались на водохранилище Османсагар, Хедерабад, Индия, в январе - феврале 1982 года [Rastogi et al., 1986]. Землетрясение магнитудой 3.5 произошло 14 января 1982 года, за которым последовали другие землетрясения. В феврале наряду с высокой сейсмической активностью наблюдалось увеличение концентрации радона в почвенном газе.

Singh et al. проводили ежедневный мониторинг почвенного радона в Амритсаре с 1984 по 1987 год. Они регистрировали аномалии радона перед различными землетрясениями: июнь 1988 ( $M=6.8$ ); 26 апреля 1986 ( $M=5.7$ ); июль 1986 ( $M=3.8$ ); землетрясение Кангра, март 1987 ( $M=7$ ) и май 1987 ( $M=5$ ) [Singh et al., 1991].

Virk и Singh проводили ежедневные измерения содержания радона в почвенном газе и грунтовых водах проводились в Палампуре с 1989 года с помощью приборов со сцинтилляционной ячейкой [Virk, Singh, 1994]. Радоновые аномалии регистрировались одновременно как в почвенном газе, так и в грунтовых водах. Ежедневные комплексные данные свидетельствовали об аномальном поведении радона в течение первой недели октября 1991 года на различных наблюдательных станциях. Зарегистрированные аномалии были связаны с землетрясением магнитудой 6.5, произошедшим в районе Уттракаши в октябре 1991 года.

Кроме того, землетрясению в Чамди в марте 1999 года с  $M=6.8$ , за два дня предшествовали аномалии радона в воде и почве [Virk, Walia, 2001].

### Италия

Многочисленные исследования радона проводились в Италии, в основном независимыми исследователями, учреждениями или любительскими группами. Координация деятельности на национальном уровне отсутствовала. Считалось, что отсутствуют прямые результаты, полезные для детерминированного прогноза.

Первые измерения, которые были проанализированы как сейсмические предвестники (Рисунок 8), выполнены Allegri et al., с 1979 по 1980 год [Allegri et al., 1983; Pulinets, Boyarchuk, 2004; Pulinets et al., 2007]. В ходе исследований Института физики и Института геологии Римского университета осуществлены измерения содержания радона в грунтовых водах на участках, расположенных в центральной Италии. В период с июня по ноябрь 1980 года на участках в Риме и Риети зафиксированы аномальные изменения концентрации Rn. Периодически из подземных пород отбирались пробы воды для дискретных измерений содержания радона. Амплитуда аномалий составила 25% и 170% по сравнению с фоновым уровнем. 23 ноября 1980 года в Ирпинии (Южная Италия), примерно в 250 км от Рима и Риети, произошло сильное землетрясение  $M=6.5$ .

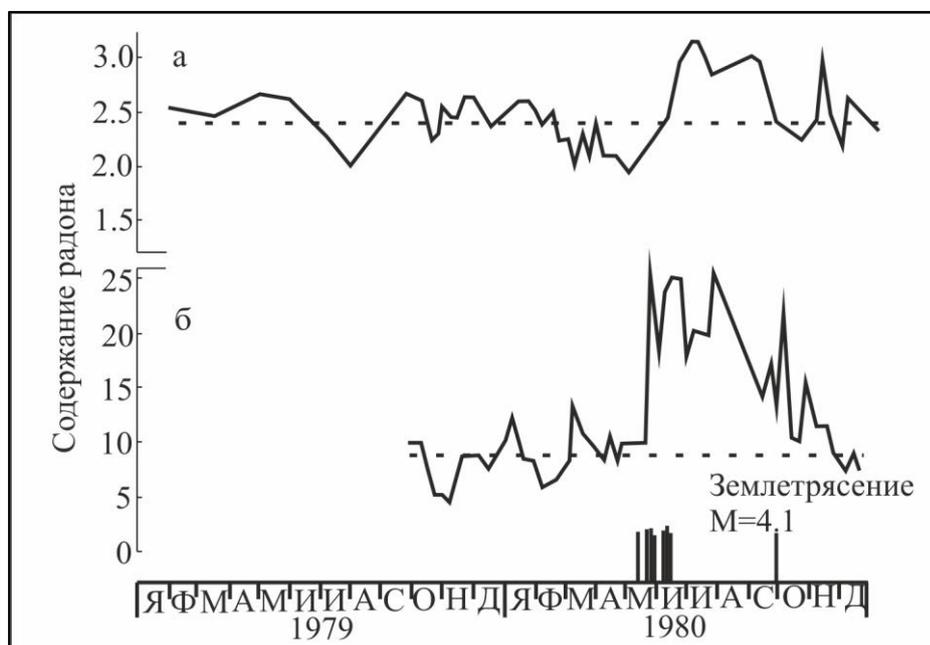


Рисунок 8 — Содержание радона в грунтовых водах 1979-1980 годов: а) станция Риети, б) станция в Риме. Вертикальные линии внизу обозначают землетрясения. Высота линий пропорциональна магнитуде [Pulinets, Boyarchuk, 2004].

Положительные аномалии Rn-222 были зафиксированы в жидкой фазе некоторых грязевых вулканов перед несколькими землетрясениями в 1986 и 1987 годах на северных Апеннинах. Анализ данных показал, что может существовать корреляция между крупными

радоновыми аномалиями и локальными землетрясениями с  $M > 2.5$ . [Martinelli, 1987; Martinelli et al., 1995].

С октября 1994 года кафедра наук о Земле Триестского университета установила станцию комплексного мониторинга горизонтальных деформаций, колебаний наклона и эманации радона из грунта, работающую в естественной пещере, расположенной в зоне высокой сейсмичности на северо-востоке Италии [Garavaglia et al., 1998, 2000]. Для измерения эксхалации радона использовался прибор I.F.G.A (Институт прикладной общей физики Милана) — альфа-метр (сцинтилляционный счетчик частиц), соединенный с измерительной ёмкостью. Воздух закачивался из земли в ёмкость. Подобраны коэффициенты корреляции между радоном и измерениями наклона N-S. Это направление совпадает с альпийским сжимающим тектоническим напряжением, присутствующим в районе исследований. Исходя из этого, предполагается, что увеличение радона коррелирует с микрокомпрессионными событиями и без сейсмичности.

В октябре 1992 был выделен первый участок для непрерывных измерений радона на геохимической станции ING (ныне INGV) Поццо-Бароцце в Рокка-ди-Папа (Рим), которая до сих пор функционирует [Calgara, Quattrocchi, 1993]. С 2005 года почвенный радон также отслеживается ионизационными приборами (AlphaGuard), геодинамической обсерваторией Рокка-ди-Папа [Pagliuca et al., 2007].

В 1996 году OGS установила в Каццазо, район Фриули, исследовательскую станцию по изучению радона. Непрерывная запись измерений радона выполнялась с помощью сцинтилляционной ячейкой типа Лукаса (Prassi-Silena). Чувствительность ячейки составляет 4 Бк/м<sup>3</sup>. Воздух забирался насосом из скважины глубиной 40.5 м диаметром 9 см на глубине 7 м. Интервалы отбора проб составляли 3 часа [Riggio et al., 1999]. К сожалению, временные ряды являются прерывистыми из-за сбоев в работе, а в период с 2000 года по ноябрь 2002 года - из-за нехватки средств. Проверялось влияние метеорологических параметров. Вариации, обусловленные метеорологическими факторами, были ниже, чем вариации, вызванные геодинамическими причинами [Riggio, Sancin, 2005]. Изменения концентрации радона, превышающие предел  $\pm 2$  сигмы от среднего значения, считались «аномалиями» [Igarashi, Wakita, 1990]. Наблюдались и анализировались как краткосрочные (дни, недели), так и долгосрочные (месяцы, годы) аномалии (Рисунок 9). Наилучшие результаты получены для локальных сейсмических рядов с магнитудой основного события больше или равной 4.0, но аномальные значения наблюдались по всем локальным землетрясениям с магнитудой больше или равной 3.0 [Riggio et al., 2003].

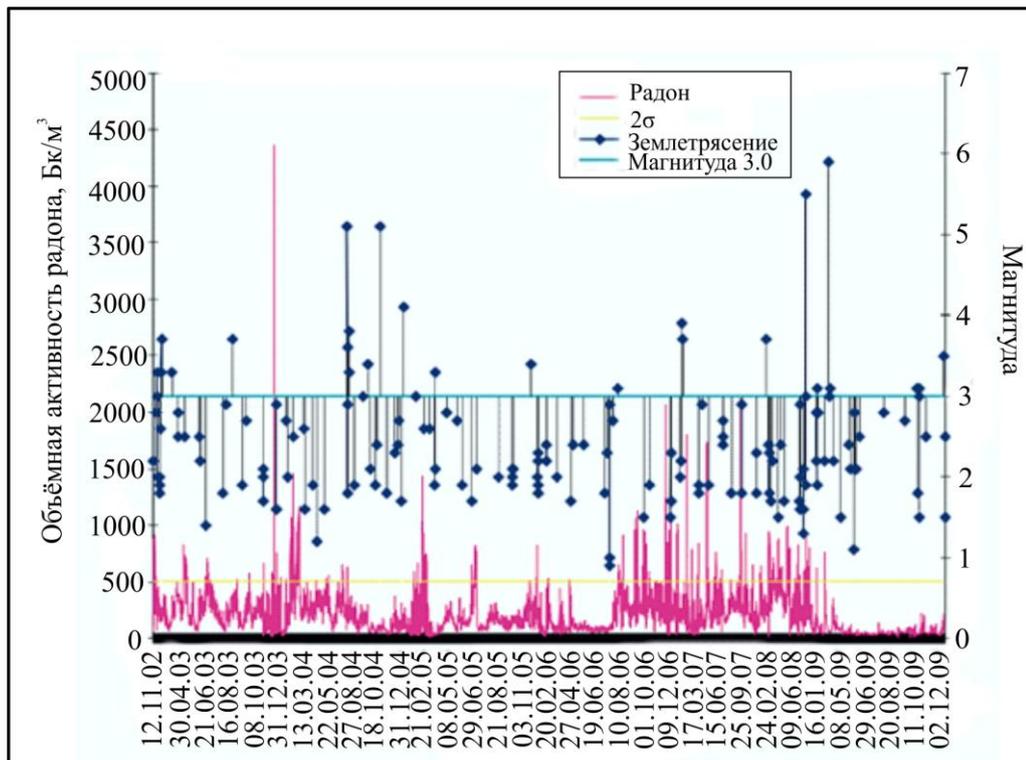


Рисунок 9 — Концентрации почвенного радона в скважине Каццасо [Martinelli et al., 2013].

В 2000 году началось сотрудничество между OGS и Институтом Йозефа Стефана в Любляне, оформленное двусторонними проектами. В рамках этих проектов совместно анализировались данные Фриули и данные, зарегистрированные в термальных водах Словении с помощью пассивного датчика Barasol. Во время исследований наблюдалась чёткая и крупная аномалия, за три недели до землетрясения  $M=5.1$  24 ноября 2004 года вблизи озера Гарда [Vaurotic et al., 2010] (Рисунок 10).

С 2006 года в сотрудничестве с INGV Палермо и кафедрой DiGe Триестского университета ежемесячно проводятся химический анализ и измерения радона в водяной скважине и других водных источниках во Фриули и Словении.

Измерялись температура, pH, проводимость, окислительно-восстановительный потенциал и активность радона. Активность  $R_n$  посредством сцинтилляционной ячейки и ионизационной камеры (Silena Prassi и Alpha Guard, соответственно, с чувствительностью  $4 \text{ Бк/м}^3$  и  $1 \text{ Бк/л}$  соответственно).

Точки мониторинга выбрали по ранее проведённым исследованиям [Riggio, Santulin, 2012] и в соответствии с их расположением в непосредственной близости от разломов и их характеристиками (температура, pH, проводимость).

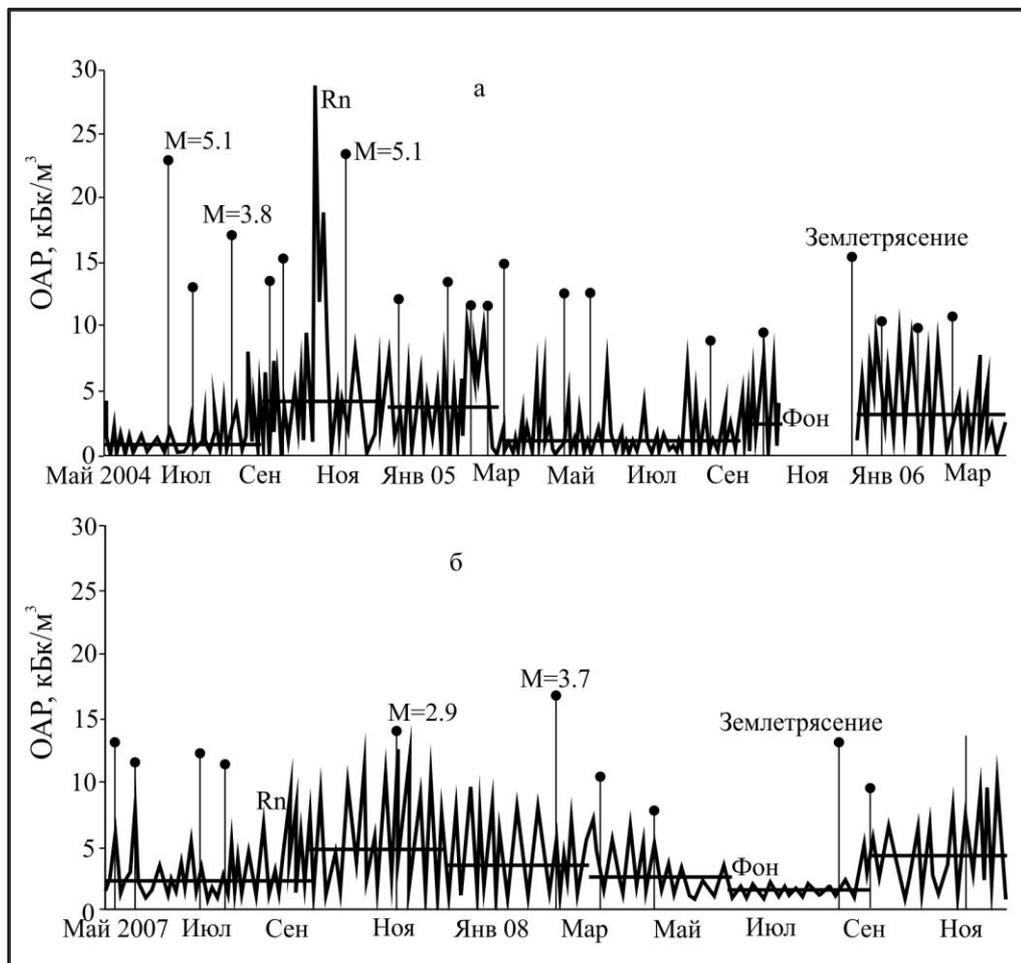


Рисунок 10 — Значения концентраций радона в почвенном газе, Казаззо (Фриули). Верхний график с мая 2004 года по апрель 2006 года; Нижний график с мая 2007 года по декабрь 2008 года. Землетрясения обозначены вертикальными линиями. Горизонтальными линиями показана фоновая средняя сезонная концентрация Rn [по Vaupotic et al., 2010].

В рамках европейского проекта MICRAT, который запустили после землетрясения в Умбрии в 1997, INGV выделило 2 территории для контроля радона в воде, с 2000 по 2001, и установило там датчики, оснащенные сцинтилляционной ячейкой, собранными в институте. Одновременно был проведен мониторинг химических характеристик воды. Существенные корреляции выделить не удалось.

В Пьемонте излучение радона вдоль разлома Кремозина контролировалось геофизической обсерваторией Новары с 2002 года с использованием альфа-треков. В настоящее время функционируют 5 площадок для непрерывного мониторинга содержания радона в почве.

В рамках проекта INGV-DPC S3 [Albarellò, 2013] была создана база данных, содержащая все сведения о пробах радона, отобранных в почве, воде, воздухе, и большой объем данных о радоне в помещениях.

С 2001 года проводились систематические исследования радона как предвестника геофизических событий на вулкане Этна [Imme et al, 2005; Imme et al. 2006a, Imme et al, 2006b; La Delfa et al. 2007; La Delfa et al., 2008; Morelli et al. 2006, Morelli et al., 2011]. В частности, были

изучены два участка среди структурных разрывов, которые лежат вдоль NE-SW направления через вулкан. Один из участков (Бьянкавилла) находится на фланге SW, а другой (Вена) - на фланге NE (Рисунок 11). Непрерывный мониторинг осуществлялся с временным разрешением 10 мин. Датчики, помещались в грунт на глубину один метр, что позволило уменьшить влияние метеорологических параметров, которые также измерялись.

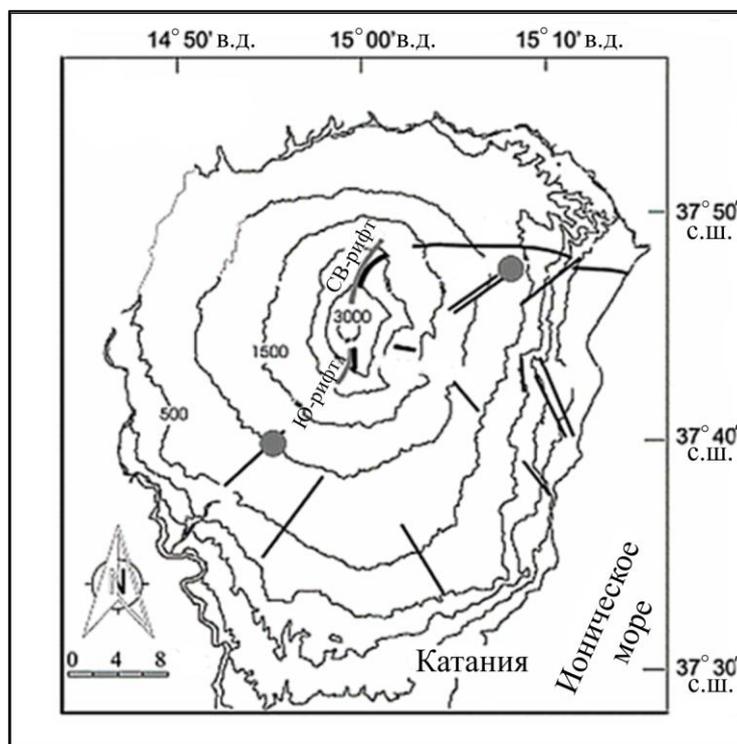


Рисунок 11 — Схема вулкана Этна. Точками показаны места, где располагались устройства для непрерывного мониторинга почвенного радонового газа [по Imme, Morelli, 2012].

Ряд исследований, проведенных в тектонических районах, показали связь с землетрясениями магнитудой более 3 [Igarashi et al., 1995; Virk, Singh, 1994, Al-Hilal et al., 1998]. Область вулкана Этна характеризуется большим количеством землетрясений, до нескольких тысяч в день в вулканический период [Benina et al., 1984; Patane et al, 1995], но с низкой магнитудой ( $<3$ ) и редко они превышают магнитуду 4. Кроме того, вулкан Этна имеет очень сложную структуру, обусловленную возникновением как тектонических, так и вулканических явлений. Получены результаты, свидетельствующие о возможной связи между концентрацией радона и вулканической активностью. Тем не менее, наблюдались и связи с сейсмическими событиями за период 2001-2002 годов [Imme et. al, 2005] (Рисунок 12). Концентрация радона начала увеличиваться 27 октября 2002 года, достигла максимума 1 ноября 2002 года, а затем минимума 3 ноября 2002 года. За этот период произошло несколько землетрясений магнитудой свыше 3, некоторые из них достигли магнитуды  $M=4.5$  (29.10.2002 с эпицентром в Санта-Венерина).

Было отмечено, что при повышении суточной частоты землетрясений и росте

напряжений, увеличивается концентрации радона. Радоновая аномалия была зафиксирована перед событием 3 ноября ( $M=3.5$ ), эпицентральная зона была близко (менее 1 км) к станции Вена, также связанная с явными трещинами почвы.

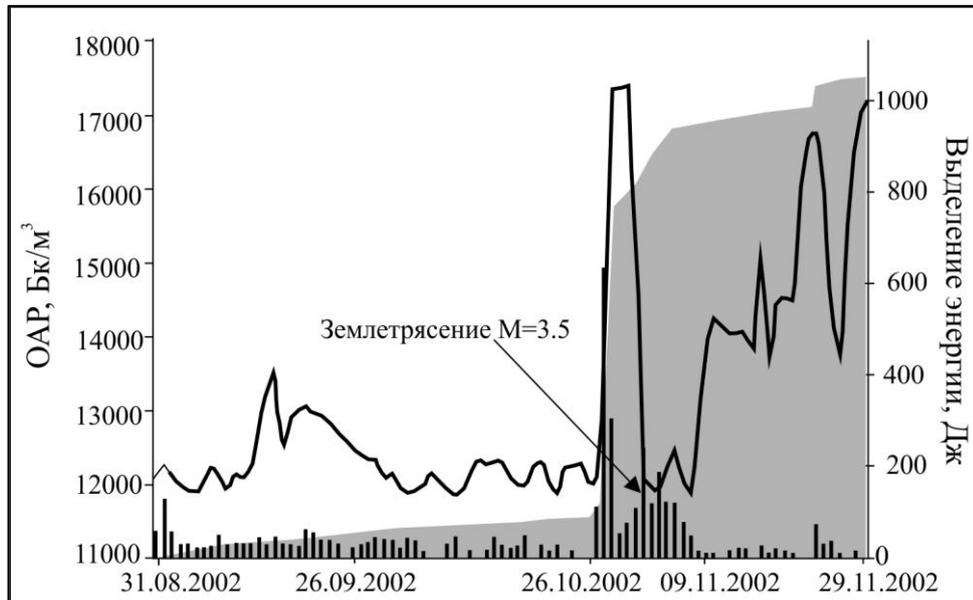


Рисунок 12 — Концентрация радона (черная линия), суточная частота землетрясений (вертикальные линии) и высвобождение напряжений (серая диаграмма), в период с 1 сентября 2002 года по 30 ноября 2002 года (станция Вена) [по Imme et al., 2005].

В последнее время систематическое исследование радона было распространено на системы разломов. В частности, мониторился разлом Перникана, один из наиболее активных. Изучены два горизонтальных профиля, перпендикулярных к его основной плоскости. Первый профиль был расположен на 1400 м, второй в 1370 м над уровнем моря [Giammanco et al., 2009]. Каждый профиль состоял из десяти точек измерения, где также измерялись значения выбросов  $\text{CO}_2$ . Значения концентраций Rn-222 получали с применением трёх различных методологий: пассивной, точечной и непрерывной. Картина значений почвенного радона, измеренного в двух профилях, явно схожа: более высокие значения обычно регистрировались на верхней части разлома, а самые низкие значения, как правило, вблизи основной плоскости. В отличие от радона, более высокие выбросы  $\text{CO}_2$  были зарегистрированы на плоскости разлома. Такое поведение может быть обосновано внутripочвенным механизмом переноса газа. В частности, вдоль основной плоскости разлома происходит адвективный перенос газов ( $\text{CO}_2$ , Rn) из-за высокой трещиноватости и проницаемости грунта. Вблизи поверхности преобладает разрежение Rn и  $\text{CO}_2$ , что приводит к более низким значениям концентраций.

Широкую известность радон, как вероятный предвестник землетрясений, приобрёл после землетрясения в Л'Акуиле в 2009 году. В период с декабря 2008 по апрель 2009 года G. Giuliani совместно с коллегами проводил непрерывный мониторинг Rn-222 детекторами PM-4 и PM-2 в Аквильском бассейне. Наблюдения проводились на трёх станциях в радиусе 25 км. Полученные

данные свидетельствуют о том, что количество Rn-222 значительно возрастает в период от нескольких часов до двух суток перед возникновением крупных землетрясений. В частности, за сутки до землетрясения 6 апреля 2009 в городе Л'Аквила было зафиксировано изменение количества почвенного радона, поступающего из недр [Giuliani et al., 2009] (Рисунок 13).

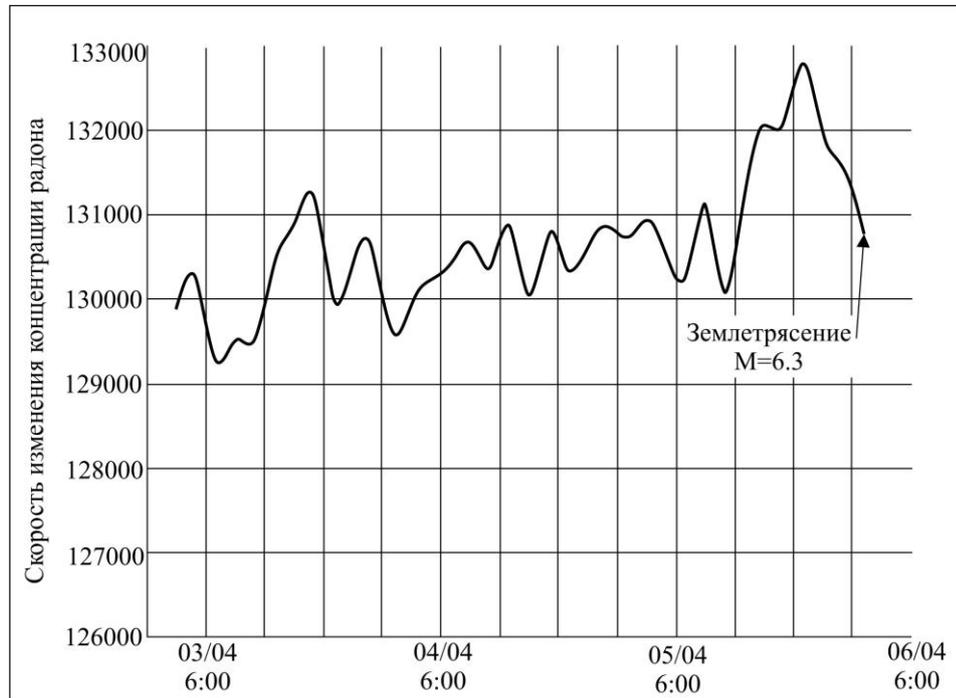


Рисунок 13 — Скорость изменения концентрации Rn-222 перед землетрясением в Л'Аквиле 6 апреля 2009.

На основе этого был сделан верный прогноз, однако он не был принят во внимание, приказ об эвакуации не поступил, погибли более 300 человек, более 60000 остались без крова.

### **Российская Федерация**

Фирстов П.П., Макаров Е.О. проводили мониторинг и изучение предвестниковых радоновых аномалий на сети станций Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона за период 1997-2015 гг. [Фирстов, Макаров, 2015]. Ими установлено, что перед 65% землетрясений с  $M > 5.5$  с эпицентрами в зоне субдукции Авачинского района наблюдались предвестники в поле подпочвенного радона. Проявление предвестниковых аномалий авторы связывают с возникновением «геодеформационных» волн, возникающих на последней стадии подготовки сейсмического события. Также авторами наблюдались краткосрочные и среднесрочные предвестниковые аномалии Rn перед землетрясениями с  $M > 7.5$  на северо-западе Тихого океана.

Бобров А.А. выполнял исследования радоновой активности в центральной части Байкальского рифта на протяжении семи лет [Бобров, 2016]. Автор установил, что на поле радона исследованной территории не влияют сейсмические события с энергетическим классом  $\leq 14.3$  на расстояниях более 566 км от станции мониторинга. Также согласно выводам автора для крупных

землетрясений, подобных Тохоку-Оки (2011 год), расстояние, на котором возможна фиксация изменений в поле радона составляет более 3000 км.

Учёные Института геофизики УрО РАН проводят радоновые исследования на протяжении нескольких десятков лет. Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. в 1990 году проводили исследования на Североуральском бокситовом руднике. В результате удалось выявить, что перед горными ударами происходили изменения концентрации радона в наблюдательных скважинах, связанные с изменением напряжённого состояния горных пород. Кроме того, учёным удалось выделить зоны взаимного расположения точек мониторинга и эпицентра горного удара. В «ближней зоне» перед событием наблюдалось уменьшение концентрации радона, в «дальней» — увеличение [Булашевич и др., 1996].

Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Козлова И.А. и другие при использовании радона получали прогностический эффект перед Симуширскими землетрясениями 2006 — 2007 гг со станций, расположенных на островах Кунашир и Итуруп [Юрков и др., 2007]. В поле радона наблюдалось отражение целого ряда последовательных сейсмических событий, следующих через небольшой временной интервал [Козлова, Юрков, 2016].

Таким образом, проведенный анализ исследований различных учёных во многих сейсмоопасных районах мира, показал, что несмотря на ряд успешных примеров, радон не всегда можно рассматривать в качестве надёжного прогностического критерия. Хотя для этого имеются геологические и физические предпосылки. Поэтому поиск решения вопроса неоднозначности применения радоновых аномалий в качестве прогностического метода землетрясений является основным направлением диссертационной работы.

Проницаемость массива, наличие в нем связанных пор и трещин, заметно зависит от напряженно-деформированного состояния массива. Очевидно, что при сжатии массива проницаемость его снижается, а при растяжении увеличивается. Соответственно изменяется кажущийся коэффициент диффузии. Следовательно, изменения концентрации радона в почвенных газах приповерхностного слоя почвы геологического разреза будут отражать изменения напряженно-деформированного состояния горного массива.

В рамках данной работы автор выбрал объектом исследований радиогенный газ — радон.

Во-первых, Rn непрерывно генерируется в горных породах в процессе радиоактивного распада радия. Радон присутствует практически во всех горных породах и уменьшение его концентрации, как за счет распада, так и за счет миграции из массива в воздух постоянно компенсируется новой генерацией этого газа. Поэтому среднее содержание радона в массиве всегда постоянно [Новиков, Капков, 1965].

Во-вторых, миграция радона в горном массиве и его выделение с поверхности почвы определяются макроскопическим коэффициентом диффузии, который зависит в большей

степени от пористости, проницаемости и трещиноватости массива. В ряде случаев, при значительной проницаемости верхней части геологического разреза и восходящих газовых потоков конвекционный перенос радона с газовыми струями может осуществляться с глубин до 200 м [Уткин, Юрков, 1998].

В-третьих, несмотря на то, что содержание радона в восходящих газовых потоках составляет ничтожные доли, не возникает проблем с его регистрацией ввиду его радиоактивности. Например, радон надежно регистрируется при наличии приблизительно 30-50 распадов в секунду в одном кубическом метре, то есть активность радона составляет 30-50 Бк/м<sup>3</sup> (ОАР). Это значит, что в одном кубическом метре содержится  $10^7$  атомов радона, или его концентрация в газовой смеси составляет около  $10^{-16}$  объемных % [Уткин, Юрков, 1998]. Поэтому содержание радона измеряется количеством распадов в одном кубическом метре.

Способы измерений радона или точнее объемной активности радона в подземных водах и приземном слое атмосферы, распространённые среди исследователей, в отличие от измерений в почвенном воздухе, зачастую искажают реальную информативность радона, как прогнозного критерия тектонического события.

Измерения радона, растворенного в воде, фактически определяют динамику движения подземных вод, обусловленную изменением напряженного состояния горных пород. То есть радон переносится вместе с подземной водой и повышение концентрации может быть связано с поступлением более радононасыщенных вод в горизонт, в котором выполняются измерения. Если же рассматривать увеличение содержания Rn в точке измерения за счёт его поступления из вмещающих пород, то процесс его поступления в воду, растворения в ней, является медленным и скорее всего будет неоднозначно отражать изменения геодинамической обстановки при наблюдении процесса подготовки землетрясения. Измерения радона в приземном слое воздуха подвержены влиянию метеофакторов. В этом случае получить повторяющиеся результаты проблематично. Измерения радона в почвенном воздухе лишены вышеперечисленных недостатков, поэтому представляются наиболее информативными.

### **1.3. Генерация радона и его последующая миграция**

Радон встречается в природе в виде трех различных изотопов: Rn-222, член ряда U-238 (Рисунок 14), с периодом полураспада 3.8 дня, Rn-220 (также называемый торонем), член ряда Th-232 (Рисунок 15), с периодом полураспада 55.8 с и Rn-219, член ряда U-235, с периодом полураспада 3.92 с.

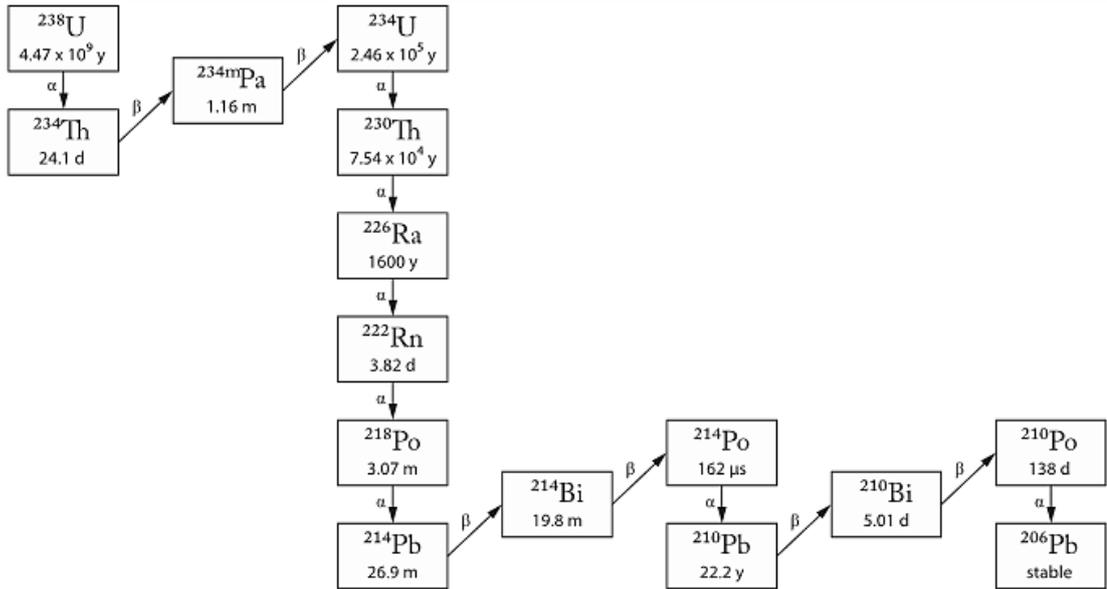


Рисунок 14 — Ряд распада U-238 [Ishimori et al., 2013].

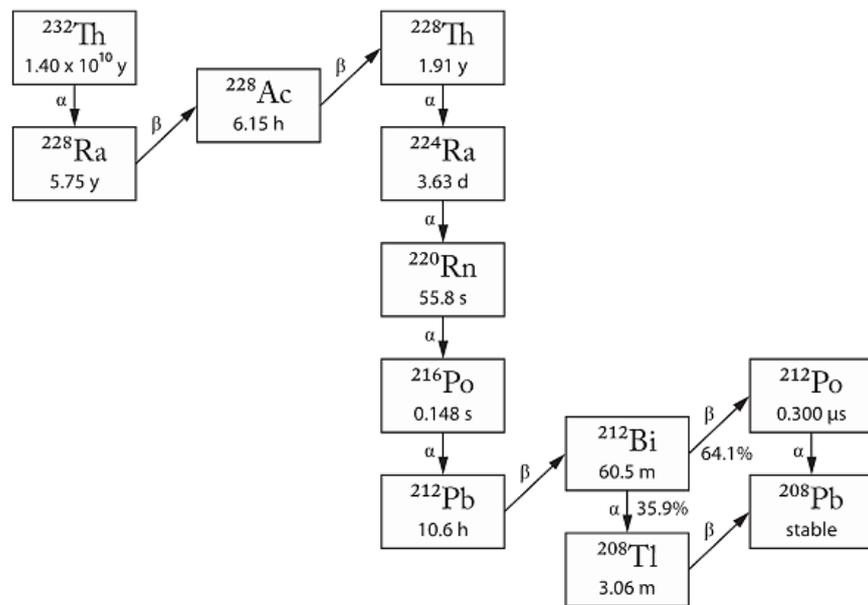


Рисунок 15 — Ряд распада Th-232 [Ishimori et al., 2013].

По причине более длительного периода полураспада, самый важный из них Rn-222, генерируемый при распаде Ra-226. После его образования в почве или горных породах, Rn-222 может покинуть земную кору за счёт молекулярной диффузии или конвекции и попасть в атмосферу, где его поведение и распределение в основном управляются метеорологическими процессами.

Продуктами распада радона являются радиоактивные изотопы Po, Bi, Pb и Tl, которые легко присоединяются к аэрозольным частицам, присутствующим в воздухе. Таблица 2 аналогичные данные для Rn-220, в том числе свойства их соответствующих исходных радионуклидов и продуктов их кратковременного распада [по Imme, Morelli, 2012].

Таблица 1 содержит основные характеристики распада Rn-222, и Таблица 2 аналогичные данные для Rn-220, в том числе свойства их соответствующих исходных радионуклидов и продуктов их кратковременного распада [по Imme, Morelli, 2012].

Таблица 1. Основные характеристики распада Rn-222.

Радионуклид	Период полураспада	Излучение	$E_{\alpha}$ (MeV)	$E_{\gamma}$ (MeV)
Ra-226	1600 лет	$\alpha$	4.78 (94.3 %) 4.69 (5.7 %)	0.186 (83.3 %)
Rn-222	3.825 дня	$\alpha$	5.49 (100 %)	
Po-218	3.07 минуты	$\alpha$	6.00 (100 %)	
Pb-214	26.9 минуты	$\beta, \gamma$		0.295 (19 %) 0.352 (36 %)
Bi-214	19.8 минуты	$\beta, \gamma$		0.609 (47 %) 1.120 (15 %) 1.760 (16 %)
Po-214	162 микросекунды	$\alpha$	7.69 (100 %)	

Таблица 2. Основные характеристики распада Rn-220.

Радионуклид	Период полураспада	Излучение	$E_{\alpha}$ (MeV)	$E_{\gamma}$ (MeV)
Ra-224	3.63 дня	$\alpha$	5.45 (6 %) 5.68 (94 %)	0.241 (3.9 %)
Rn-220	55.8 секунд	$\alpha$	6.29 (100 %)	
Po-216	0.148 секунд	$\alpha$	6.78 (100 %)	
Pb-212	10.64 часа	$\beta, \gamma$		0.239 (47 %) 0.300 (3.2 %)
Bi-212	60.5 минуты	$\alpha, \beta, \gamma$	6.05 (25 %) 6.09 (10 %)	0.727 (11.8 %) 1.620 (2.8 %)
Po-212	300 наносекунд	$\alpha$	8.78 (100 %)	
Tl-208	3.06 минут	$\beta, \gamma$		0.511 (23 %) 0.583 (86 %) 0.860 (12 %) 2.614 (100 %)

Выделение радона из природных минералов известно с 1920-х годов [Спицын, 1926]. Распределение почвенно-газовой концентрации радона тесно связано с геологическим строением, проницаемостью горных пород и распределением источников. Поэтому измерения ОАР стали использоваться для трассировки разломов, контроля окружающей среды, в качестве возможного инструмента для прогнозирования землетрясений.

Генерация Rn-222 зависит от концентрации Ra-226 в земной коре, в почве, горных породах и воде. Когда радий распадается в минеральном веществе, образовавшиеся атомы радона должны сначала эманировать из зерен в поровое пространство. Отношение части радона, которая попадает в поры, к общему количеству образовавшегося радона, обычно называется коэффициентом эманирования. Выделение Rn в поровое пространство может осуществляться двумя процессами: диффузией и механизмом отдачи. Поскольку коэффициент диффузии газов в

твердых материалах очень мал, для минералов  $10^{-25}$ – $10^{-27}$  м<sup>2</sup>/с [Ziegler et al., 1985; Semkow, 1991], то предполагается, что основная часть эманации поступает за счёт процесса отдачи. Если радон оказывается вне зерна при распаде радия или в открытой поре, то он способен мигрировать (Рисунок 16).

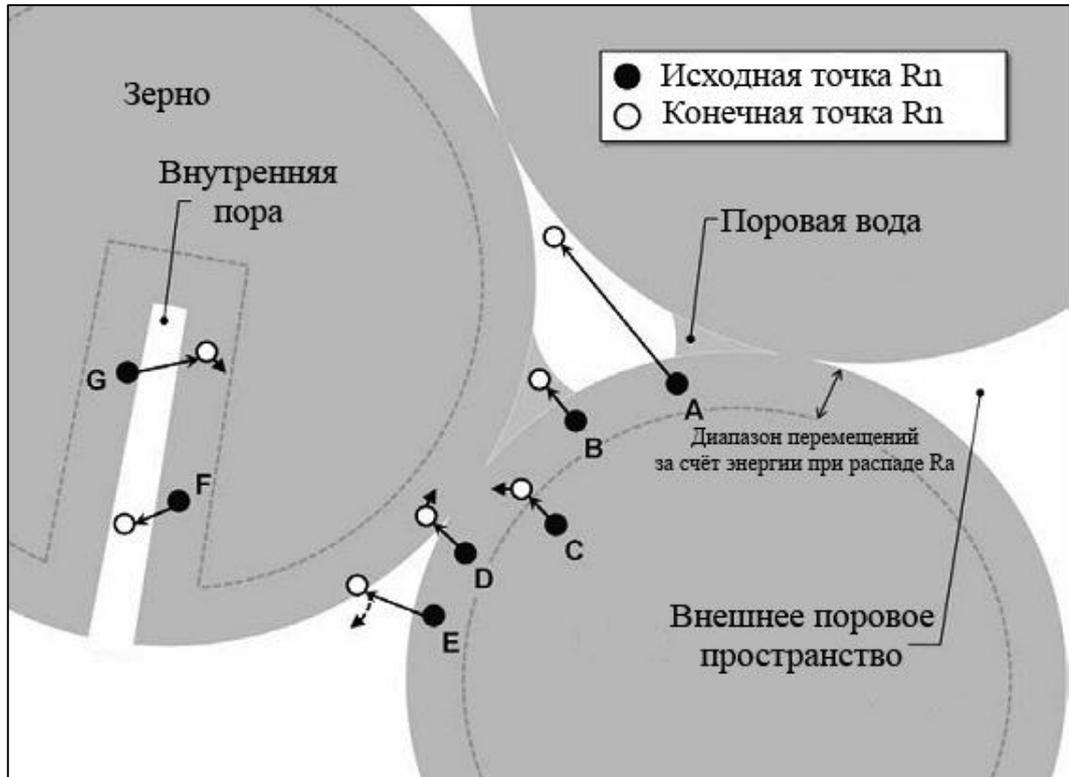


Рисунок 16 — Схема эманации радона [по Flugge, Zimens, 1939].

При альфа-распаде радия атомы радона приобретают кинетическую энергию (86 кэВ), за счёт которой они перемещаются от места собственной генерации. Диапазон перемещений атомов Rn-222 составляет от 20 до 710 нм в типичных горных породах, 100 нм для воды и 63 мкм для воздуха [Sabot, Weng, 1995].

Перенос радона на поверхность включает ряд процессов (Рисунок 17): 1) эманация — атомы радона, образованные в результате распада радия, могут покинуть зерно и попасть в поровое пространство; 2) перенос — диффузия и адвективный поток вызывают перемещение выделяющихся атомов радона через осадочные породы или почвенный слой к поверхности; 3) эксхалация — атомы радона, перенесённые на поверхность, попадают в атмосферу [Ishimori et al., 2013].

На коэффициент эманирования может сильно влиять содержание воды в материале, увеличивающееся с влажностью почвы, вплоть до насыщения в нормальном диапазоне влажности почвы. Атом радона, попадающий в пору, которая полностью или частично заполнена водой, с высокой вероятностью останется в поре. Как правило, наличие воды увеличивает коэффициент эманирования.

Кроме влияния влажности, наблюдалась зависимость коэффициента эманирования от

размера зерна и температуры. Коэффициент эманирования уменьшается по мере увеличения размера зерна. Повышение температуры также вызывает увеличение доли эманации, что, вероятно, связано с уменьшением адсорбции радона [Юрков, Козлова, 2018; Sabol, Weng, 1995].

Для различных типов почв коэффициент эманирования для Rn-222 обычно находится в диапазоне 0.01-0.5 [Sabol, Weng, 1995].

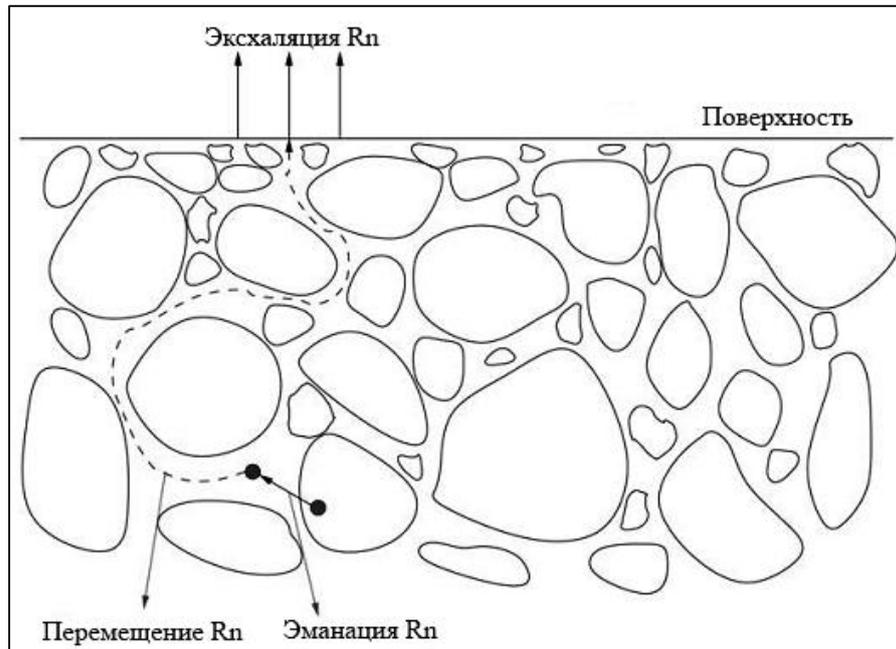


Рисунок 17 — Процессы переноса радона в атмосферу [Ishimori et al., 2013].

Радон ведет себя как газ, и его движение в материале подчиняется известным физическим законам. По существу, имеется два механизма переноса радона в материале: молекулярная диффузия и вызванная адвекция.

При диффузионном переносе радон течет в направлении, противоположном направлению возрастающего градиента концентрации. Этот процесс описывает закон Фика. Выражения для скорости потока радона в Бк м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup> могут быть получены для определенных геометрических условий.

Если предположить, что Земля является полубесконечным однородным телом с плотностью  $\rho$  и пористостью  $\varepsilon$ , скорость потока  $J_D$  радона, появляющегося на поверхности земли, может быть задана [Sabol, Weng, 1995]:

$$J_D = C_{Ra} \lambda_{Rn} f \rho \left[ \frac{D_e}{\lambda_{Rn} \varepsilon} \right]^{0.5} \quad (1)$$

где  $C_{Ra}$  - концентрация активности Ra-226 в веществе земли (Бк/кг);  $\lambda_{Rn}$  - постоянная распада Rn-222 ( $2.1 \times 10^{-6} \text{ c}^{-1}$ );  $f$  и  $D_e$  - доля эманации и эффективный коэффициент диффузии для вещества земли (м<sup>2</sup>/с) соответственно.

После пересечения почвенно-воздушной границы радон эксхалируется в атмосферу. Скорости эксхалиции, то есть величина активности радона на поверхности, зависит от

метеорологических параметров. В частности, эксхалиция радона положительно коррелирует с влажностью, температурой и скоростью ветра, а отрицательно - с давлением, поэтому эти факторы должны учитываться при определении скорости эксхалиции с помощью измерений в окружающей среде. Поскольку основным механизмом, регулирующим поступление радона в атмосферу с поверхности Земли, является диффузия, скорость потока радона можно рассчитать, используя соответствующие параметры в уравнении (1). Представительные значения этих параметров и  $C_{Ra} = 40 \text{ Бк м}^{-3}$  дают  $J_D = 0.026 \text{ Бк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , что довольно близко к среднему значению, экспериментально полученному для некоторых регионов [Sabol, Weng, 1995].

#### 1.4. Теория диффузии радона

Чтобы понять, как аномалии радона могут быть соотнесены с геодинамическими событиями, необходимо рассмотреть механизмы переноса радона в почве. В этом разделе приводится краткий обзор различных моделей описания диффузии радона.

##### 1.4.1. Модель плоского листа

Одной из наиболее надежных моделей для описания диффузии радона является модель плоского листа. Молекулярная диффузия рассматривается только в одном направлении и для любого стабильного элемента может быть описана вторым законом Фика следующим образом [Gauthier, Condomines, 1999]:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (2)$$

где  $C$  - концентрация элемента,  $D$  - коэффициент диффузии по  $z$ . Это уравнение допускает решение  $C(z, t)$ , которое ограничено начальными и граничными условиями ( $C = C_0$  при  $t = 0$  и  $a < z < a$ ;  $C = 0$  при  $t > 0$  и  $z = +a$ ):

$$C(z, t) = \frac{4C_0}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \left\{ \left( \frac{(-1)^n}{2n+1} \right) \times \cos \left( \frac{(2n+1)\pi z}{2a} \right) \times \exp \left( \frac{-D(2n+1)^2 \pi^2 t}{4a^2} \right) \right\} \quad (3)$$

где  $a$  - полуширина пластины.

Чтобы учесть радиоактивность, уравнение (3) должно быть доработано для радона путем добавления времени генерации от его родительского изотопа Ra-226 и время распада, что приводит к уравнению:

$$\frac{\partial C_{Rn}}{\partial t} = \lambda_{Ra} C_{Ra} - \lambda_{Rn} C_{Rn} + D \frac{\partial^2 C_{Rn}}{\partial z^2} \quad (4)$$

где  $C_{Ra}$  и  $C_{Rn}$  представляют концентрации (в атомах на  $\text{г}^{-1}$ ), а  $\lambda_{Ra}$  и  $\lambda_{Rn}$  - постоянные распада  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{222}\text{Rn}$  соответственно.

Функция  $K(z, t)$  определяется как:

$$K(z, t) = \left( C_{Rn}(z, t) - \left( \frac{\lambda_{Ra}}{\lambda_{Rn}} C_{Ra} \right) \right) \exp(\lambda_{Rn} t) \quad (5)$$

введение  $K(z, t)$  в уравнение (4) дает:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = D \frac{\partial^2 K}{\partial z^2} \quad (6)$$

что является вторым законом Фика, выраженным для функции  $K(z, t)$ . Тем не менее решение уравнения (6) не может быть просто получено путем совмещения решения второго общего закона Фика (2) с подстановкой (5), поскольку две функции  $K(z, t)$  и  $C_{Rn}(z, t)$  не допускают одинаковых начальных и граничных условий. Граничные условия для  $C_{Rn}(z, t)$ :

$$C_{Rn}(z, 0) = C_{RnEq} = \frac{\lambda_{Ra}}{\lambda_{Rn}} C_{Ra} \quad \text{для } -a < z < a, t = 0 \quad (7)$$

$$C_{Rn}(z, t) = 0 \quad \text{для } z = -a, z = a$$

(атмосфера рассматривается как коллектор, с концентрацией  $C = 0$ ), что означает для  $K(z, t)$ :

$$K(z, 0) = 0 \quad \text{для } -a < z < a, t = 0 \quad (8)$$

$$K(z, t) = -C_{RnEq} \exp(\lambda_{Rn} t) \quad \text{для } z = -a, z = a$$

Закон Фика обычно решается для геометрии плоского листа путем разделения переменных, но этот метод не подходит для таких начальных и граничных условий. Поэтому Gauthier и Condomines было предложено [Gauthier, Condomines, 1999]:

$$K(z, t) = -C_{RnEq} \exp(\lambda_{Rn} t) \frac{\cosh\left(z\sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)}{\cosh\left(a\sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)} + \frac{4C_{RnEq}}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n \exp\left(\frac{-(2n+1)^2 \pi^2 D t}{4a^2}\right)}{(2n+1) \left[1 + \left(\frac{4\lambda_{Rn} a^2}{(2n+1)^2 \pi^2 D}\right)\right]} \cos\frac{(2n+1)\pi z}{2a} \quad (9)$$

и подставляя (6):

$$C_{Rn}(z, t) = C_{RnEq} - C_{RnEq} \exp(\lambda_{Rn} t) \frac{\cosh\left(z \sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)}{\cosh\left(a \sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)} +$$

$$+ \frac{4C_{RnEq}}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n \exp\left(-\left(\frac{(2n+1)^2 \pi^2 D}{4a^2} + \lambda_{Rn}\right) t\right)}{(2n+1) \left[1 + \left(\frac{4\lambda_{Rn} a^2}{(2n+1)^2 \pi^2 D}\right)\right]} \cos \frac{(2n+1)\pi z}{2a}$$
(10)

Умножая на  $\lambda_{Rn}$  обе части уравнения (10), получаем активность  $C_{Rn}(z, t)$ , заданную в уравнении:

$$C_{Rn}(z, t) = C_{Ra} - C_{Ra} \frac{\cosh\left(z \sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)}{\cosh\left(a \sqrt{\frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right)} +$$

$$+ \frac{4C_{Ra}}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n \exp\left(-\left(\frac{(2n+1)^2 \pi^2 D}{4a^2} + \lambda_{Rn}\right) t\right)}{(2n+1) \left[1 + \left(\frac{4\lambda_{Rn} a^2}{(2n+1)^2 \pi^2 D}\right)\right]} \cos \frac{(2n+1)\pi z}{2a}$$
(11)

где  $C_{Rn}$  и  $C_{Ra}$  представляют активность Rn-222 и Ra-226, соответственно.

#### 1.4.2. Модель бесконечного источника

В другой модели земли бесконечный источник  $C_0$  перекрыт вскрышей толщиной  $h$ , где источник радона отсутствует. В этом случае уравнение переноса радона в вскрышных породах, где скорость генерации радона равна нулю, может быть записано как [Wattananikorn et al, 1998]:

$$\frac{d^2}{dz^2} + \frac{v}{D} \frac{dC}{dz} - \frac{\lambda_{Rn}}{D} C = 0$$
(12)

где  $C$  - концентрация радона на глубине  $z$ ,  $v$  - скорость газового потока;  $D$  - коэффициент диффузии радона, а  $\lambda_{Rn}$ -постоянная распада. Решение (12) представляется как:

$$C_{Rn} = C_{Rn0} \exp\left[\frac{v(h-z)}{2D}\right] \frac{\sinh\left[\left(\sqrt{\left(\frac{v}{2D}\right)^2 + \frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right) z\right]}{\sinh\left[\left(\sqrt{\left(\frac{v}{2D}\right)^2 + \frac{\lambda_{Rn}}{D}}\right) h\right]}$$
(13)

## 1.5. Датчики радона и методы сбора данных

Принципы действия приборов для измерения радона и продуктов его распада основаны главным образом на обнаружении альфа-частиц, испускаемых самим радоном или его продуктами распада.

Для измерения активности радона доступны два метода: пассивный и активный. В первом случае радон поступает в систему обнаружения путем естественной диффузии, во втором случае радон принудительно закачивается в устройство. В зависимости от продолжительности, измерения радона можно проводить в дискретном (отбор проб) или непрерывном режимах. Выбор наилучшей методики зависит от использования и от расположения зондирующей трубки (в почве, в воздухе или в воде).

Ниже приводится список некоторых типов наиболее часто используемых детекторов для измерения радона.

а) Твердотельные датчики следов ядерных частиц SSNTD (solid state nuclear track detector). Самые распространённые типы Cr-39 и LR-115. SSNTD содержат тонкий кусок пластика или пленки, установленной в датчик. Твердотельные датчики особенно чувствительны к альфа-частицам, которые, при проходе через прибор, оставляют треки. Треки проявляются в оптическом микроскопе после химического травления. Основные преимущества датчиков такого рода, особенно первого типа, в том, что они дешевы, чувствительны только к альфа-частицам, не подвержены воздействию влажности, низкой температуры, умеренного нагрева и света. Кроме того, это пассивные устройства, которые не нуждаются в электропитании.

SSNTD используются для измерений радона в почвах и при закрытых условиях. Например, на Филиппинах, на отдельных участках, вдоль протяженной системы разломов в долине используются твердотельные датчики следов ядерных частиц LR-115 с пленкой Kodak [Ramos et al., 2012]. Пластиковый датчик закапывается в землю, по крайней мере, на 30 дней, после чего он извлекается и заменяется на новый. Радон поступает в датчик через фильтровальное отверстие. По мере того как радон распадается внутри датчика, испускаемые альфа-частицы попадают на пленку, образуя на ней дорожки. После обработки пленки дорожки подсчитываются для определения концентрации радона. Количество зарегистрированных следов соответствует интегрированным концентрациям радона и выражается в количестве следов на квадратный миллиметр в сутки. Затем результаты анализируются статистически для определения радоновой аномалии. Эти датчики не очень эффективны при измерении высоких концентраций радона. Датчики следов альфа-излучения предпочтительны в ситуациях, когда необходимо подтверждение результатов измерений, проведённых с помощью краткосрочных интегрирующих устройств.

б) Датчики с электретом или электретные ионные камеры. Электрет (electret от английских слов: electr- от «electricity», электричество и -et от «magnet», магнит) - диэлектрический материал, который обладает квазипостоянным электрическим зарядом или дипольной поляризацией. Электрет генерирует внутренние и внешние электрические поля и является электростатическим эквивалентом постоянного магнита. Частицы от распада радона генерируют ионы внутри прибора, что определяет изменение общего заряда электрета. Этот вид датчиков предлагает несколько преимуществ: возможность хранить информацию за относительно долгий период, независимость от влажности окружающей среды и легкость извлечения информации. Основные проблемы связаны с кривой отклика, которая неэффективно охватывает очень низкие и очень высокие дозы, ещё одна проблема - чувствительность к гамма-излучениям.

Электретные ионные камеры применяются для пассивного наблюдения радона в окружающей среде, в частности для измерения потока радона из почвы [Kotrappa et al., 1992]. В интегрирующих ионизационных камерах электрет (постоянно заряженный тефлоновый диск) служит и как источник электростатического поля, и как датчик. Электрет находится внутри небольшой камеры сделанной из непроводящей пластмассы. Ионы, испускаемые внутри камеры, собираются на электрете, вызывая на нём уменьшение поверхностного заряда. Этот процесс является мерой ионизации, зарегистрированной за период воздействия альфа-частиц, испускаемых в процессе распада радона и его продуктов распада. Объем ионизационной камеры составляет от 50 до 960 мл. Сроки измерения варьируются от 2 до 40 дней [Papastefanou, 2007].

в) Детекторы на активированном угле: этот тип детекторов основан на способности угля к адсорбции радонового газа. Анализ проводится с помощью гамма-спектрометрии продуктов радона. Приборы с активированным углем предпочтительны для краткосрочных измерений (от 1 до 7 дней) и обычно используются для определения превышения уровня радона в домах. Кроме того, они не практичны в местах с высокой влажностью, потому что уголь может стать насыщенным — активно собирая пары воды и утрачивая сорбционные свойства. Устройства на активированном угле являются пассивными датчиками, которые не требуют электричества. Они состоят из контейнера, который содержит гранулы активированного угля. Уголь поглощает радон, который поступает в устройство через экранированное отверстие. После определенного периода выдержки, контейнер герметизируется, а уголь анализируется с помощью детектора гамма-излучения HPGe (детектор из особо чистого германия).

г) Термолюминесцентный детектор (TLD). В датчике находится термолюминесцентный кристалл. При воздействии на него ионизирующего излучения, кристалл улавливает и сохраняет часть энергии от излучения в своей кристаллической решетке. При нагревании кристалл высвобождает накопленную энергию в форме видимого света, интенсивность которого пропорциональна интенсивности ионизирующего излучения, которому подвергался кристалл.

Специализированный детектор фиксирует интенсивность испускаемого света, и это измерение используется для расчета приблизительной дозы воздействовавшего ионизирующего излучения.

д) Сцинтилляционный датчик. Метод сцинтилляционных ячеек является одним из старейших и наиболее широко используемых для отбора проб радона и продуктов его распада в полевых условиях. Метод идеален для измерения эксхалации радона в почвенном газе, закрытой, открытой средах, в условиях добычи полезных ископаемых, измерениях радона в запасах воды и в научных исследованиях. Наиболее широко применяемая сцинтилляционная ячейка для сбора проб — ячейка с ZnS(Ag). Сцинтилляционные ячейки (например, ячейки Лукаса) имеют размер от 0.1 до 3.0 л и изготавливаются с использованием металлических, стеклянных или пластмассовых контейнеров с внутренним покрытием из серебра, активированного цинковым сульфидом.

Принцип детектирования заключается в подсчете световых фотонов, возникающих в результате взаимодействия альфа-частиц радона и его продуктов, распадающихся в ячейке, с люминофором ZnS(Ag). Для подсчета световых фотонов сцинтилляционная ячейка соединена со сборочной системой фотоумножителя. Использование сцинтилляционных ячеек исключает потребность в переносе пробы перед обработкой, и при правильном уходе, их можно использовать повторно годами после очень хорошей чистки азотом (инертным газом).

В последние 35 лет в США для подтверждения эффективности системы снижения радоновых концентраций в помещениях, и простых измерений радона используются долгосрочные детекторы. В Европе, Канаде, Азии и других странах долгосрочные измерения радона, длящиеся от 90-365 дней, также проводятся чаще, по сравнению с краткосрочными.

Выбор между различными вариантами может определяться конкретным интересом к измерениям радона, вариациям концентраций в зависимости от времени или пространства. В частности, точечные измерения (с помощью переносных детекторов) почвенного радона полезны для быстрой идентификации участков с высоким уровнем выбросов, которые впоследствии будут наблюдаться на предмет временных вариаций радона. SSNTD позволяют проводить временной мониторинг относительно крупных территорий, но не могут выделять краткосрочные изменения из-за длительного времени интеграции. Датчики непрерывного мониторинга являются оптимальными для детального определения изменений в активности почвенного радона, но являются дорогостоящими и могут использоваться для дополнения информации, полученной с помощью SSNTD в сети контролируемых территорий.

Для непрерывного мониторинга содержания радонового газа в почве применяются активные приборы. Они используют, главным образом, сцинтилляционные ячейки или ионизационные камеры.

Некоторые из новых устройств непрерывного мониторинга радона способны работать двумя методами сразу: пассивным, когда воздух пассивно диффундирует в чувствительном объеме, и активным, когда радон транспортируется до чувствительного объема прибора воздушным насосом. Такие приборы характеризуются как электронные компьютеризированные инструменты. Их также используют для калибровки других датчиков. Кроме того, они имеют дополнительные преимущества, такие как одновременное измерение температуры воздуха, атмосферного давления и влажности воздуха.

Одним из недостатков активных приборов является необходимость электропитания, которое не всегда доступно в районе исследований, но эта проблема решается применением независимых источников электричества. Такие устройства портативны, имеют аккумуляторы и используются при различных измерениях радона. Они же помимо почвы могут измерить радон в воде или других жидкостях. Но для непосредственного измерения радонового газа в жидких средах обычно им необходимо дополнительное оснащение. Интервалы измерений обычно варьируются от 1-15 минут вплоть до 48 ч. Основное преимущество устройств непрерывного радонового мониторинга заключается в большей производительности, потому, что они предоставляют данные о концентрации радона дистанционно в режиме реального времени.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ, ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮЖНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Основное условия для изучения и выявления закономерностей любого явления – оно должно происходить и происходить достаточно часто. Исследования по изучению изменения геодинамического состояния перед тектоническими землетрясениями проводились на Южных Курилах. Курилы — это сейсмоактивный регион, где ежегодно происходит большое количество землетрясений. Условия в выбранном районе позволяют технически организовать проведение мониторинговых наблюдений ОАР.

Совместно с сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН были организованы и выполнены радоновые и температурные наблюдения на существующих геофизических стационарах этого института, располагающихся на островах Кунашир, Итуруп, Шикотан. Геолого-тектоническая ситуация на указанных островах определяется их принадлежностью к зоне субдукции, подвигающейся Тихоокеанской плиты под Евразийскую плиту (Охотоморскую). Что подтверждается, приведенной ниже, геолого-геофизической характеристикой указанного региона.

### 2.1. Географическое положение и особенности геоморфологии

Курильские острова входят в состав Сахалинской области – единственной островной области Российской Федерации [Атлас..., 1967]. Также они являются частью Курило-Камчатской островодужной системы, которая сочленяется с Алеутской и Японской дугами на севере и юго-западе, соответственно. Курильская островная дуга простирается с юго-запада на северо-восток от острова Хоккайдо (Япония) до мыса Лопатка (южная оконечность полуострова Камчатка, Российская Федерация) между 43' 26" и 50' 55" с.ш. и 145' 24" и 156' 30" в.д., разделяя Охотское море и Тихий океан (Рисунок 18). Архипелаг состоит из двух частей: Малой и Большой Курильских гряд, между которыми находится Южно-Курильский пролив.

Малая Курильская гряда простирается на 100 км и отделяется от острова Хоккайдо проливом Советский. В состав гряды входят острова: Анучина, Дёмина, Зелёный, Осколки, Юрий, Шикотан. Гряда прослеживается в виде хребта Витязь северо-восточнее Шикотана до юга полуострова Камчатка.

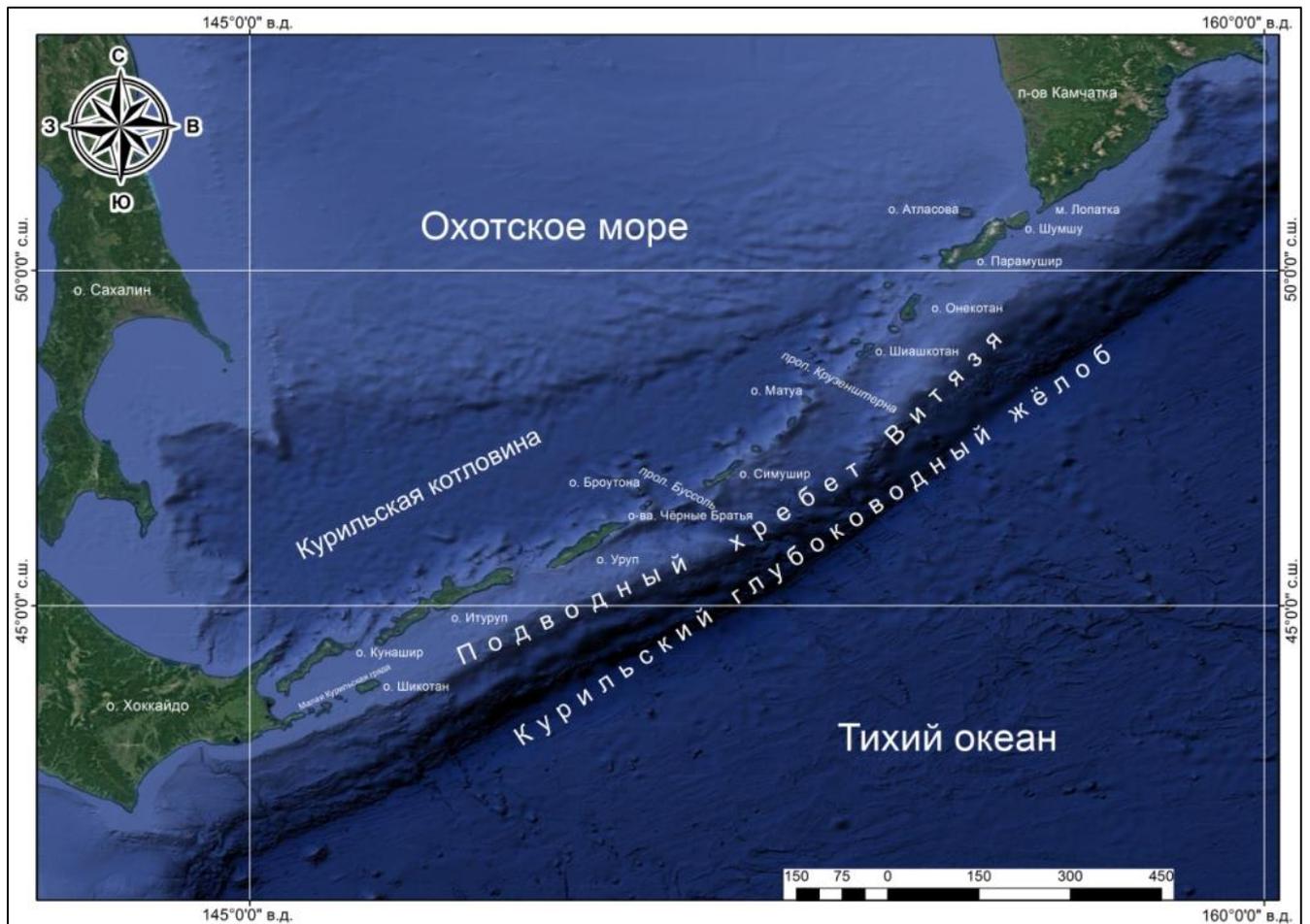


Рисунок 18 — Курильская островная дуга [по Атлас..., 1954].

Большая Курильская гряда простирается параллельно Малой Курильской гряде на 1250 км и отделяется Кунаширским проливом от острова Хоккайдо, а Первым Курильским проливом от острова Камчатка. Проливы Буссоль и Крузенштерна делят гряду на три островные группы: северную, среднюю и южную. Состав островов северной группы: Анциферова, Атласова, Ловушки, Макаруши, Онекотан, Парамушир, Чиринкотан, Шиашкотан, Харимкотан, Шумшу, Экарма. К средней группе относятся острова: Матуа, Райкоке, Расшуа, Симушир, Ушишир. Южная группа представлена островами Итуруп, Кунашир, Уруп, Чёрные Братья, Броутона. Общая площадь островной суши порядка 10 200 км<sup>2</sup>, из которых больше 98% приходится на Большую Курильскую гряду [Баркалов, 2009].

Острова Малой и Большой Курильских гряд существенно отличаются в плане орографии. Для островов Малой гряды, являющихся возвышенностями над уровнем моря юго-западной части хребта Витязь, характерен денудационно-тектонический тип рельефа. Острова большой гряды с точки зрения орографии подразделяются на три группы: 1) вулcano-тектонический рельеф (Кунашир, Итуруп, Симушир, Парамушир, Уруп, Шиашкотан, Онекотан); 2) вулканический, характерный для мелких островов; 3) аккумулятивный (Шумшу, некоторые районы крупных островов) [Сергеев, 1976].

По высотным характеристикам рельеф Курильских островов делится на равнинный, холмистый и горный [Корсунская, 1958]. Чаще встречается горный рельеф, с высотами 300-2000 метров.

От Тихого океана до Азии выделяются несколько морфоструктурных элементов первого порядка: Охотское море с Курильской глубоководной котловиной, Курильская островная дуга и глубоководный жёлоб. При рассмотрении тектоники плит, где под Евразийскую плиту (Охотоморскую) подвигается Тихоокеанская плита, Курильский глубоководный жёлоб представляется зоной субдукции (Рисунок 19).

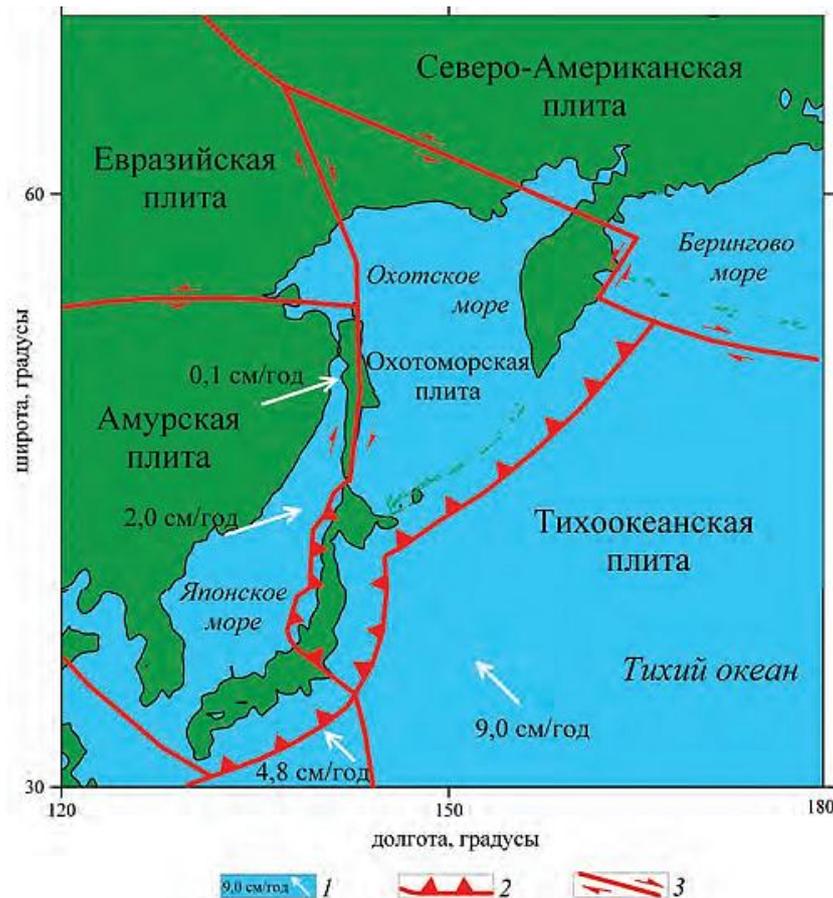


Рисунок 19 — Тектоническая схема Курильской островной дуги и охотоморского региона. 1 – скорость движения плит; 2 – зоны субдукции; 3 – разломы [Родников и др., 2014].

При этом Курильская глубоководная котловина дислоцируется в тылу Курильской островной дуги, а сама дуга находится на окраине надвинутой Евразийской плиты. Сейсмологические данные дают основание полагать, что островная дуга и жёлоб находятся в зоне сжатия, а глубоководная котловина является зоной растяжения.

Курильская островная дуга подразделяется на ряд морфоструктурных элементов второго порядка, таких как: тектоническая и вулканическая дуги, океанический и охотоморский склоны, междуговой прогиб [Авдейко и др., 1992].

## 2.2. Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным

Сейсмические исследования Курильских островов проводились ещё в 1957-1958 годах в рамках международного геофизического года [Вейцман и др., 1961; Вейцман, 1965]. Согласно полученным данным строения Северных, Центральных и Южных Курил существенно различаются. Мощность земной коры Южных Курил наибольшая и составляет 30 км и более.

Однако согласно более поздним работам [Злобин, 1986; Злобин, 1987; Злобин и др., 1987] строение Курильской островной дуги принципиально не меняется по всей её длине. На Южных Курилах, в области островов Итуруп и Кунашир, мощность земной коры находится в интервале 25-44 км.

По последним данным [Злобин, 1986] мощность коры максимальна в районе Большой Курильской гряды. В районах Малой Курильской гряды и Курильской котловины она уменьшается. Также существует подъём границы кровли мантии под отдельными вулканами Южных Курил. Мантия имеет слоистое строение до глубин 400 км, слои с различными акустическими характеристиками чередуются [Тараканов, Левый, 1967]. Одной из интересных особенностей строения верхней мантии Курильских островов является наличие области низких скоростей распространения упругих волн 7.4-7.7 км/с от подошвы до глубины 50-150 км. Что может свидетельствовать о наличии расплавленной фазы [Федотов, Фарберов, 1966]

## 2.3. Вулканизм

Курильская островная дуга представляет собой район интенсивного проявления современного вулканизма [Авдейко и др., 1992]. Количество наземных вулканов различными авторами оценивается от 68 до 160 наземных вулканов [Апродов, 1982; Горшков, 1967; Подводный..., 1992; Федорченко и др., 1989]. Среди которых 6 находятся в сольфатарной стадии развития, а 29 извергались в историческое время [Федорченко и др., 1989; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994]. Также выделяются от 96 до 119 подводных вулканов [Бондаренко, Рашидов, 2004, 2008; Горшков, 1967; Затонский и др., 1961; Подводный..., 1992; Рашидов, Бондаренко, 2003].

Деятельность подводных вулканов ставится под сомнение. С одной стороны, она подтверждается [Гущенко, 1979; Siebert et al., 2010; Simkin, Siebert, 1994], однако по некоторым мнениям [Рашидов, Бондаренко, 2004] отсутствует. Наземные вулканы, так же, как и подводные формируются в вулканические цепи, которые ориентированы под различными углами к генеральному простиранию Курильской островной дуги [Авдейко и др., 1992]. Оба типа вулканов

подразделяются на зоны по вещественному и структурному составам. Вулканы Курильской островной дуги сложены различными породами от базальтов до риолитов. Лавы Курильской островной дуги характеризуются высокой глиноземистостью, низкими титанистостью и магниезильностью [Подводный..., 1992; Федорченко и др., 1989].

#### 2.4. Гравитационные аномалии

Для гравитационного поля Курильской островной дуги в редукции Буге характерно отсутствие отрицательных аномалий (Рисунок 20).

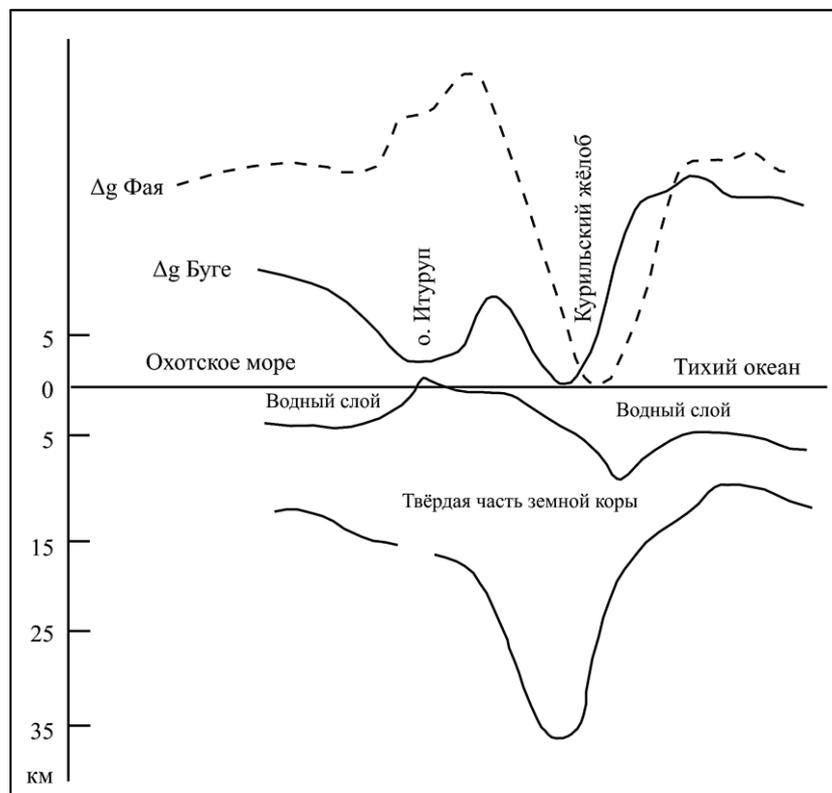


Рисунок 20 — Характер изменения аномального гравитационного поля вкост Курильской островной системы [Павлов, Семакин, 1973; Сергеев, 1976].

Общий уровень аномалий пропорционален мощности земной коры [Павлов, Семакин, 1973] и достигает 200-250 мГал [Авдейко и др., 1992]. Аномалии Курильской котловины незначительны, а для Курильского глубоководного жёлоба характерны отрицательные аномалии до 320 мГал [Родников и др., 2014].

Характер современных тектонических движений в Курильской островной дуге [Сергеев и др., 1984; 1987], направленный на нарушение изостатического равновесия (антиизостатический) соответствует модели субдукции, согласно которой восходящие движения в области островной дуги вызваны искореживанием надвигаемой литосферной плиты. Гравитационные аномалии в

свободном воздухе и в изостатической редукции, приуроченные к невулканической дуге, по сравнению с вулканической дугой, выражаются интенсивнее [Гайнанов и др., 1974; Watts et al., 1978]. Несмотря на то, что вулканическая дуга на более высоком гипсометрическом уровне. Таким образом, тектонические движения оказывают более существенное влияние на нарушение изостатического равновесия, чем вулканизм [Авдейко и др., 1992].

## 2.5. Магнитное поле

Участок Тихоокеанской плиты, примыкающий к Южным Курилам, характеризуется дифференцированными полосовыми магнитными аномалиями северо-восточного простирания в интервале от -300 до +400 нТл [Родников и др., 2014]. Эти аномалии связываются с чередующимися зонами прямой и обратной намагниченности слоя океанической коры [Hilde et al. 1976].

В Курильской котловине наблюдаются слабоотрицательные аномалии до -200 нТл, которые связываются с немагнитными осадочными породами. Верхняя поверхность магнитоактивных тел Курильской котловины располагается в базальтовом слое, а нижняя в верхней мантии [Кочергин и др., 1980]. Хребту Витязя и примыкающим участкам соответствует положительная Восточно-Курильская магнитная аномалия [Туезов и др., 1970], интенсивностью до 900 нТ [Кочергин, 1970]. Аномалии хребта Витязя обусловлены наличием магнитоактивных тел в «гранитно-метаморфическом» и «базальтовом» слое. Образцы горных пород, отобранные на Курильских островах и с близлежащих донных отложений, существенно различаются по магнитным свойствам [Кочергин и др., 1980]. Подводные осадочные породы практически немагнитны. Наибольшую намагниченность имеют основные вулканические породы.

## 2.6. Электромагнитные исследования

Согласно исследованиям по методу градиентного магнитовариационного зондирования Курильской котловины вдоль геотраверса [Ляпишев и др., 1987] была подобрана геоэлектрическая модель. Согласно модели, в верхней мантии, на глубинах 30–65 км, находится слой с интегральной проводимостью около 15000 См и с удельной электрической проводимостью 0.3–0.5 См/м. Слой ограничивается областью Курильской котловины, а его происхождение связывается с частичным плавлением. Также вероятно наличие ещё одного проводящего слоя, находящегося глубже 100 км [Ляпишев и др., 1987].

Глубина залегания электропроводящего слоя в верхней мантии под островом Итуруп оценивается в 100-130 км, под Шикотаном 75-80 км [Структура..., 1996].

## 2.7. Сейсмичность

А.Н. Заварицкий впервые отметил, что сейсмофокальная плоскость, под Курильской островной дугой является отражением современных движений литосферы, «подвиганием дна океана под материк» [Заварицкий, 1946]. Также Заварицким выявлена пространственная связь сейсмофокальных зон островных дуг с глубоководными желобами и вулканическими дугами. Эта пространственная связь выражается обратной зависимостью расстояния между вулканическими поясами и глубоководными желобами от угла наклона соответствующих сейсмофокальных плоскостей [Заварицкий, 1946].

В пределах Курильской островной дуги и Охотского моря за последние 50 лет произошло порядка 17000 землетрясений [Землетрясения в СССР..., 1997; Землетрясения Северной..., 2013]. Основная масса землетрясений произошла вдоль Курильского глубоководного жёлоба, в пределах земной коры и до глубины 50 километров. Максимальная глубина землетрясений порядка 700 км, а магнитуда по объёмным волнам достигала 7.5.

Вдоль Курильской островной дуги Тихоокеанская плита погружается под континент, вследствие чего образуется сейсмофокальная зона. Сейсмофокальная зона прослеживается до глубины 700 км и имеет наклон  $38^\circ$  от глубоководного желоба под островную дугу в районе Кунашира. В сейсмофокальном слое наибольшая концентрация землетрясений приходится на глубины от 0 до 150 км, при этом максимальная сейсмическая активность выделяется на глубинах 30-40 км [Тараканов, 1978]. На промежуточных глубинах (100-300 км) сейсмическая активность ослабевает. На интервале глубин 200-300 км выделяется излом фокальной поверхности. Глубже 300-350 км активность усиливается. Подобным образом происходит распределение энергии, выделяемой при землетрясениях [Тараканов, 1987]. Для Курильской островной дуги выделяется два типа механизмов очагов землетрясений [Симбирева и др., 1976].

Отмечаются землетрясения, приуроченные к сейсмофокальной зоне, падающей под островную дугу, землетрясения с океанической стороны Курильского глубоководного жёлоба и близповерхностные землетрясения под островной дугой. Между близповерхностными землетрясениями и землетрясениями сейсмофокальной зоны находится асейсмичный клин, который приблизительно соответствует мантийному клину в модели субдукции. Проекция угла асейсмичного клина на поверхность находится между жёлобом и вулканическим фронтом, примерно совпадая с невулканической дугой [Авдейко и др., 1992].

Сведения о механизме очага землетрясения могут дать информацию о поле напряжений. Вдоль Южных Курил преобладают напряжения сжатия, ориентированные по осям либо вдоль, либо под незначительным углом к дуге [Шарапов и др., 1984]. Изгиб сейсмофокальной плоскости может свидетельствовать о наличии зоны неустойчивости локального поля напряжений. По мере возрастания глубины под островной дугой, область распространения локального поля растяжения, связанного с подошвой сейсмофокальной зоны, расширяется, а область поля сжатия, приуроченного к кровле фокального слоя, смещается в направлении Охотского моря [Шарапов и др., 1984]. Вулканический пояс Курильской дуги располагается в интервале глубин от 120 до 240 км до центральной плоскости сейсмофокальной зоны. Согласно анализу П.И. Токарева, максимумы активности вулканов относятся к минимумам сейсмической активности [Токарев, 1959; 1970]. При целостном рассмотрении Курильской дуги выделяется прямая зависимость между сейсмичностью и вулканизмом [Авдейко и др., 1992].

## 2.8. Тепловой поток

Распределение теплового потока позволяет судить о вероятном распределении температур в земной коре и мантии, а, следовательно, и о предполагаемой локации зон частичного плавления.

Согласно ранее выполненным исследованиям теплового потока Курильской дуги и близлежащих территорий, самые низкие значения до  $22 \text{ мВт/м}^2$  зафиксированы в Курильском глубоководном жёлобе. Средние значения теплового потока для Курильской островной дуги находятся на отметке  $118 \text{ мВт/м}^2$ . Максимальные значения приурочены к Курильской глубоководной котловине до  $790 \text{ мВт/м}^2$  [Родников и др., 2014; Структура..., 1996]. Согласно карте теплового потока М.Л. Красного в тылу острова Итуруп, в зоне проявления подводного вулканизма, располагается участок изменения теплового потока с  $38.5$  до  $345 \text{ мВт/м}^2$ , протяжённостью около 25 км [Геолого-геофизический..., 1987]. Особенность теплового потока Курильской дуги заключается в совпадении областей его высоких концентраций с вулканическими зонами максимальной плотности. Для Курильской островной дуги характерно наличие зон нестационарного теплового поля, обусловленное современным вулканизмом [Смирнов, Сугробов, 1980]. Зоны с максимальной концентрацией землетрясений глубиной до 100 км практически совпадают с зонами наименьшего теплового потока [Геолого-геофизический..., 1987]. Также наблюдается дифференциация теплового потока по возрасту тектонических структур: тепловой поток понижается с увеличением возраста тектоно-магматической активности. За исключением областей современного вулканизма, там тепловой поток нестационарен [Авдейко и др., 1992]. По распределению глубинных температур в Курильской

котловине выделяется область частичного плавления верхней мантии с изотермой 1100 °С. Верхняя поверхность, выделенной области, находится на глубине порядка 25 км. Апвеллингу астеносферы соответствуют базальтовые излияния и образования рифтов на поверхности [Родников, 1988]. Учитывая субдукцию региона, отмечена инверсия температур, связанная с подвиганием холодной Тихоокеанской плиты под Еразиятскую плиту [Anderson et al., 1978].

## 2.9. Основные черты геологического строения

Выделяется два крупных структурно-формационных комплекса геологического образования Курильской островной дуги: доостроводужный и островодужный [Авдейко и др., 1992]. Породы первого комплекса располагаются только в пределах Малой Курильской гряды. В состав доостроводужного комплекса входят эффузивно-интрузивные и осадочные образования позднемелового-палеогенового возраста. Согласно [Геолого-геофизический..., 1987] приводится стратиграфическая характеристика.

Древнейшими являются зеленокаменно-измененные породы спилито-диабазового комплекса. Среди них лавы и туфы, образованные в подводных условиях, долериты, диабазы и габбро-диабазы. Мощность 1600 м. Возраст пород 105-68 млн лет [Говоров и др., 1983].

Песчано-аргиллитовая флишеподобная толща маастрихского возраста согласно залегает выше. Мощность от 400 до 1000 м. Более молодой базальтоидный комплекс мощностью до 300 м представлен базальтами и андезито-базальтами. Возраст пород 77-69 млн лет [Говоров и др., 1983].

Трахибазальтовый комплекс состоит из пластовых интрузивных залежей среди песчано-аргиллитовых отложений малокурильской свиты. Возраст этих пород оценивается в 71-61 млн лет [Говоров и др., 1983].

Породы островодужного комплекса Курильской дуги наблюдаются только в пределах Большой Курильской гряды. Возраст этих пород от раннего миоцена до современного. Выделяется на четыре комплекса: «зеленотуфовый», вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и андезитовый.

«Зеленотуфовый» комплекс (мощность 1300-3900 м) является самым древним на островах Большой Курильской гряды (ранний - средний миоцен). Представлен песчано-глинистыми отложениями (нижняя толща); брекчиями, туфами, вулканогенными конгломератами и песчаниками (средняя толща); брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфами (верхняя толща).

Породы вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса, относящиеся к интервалу от среднего миоцена до плиоцена [Пискунов, 1987], залегают на породах предыдущего комплекса с угловым несогласием (мощность до 3000 м). Состав комплекса: туфы, туффиты, туфоконгломераты, конгломератобрекчии, пемзы дацитов и андезитов, вулканомиктовые песчаники, опоквидные алевролиты и диатомиты, базальты, андезито-базальты, андезитов.

Базальтоидный комплекс (мощность до 1000 м) сформирован в позднеплиоценовой фазе [Пискунов, 1987]. К породам этого комплекса относятся: шаровые лавы, обломочно-подушечные брекчии, туфы, андезито-базальты, базальты и андезиты.

Андезитовый комплекс залегают несогласно на более древних породах. В состав комплекса входят четвертичные вулканогенные образования, различные вулканические породы от базальтов до риолитов, преобладают породы среднего состава.

Возраст пород итурупского вулканогенно-осадочного комплекса относится к среднему - верхнему миоцену [Сергеев, 1976]. В основании комплекса залегают вулканомиктовые брекчии и конгломераты, песчаники, туфы алевролиты и диатомиты, мощностью несколько десятков метров. В средней части комплекса, мощностью до 500 м, залегают пластами опоквидные алевролиты, аргиллиты, мелкозернистые песчаники и диатомиты. Верхняя часть комплекса представлена вулканомиктовыми брекчиями, туфами основного состава, диатомитами и песчаниками.

Породы кунаширского вулканогенно-осадочного комплекса относятся к верхнему миоцену – нижнему плиоцену. Комплекс представлен большим количеством пемз среднего и кислого составов, андезитами, дацитами, туфами, риолитами, брекчиями, конгломератами, песчаниками, алевролитами и диатомитами.

Магматические породы кунаширского комплекса имеют сходные петрохимические особенности с породами итурупского комплекса, но имеют значительно больше кислых разновидностей [Сергеев, 1976].

Разработана модель геологической и тектонической структур Курильской системы дуга-жёлоб [Ломтев и др., 2012] (Рисунок 21).

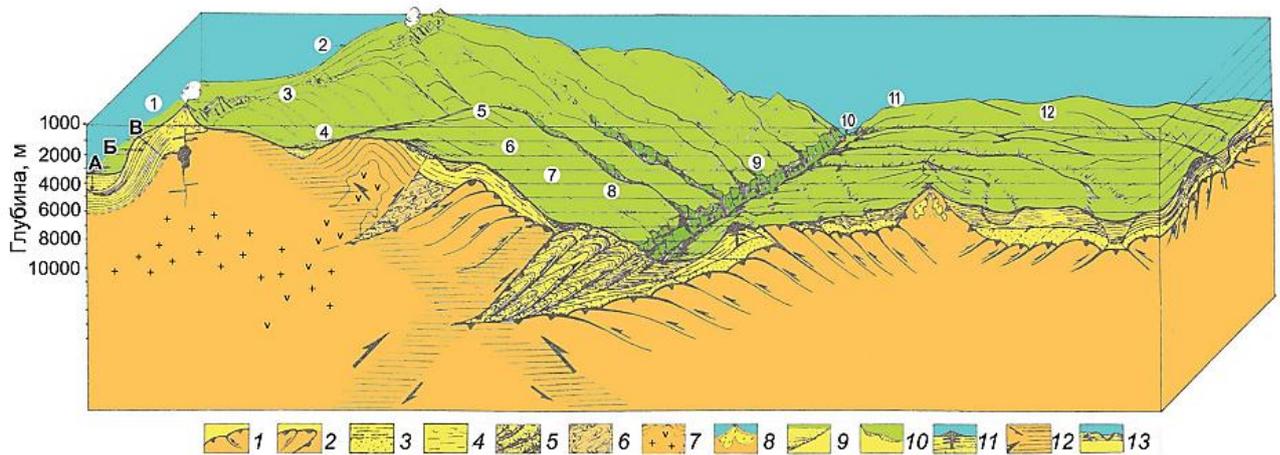


Рисунок 21 — Модель южного фланга Курильской системы дуга-жёлоб. 1, 2 – кровля мелового акустического фундамента внешнего борта и средней части тихоокеанского склона соответственно; 3 – кайнозойский океанический чехол с лёссами Пацифиды и гемитерригенными осадками; 4 – кайнозойский чехол тихоокеанского склона; 5 – аккреционная призма; 6 – древняя аккреционная призма миоценового желоба; 7 – миоценовый шарьяж внешней дуги; 8 – вулканы; 9 – угловое несогласие в подошве турбидитного комплекса желоба; 10 – оползни; 11 – грязевулкан; 12 – сейсмофокальные зоны Беньофа и Тараканова; 13 – абиссальные долины. Цифры в кружках: 1 – ложе тыловой Курильской батиальной впадины; 2,3 – охотский склон и вершина внутренней вулканической дуги соответственно; 4 – Срединно-Курильский прогиб; 5 – вершина внешней дуги; 6–8 – тихоокеанский склон Курильской дуги; 6 – верхняя часть склона и верхняя глубоководная терраса, 7 – средняя часть склона, 8 – нижняя глубоководная терраса; 9–11 – нижняя часть, или внутренний склон, тальвег и внешний склон Курильского желоба соответственно; 12 – краевой вал Зенкевича. Буквы: А – молодой комплекс выполнения Курильской котловины; Б – комплекс выполнения тылового палеожелоба; В – древний комплекс выполнения котловины [Ломтев и др., 2012].

Согласно геологическому описанию, значительное участие в строении южной части Курильских островов принимают породы андезитового и базальтового состава. Анализ геологического строения и геофизических полей свидетельствует о наличии субдукционного процесса в зоне Курильских остров, осложненного несколькими геодинамическими процессами в южной части Курильской гряды. Исходя из направления движения океанической и континентальной плит, по крайней мере восточная часть островов Кунашир и Итуруп должна испытывать растяжение за счет загибания подвигающейся Тихоокеанской океанической плиты под континентальную Охотоморскую. Прямым доказательством наличия изгибовых деформаций является проявление зоны растяжения в рабочих областях радоновых станций. Присутствие зоны растяжения отражается в возникновении температурных аномалий перед тектоническими событиями за рассматриваемый период, в том числе перед землетрясением «Тохоку» [Демежко и др., 2012]. В наблюдательной скважине на острове Кунашир перед землетрясениями фиксировались понижения температуры, в интервалах от нескольких дней до 5 месяцев (как перед «Тохоку»). После события температура скачком восстановилась до уровня перед понижением.

Сведения о механизме очага землетрясения могут дать информацию о поле напряжений. Вдоль Южных Курил преобладают напряжения сжатия, ориентированные по осям, вдоль, либо под незначительным углом к дуге [Шарапов и др., 1984]. Изгиб сейсмофокальной плоскости может свидетельствовать о наличии нестабильной зоны локального поля напряжений. По мере возрастания глубины под островной дугой, область распространения локального поля растяжения, связанного с подошвой сейсмофокальной зоны, расширяется, а область поля сжатия, приуроченного к кровле фокального слоя, смещается в направлении Охотского моря [Шарапов и др., 1984]. Вулканический пояс Курильской дуги располагается в интервале глубин от 120 до 240 км до центральной плоскости сейсмофокальной зоны. Согласно анализу П.И. Токарева, максимумы активности вулканов относятся к минимумам сейсмической активности [Токарев, 1959; 1970].

### 3. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РАДОНОВЫХ АНОМАЛИЙ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ, ПРОИЗОШЕДШИМИ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОМ РЕГИОНЕ С 2011 ПО 2018 ГГ.

#### 3.1. Аппаратура, исходные данные и методика проведения радонового мониторинга

Для мониторинга объемной активности радона использовалась серийно выпускаемая аппаратура PГА-04, SIRAD MR106 и RADEX MR107. Измерения выполнялись в режиме вынужденной конвекции (адвективный режим) [Козлова, Юрков, 2005]. Доставка почвенного воздуха из шпуров глубиной 70 см обеспечивалась непрерывно работающим мембранным насосом, с производительностью 1-2 литра в минуту. Цикл измерения длился четыре часа. Данные записывались вышеупомянутыми приборами и ежемесячно передавались для обработки в Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург. Сейсмические события для ретроспективного анализа (Таблица 3) брались из сейсмических каталогов USGS (Геологическая служба США).

Таблица 3. Список анализируемых землетрясений.

№ п/п	Дата и время (округлено до 10 минут)	Широта	Долгота	М	Расстояние до станции мониторинга, км	Азимут	M/LogR	Предшествование радоновой аномалии
1	07.10.11 2:50	41.631	141.964	5.3	414.5	-128.72	2.02	Да
2	09.10.11 16:30	43.517	146.6	4.8	82.7	133.43	2.5	Да
3	21.10.11 8:00	43.892	142.479	6.1	270.7	-92.09	2.51	Да
4	31.10.11 21:00	42.714	145.243	4.8	154.5	-161.1	2.19	Да
5	09.11.11 10:40	43.11	146.919	4.6	133.5	139.7	2.16	Да
6	24.11.11 10:30	41.898	142.639	6.2	353.1	-131.07	2.43	Да
7	01.12.11 11:20	44.746	145.918	5	79.7	3.547	2.63	Да
8	14.12.11 1:50	43.947	147.833	4.7	158.5	92.674	2.14	Да
9	19.12.11 4:10	43.827	147.902	4.8	165.4	97.153	2.16	Да
10	28.12.11 9:20	43.701	147.102	4.7	106.4	109.71	2.32	Да
11	17.01.12 18:30	43.782	147.519	4.9	136.1	101.14	2.3	Да
12	02.02.12 12:30	43.343	146.911	4.5	114.2	131.65	2.19	Да
13	08.02.12 9:50	43.642	145.428	4.4	55.2	-141.41	2.53	Да
14	22.02.12 2:00	44.38	148.468	4.8	211.8	78.521	2.06	Да
15	26.02.12 7:10	42.609	144.57	4.6	189.2	-146.21	2.02	Да
16	28.02.12 14:30	43.233	145.72	4.7	89.4	-172.94	2.41	Да
17	14.03.12 9:10	40.887	144.944	6.9	357.5	-167.61	2.7	Да
18	24.03.12 21:50	42.64	145.041	4.7	168.1	-156.64	2.11	Да
19	18.04.12 11:10	44.495	147.884	4.5	169.6	71.564	2.02	Да
20	23.04.12 20:50	44.178	146.867	4.6	82.4	78.173	2.4	Да

21	01.10.12 22:20	39.808	143.099	6.1	521.9	-153.16	2.24	Да
22	19.11.12 1:10	43.03	145.908	4.3	111.3	177.81	2.1	Да
23	30.11.12 17:20	43.814	147.278	4.9	116.4	101.44	2.37	Да
24	03.12.12 17:50	43.039	145.834	4.7	110.3	-179.09	2.3	Да
25	05.12.12 1:10	44.257	147.699	4.7	149.2	79.645	2.16	Да
26	05.01.13 22:00	44.014	146.85	4.7	79.5	90.981	2.47	Да
27	13.01.13 16:40	43.428	147.142	4.7	123.2	122.51	2.25	Да
28	23.01.13 21:30	43.087	145.678	5.3	105.9	-172.17	2.62	Да
29	29.01.13 13:20	42.543	144.082	4.8	219.0	-138.43	2.05	Да
30	02.02.13 14:20	42.77	143.092	6.9	263.6	-121.17	2.85	Да
31	16.02.13 22:20	43.539	146.675	5.3	85.5	129.44	2.74	Да
32	08.05.13 14:10	44.098	147.184	4.4	106.4	85.497	2.17	Да
33	12.05.13 22:40	43.959	147.805	5.2	156.1	92.244	2.37	Да
34	21.05.13 14:50	45.135	142.837	5.1	268.7	-61.756	2.1	Да
35	04.11.13 16:00	44.0201	147.378	4.9	121.7	90.018	2.35	Да
36	27.11.13 9:10	44.0942	145.779	4.3	9.4	-40.89	4.43	Да
37	04.12.13 16:00	43.3637	148.028	4.8	189.7	112.25	2.11	Нет
38	08.12.13 17:20	44.4438	149.167	6	267.7	78.966	2.47	Да
39	12.12.13 22:50	45.2805	148.177	5.2	230.2	52.061	2.2	Да
40	17.12.13 17:10	43.1179	146.104	4.9	103.4	168.77	2.43	Да
41	26.12.13 22:40	43.4534	146.755	4.4	96.7	131.29	2.22	Да
42	12.01.14 12:00	43.2164	146.049	4.5	91.9	170.15	2.29	Да
43	22.01.14 7:20	43.8359	146.532	4.6	58.3	111.55	2.6	Да
44	03.02.14 3:10	43.4161	146.865	4.3	106.1	129.75	2.12	Да
45	07.02.14 3:10	43.367	147.388	4.7	143.6	120.4	2.18	Да
46	09.02.14 13:30	43.5545	147.079	4.9	111.6	117.9	2.39	Да
47	09.03.14 15:10	43.3362	145.86	4.9	77.2	179.71	2.6	Да
48	14.03.14 10:50	45.071	147.071	4.5	150.5	39.345	2.07	Да
49	13.04.14 10:00	44.5341	148.205	4.6	195.2	72.514	2.01	Да
50	18.04.14 2:00	43.1466	146.227	4.3	102.7	162.96	2.14	Нет
51	10.05.14 14:50	43.6866	146.563	4.4	68.4	123.73	2.4	Да
52	26.05.14 17:40	43.8448	146.552	4.6	59.5	110.08	2.59	Да
53	28.05.14 2:40	43.5731	146.079	4.4	53.9	160.5	2.54	Да
54	29.05.14 22:00	44.2602	148.142	4.8	184.2	81.236	2.12	Да
55	07.06.14 18:40	43.3074	146.383	4.7	90.9	151.98	2.4	Да
56	26.06.14 5:50	43.0823	145.599	4.8	107.5	-168.81	2.36	Да
57	08.07.14 9:10	42.6676	141.347	5.5	394.7	-111.02	2.12	Нет
58	20.07.14 18:30	44.6419	148.784	6.2	242.6	72.708	2.6	Да
59	10.08.14 3:40	41.1585	142.131	6.1	441.4	-135.05	2.31	Да
60	19.08.14 13:30	42.9675	145.644	5.1	119.4	-171.7	2.46	Да
61	27.08.14 4:50	41.0699	143.167	5.4	396.0	-145.3	2.08	Нет
62	01.09.14 0:50	42.8836	146.714	4.5	145.1	151.19	2.08	Да
63	08.01.15 18:40	43.6917	144.869	5.3	87.6	-115.12	2.73	Да
64	15.01.15 15:40	43.8293	147.321	4.8	119.5	100.29	2.31	Да
65	19.06.15 3:20	44.5672	148.24	4.6	198.9	71.716	2	Нет
66	26.06.15 18:30	44.1167	146.911	4.6	84.9	83.153	2.38	Да
67	01.07.15 17:20	43.6321	145.722	4.2	45.6	-166.39	2.53	Да

68	07.07.15 5:10	43.9097	147.975	6.3	170.1	93.794	2.82	Да
69	09.07.15 18:30	40.3631	141.465	5.5	544.9	-136.93	2.01	Нет
70	11.07.15 11:30	43.8887	148.011	5.2	173.2	94.476	2.32	Нет
71	06.08.15 21:30	43.1117	145.959	4.3	102.5	175.31	2.14	Да
72	14.08.15 4:40	42.6447	143.182	5.2	265.5	-124.55	2.15	Да
73	02.09.15 8:10	43.7588	147.79	4.4	157.9	100.36	2	Нет
74	02.09.15 8:20	43.7461	147.852	4.5	163.0	100.49	2.03	Нет
75	09.09.15 5:40	45.3188	150.412	5.2	387.6	66.724	2.01	Да
76	11.09.15 6:50	43.0556	145.884	4.4	108.4	178.77	2.16	Да
77	12.09.15 13:40	41.8968	142.652	5.4	352.4	-131.21	2.12	Да
78	19.09.15 14:00	43.3874	144.145	4.4	155.0	-116.89	2.01	Да
79	07.10.15 4:20	44.0575	146.993	4.3	91.0	87.718	2.2	Да
80	14.10.15 0:40	45.2079	146.771	4.4	149.6	28.634	2.02	Да
81	14.10.15 19:40	43.4809	145.943	4.5	61.5	173.39	2.52	Да
82	28.10.15 3:30	42.9356	146.394	4.7	129.3	160.18	2.23	Да
83	01.11.15 3:50	41.5774	141.986	5.4	417.2	-129.5	2.06	Да
84	04.11.15 13:50	43.3348	146.109	5	80.0	165.13	2.63	Да
85	22.11.15 0:40	42.8756	146.257	4.9	132.5	165.69	2.31	Да
86	28.11.15 2:50	43.3856	146.435	5.6	85.5	146.78	2.9	Да
87	06.12.15 19:10	43.6805	147.349	4.9	125.9	107.48	2.33	Да
88	17.12.15 18:10	42.8616	146.418	4.8	137.7	160.55	2.24	Да
89	02.01.16 21:30	43.1298	146.887	4.8	130.1	139.98	2.27	Да
90	07.01.16 0:20	42.6207	145.6	4.5	158.1	-172.41	2.05	Да
91	11.01.16 17:10	44.4761	141.087	6.2	383.0	-80.908	2.4	Да
92	20.01.16 21:50	43.1102	146.017	5.1	103.2	172.71	2.53	Да
93	22.02.16 18:40	43.041	145.781	4.4	110.2	-176.85	2.15	Да
94	05.03.16 0:30	41.6536	144.23	5.1	295.6	-152.82	2.06	Нет
95	07.03.16 1:00	44.0132	145.404	4.4	36.2	-92.901	2.82	Да
96	10.03.16 18:40	43.1736	149.06	5	275.1	109.16	2.05	Да
97	13.03.16 23:10	43.2268	146.722	4.2	113.4	141.74	2.04	Да
98	21.03.16 0:10	43.7679	147.216	4.9	112.8	104.53	2.39	Да
99	24.03.16 8:00	43.3095	145.407	4.7	87.9	-155.62	2.42	Да
100	30.03.16 5:10	42.9194	144.696	4.8	155.0	-142.45	2.19	Нет
101	12.05.16 6:30	43.3295	146.619	5	99.2	141.52	2.5	Да
102	20.05.16 14:00	44.2822	147.941	4.8	168.7	79.728	2.16	Да
103	02.07.16 1:50	43.3003	146.921	5	118.1	133.08	2.41	Да
104	23.07.16 1:00	47.6981	146.921	5.8	416.1	11.058	2.21	Нет
105	24.07.16 2:50	42.9362	143.212	4.8	245.5	-118.79	2.01	Нет
106	28.07.16 22:00	44.8261	149.067	4.9	269.9	69.75	2.02	Да
107	20.08.16 9:00	40.3942	143.68	6	442.2	-155.36	2.27	Да
108	03.09.16 5:10	43.632	145.74	4.4	45.3	-168.11	2.66	Да
109	08.09.16 12:10	44.4751	149.156	5.2	267.5	78.202	2.14	Да
110	27.10.16 6:50	44.4756	146.88	4.6	95.4	58.396	2.32	Да
111	19.11.16 6:00	43.2078	146.178	4.5	95.1	164.04	2.27	Да
112	28.11.16 1:20	44.1023	147.304	4.4	116.0	85.552	2.13	Да
113	20.12.16 19:50	44.5396	146.474	4.1	75.0	40.817	2.19	Да
114	28.12.16 2:50	43.707	147.579	4.8	142.7	104	2.23	Да

115	27.02.17 6:20	43.4734	145.803	4.4	62.1	-176.05	2.45	Да
116	03.03.17 8:30	43.1132	145.668	5.1	103.1	-171.5	2.53	Да
117	07.03.17 16:10	41.5149	141.902	5.7	427.0	-129.56	2.17	Да
118	07.04.17 14:00	45.1575	147.157	4.5	162.2	38.977	2.04	Да
119	23.04.17 6:40	46.1712	142.176	5.2	374.2	-49.215	2.02	Да
120	28.04.17 20:40	44.7949	147.118	4.9	131.5	49.282	2.31	Да
121	04.05.17 19:20	43.6546	147.023	4.1	102.5	113.65	2.04	Да
122	22.05.17 11:00	43.9238	147.719	5.5	149.6	93.903	2.53	Да
123	12.06.17 11:20	43.7741	147.404	4.3	127.3	102.41	2.04	Да
124	17.06.17 17:30	44.679	146.427	4.2	85.2	31.998	2.18	Да
125	28.06.17 12:10	43.798	147.875	5.5	163.8	98.383	2.48	Да
126	01.07.17 14:50	42.814	141.926	5.3	344.9	-111.73	2.09	Да
127	08.07.17 4:10	43.2963	145.329	4.3	92.0	-152.4	2.19	Да
128	25.07.17 17:00	42.3941	145.557	4.6	183.6	-172.33	2.03	Да
129	17.08.17 13:20	44.1891	146.255	4.2	36.4	60.91	2.69	Да
130	04.09.17 15:50	41.6422	145.483	4.9	267.3	-173.35	2.02	Да
131	10.09.17 8:40	41.7813	142.893	5.5	347.5	-135.01	2.16	Да
132	26.09.17 3:00	44.1821	146.679	4.1	67.9	75.338	2.24	Да
133	26.09.17 20:20	40.335	142.342	5.8	502.5	-143.64	2.15	Нет
134	11.10.17 15:30	43.7309	145.988	4.1	35.0	162.33	2.66	Да
135	23.10.17 21:30	43.9539	147.883	4.9	162.4	92.305	2.22	Да
136	30.10.17 23:00	42.8265	146.545	4.7	145.0	157.19	2.17	Да
137	03.11.17 3:50	42.5995	143.828	4.9	228.5	-133.43	2.08	Нет
138	23.11.17 12:40	42.867	147.022	4.9	160.0	143.55	2.22	Да
139	29.11.17 22:30	45.2018	146.301	5.5	134.9	14.998	2.58	Да
140	07.12.17 6:40	43.9322	147.72	4.8	149.6	93.545	2.21	Да
141	14.12.17 10:40	44.0184	149.375	4.9	281.4	89.052	2	Нет
142	17.12.17 11:30	43.134	145.587	4.4	102.0	-167.66	2.19	Да
143	30.12.17 14:30	43.1775	145.199	4.5	108.6	-150.63	2.21	Да
144	02.01.18 12:50	44.0175	147.947	4.7	167.2	89.771	2.11	Да
145	19.01.18 12:00	43.654	146.333	4.9	56.7	137.42	2.79	Да
146	20.01.18 5:50	44.5925	149.2	5	273.3	75.621	2.05	Нет
147	24.01.18 10:50	41.1034	142.432	6.3	429.5	-138.09	2.39	Да
148	07.02.18 5:40	44.1067	148.042	4.6	174.9	86.465	2.05	Да
149	11.02.18 14:50	42.8508	145.696	4.5	131.8	-174.35	2.12	Да
150	04.03.18 19:50	45.0674	147.771	5.4	190.6	52.113	2.37	Да
151	18.03.18 18:00	45.3686	150.25	5.2	377.8	65.274	2.02	Нет
152	29.03.18 15:40	43.133	145.697	4.3	100.6	-172.67	2.15	Да
153	08.04.18 2:00	43.8434	146.363	4.3	45.6	116.95	2.59	Да
154	13.04.18 19:00	43.1867	145.873	5.2	93.8	179.15	2.64	Да
155	24.04.18 8:50	43.3482	145.726	5.5	76.6	-172.13	2.92	Да
156	28.04.18 9:20	44.7718	148.095	4.6	196.0	64.358	2.01	Да
157	17.05.18 18:40	42.6846	145.586	5.7	151.2	-171.62	2.62	Да
158	09.06.18 21:50	43.8243	145.93	4.7	23.7	165.33	3.42	Да
159	24.06.18 13:20	43.6068	147.497	4.6	139.9	109.12	2.14	Да
160	01.07.18 2:20	43.5324	145.1	4.4	82.1	-132.16	2.3	Да
161	26.08.18 6:00	44.2437	149.559	5.2	296.5	84.127	2.1	Да

162	05.09.18 1:30	43.3596	146.207	4.6	79.8	159.16	2.42	Да
163	05.09.18 18:10	42.6861	141.929	6.6	350.8	-113.86	2.59	Да
164	26.09.18 20:20	43.8313	147.418	4.3	127.1	99.497	2.04	Да
165	08.10.18 15:20	44.5672	148.279	4.6	201.9	71.966	2	Да
166	14.10.18 2:50	43.512	145.371	4.3	69.5	-145.84	2.33	Да

Измерения объемной активности радона выполнялись на трёх геофизических стационарах ИМГГ ДВО РАН. Расположенных в посёлках Южно-Курильск (о. Кунашир), Курильск (о. Итуруп) и селе Малокурильское (о. Шикотан) (Рисунок 22). К сожалению, данные, полученные на станции Мало-Курильск, были утеряны в результате пожара на сейсмической станции. Поэтому анализировались только данные, полученные на первой и второй станциях мониторинга.

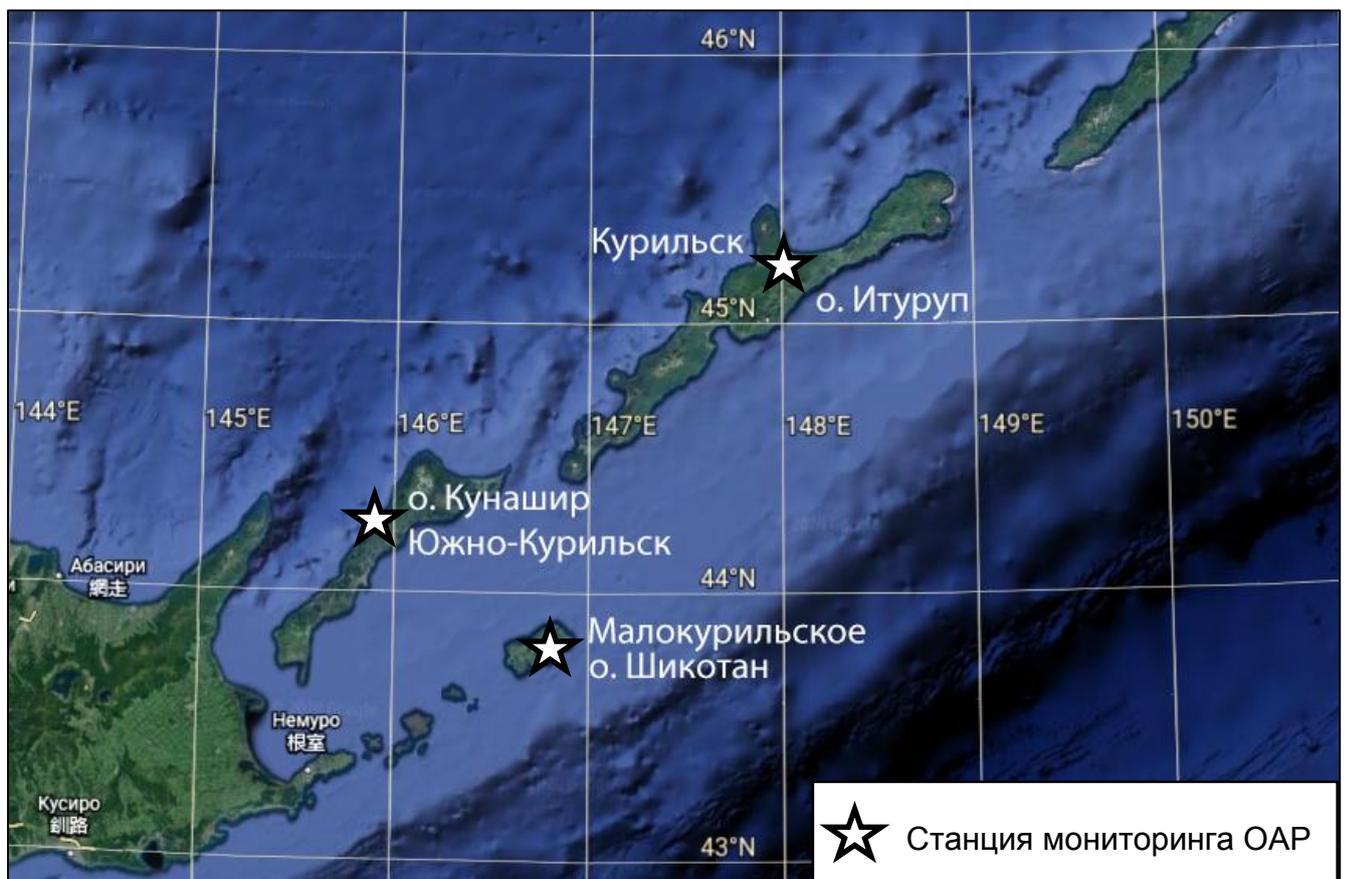


Рисунок 22 — Схема расположения станций радонового мониторинга.

На станции Южно-Курильск точка измерения находится в подвальном помещении сейсмостанции, гарантирующем исключение влияния атмосферных осадков. Измерительный зонд заглублен на 70 см на контакт рыхлых отложений с лавовым потоком, представленным эффузивными породами андезитового состава. Условия измерений сохранялись постоянными для всего анализируемого семилетнего периода наблюдений.

Для станции Курильск условия измерений изменялись в связи с переносом зонда из старой сейсмостанции в бункер, где расположены сейсмодатчики. Причём во втором случае глубина

отбора проб почвенного воздуха изменялась от 70 см до 30 см в связи с высокими значениями ОАР, выходящими за пределы измерения, установленной аппаратуры ( $>10000$  Бк/м<sup>3</sup>). Даже на глубине 30 см величина ОАР превышала 10000 Бк/м<sup>3</sup>. По этой причине забор воздуха осуществлялся непосредственно из подвального бункера с сейсмодатчиками. Исходя из изложенного данные мониторинга со станции Курильск не являются представительными и малопригодны для проведения количественного и качественного анализа. Они применялись в ряде случаев для уточнения результатов полученных на станции Южно-Курильск.

Для анализа выбирались сейсмические события с магнитудой более 4.0 за период с 30.09.2011 по 18.10.2018 в радиусе 500 километров от каждой из станций мониторинга ОАР. На основе сейсмических каталогов USGS для каждого землетрясения проводились вычисления расстояния (S) до соответствующей станции мониторинга ОАР (36), а также вычислялся азимут (A) (37) [Кузьмин, Герасимов, 1973].

$$S=R \times \arccos (\sin(\phi_1) \times \sin(\phi_2) + \cos(\phi_1) \times \cos(\phi_2) \times \cos(\lambda_1 - \lambda_2)) \quad (36)$$

где, R – радиус Земли;

$\phi_1, \lambda_1$  – широта и долгота станции мониторинга ОАР;

$\phi_2, \lambda_2$  – широта и долгота землетрясения.

$$A = \arctan 2(\cos(\phi_1) \times \sin(\phi_2) - \sin(\phi_1) \times \cos(\phi_2) \times \cos(\lambda_2 - \lambda_1); \sin(\lambda_2 - \lambda_1) \times \cos(\phi_2)) \quad (37)$$

По полученным значениям расстояний до эпицентров рассматриваемых сейсмических событий вычислялось отношение магнитуды к логарифму расстояния  $M/\lg R \geq 2$ . В силу того, что процесс подготовки землетрясений, которым соответствует геодинамический критерий  $K < 2$ , практически не отмечался в аномалиях ОАР.

Основная причина отбора землетрясений с магнитудой больше 4.0 заключается в том, что Южные Курилы являются сейсмоактивным регионом с большим количеством землетрясений, которые происходят практически ежедневно. Во-первых, выбор обусловлен сокращением объёма анализируемой выборки за счёт исключения большого количества землетрясений, не попадающих под выбранный критерий, так как землетрясения с магнитудой меньше 4.0 происходят достаточно часто и попадут под критерий только в том случае, если будут на сравнительно небольшом расстоянии от точки наблюдения. События с магнитудой менее 4.0 не учитывались еще и в связи с тем, что их характеристики определялись с большой ошибкой из-за недостаточного количества сейсмических станций в рассматриваемом районе. Кроме того, оказалось, что количество выделенных аномалий ОАР практически соответствовало количеству землетрясений с магнитудой больше 4, что косвенно подтверждало наш выбор магнитуды. С точки зрения прикладного значения, землетрясения с магнитудой менее 4 практически не несут какой-либо серьезной угрозы для жизнедеятельности человека.

Как отмечалось ранее, измерения ОАР проводилось в адвективном режиме (вынужденной конвекции). Основные преимущества адвективного способа измерения ОАР по сравнению с диффузионным заключаются в существенном увеличении эффективного охватываемого объема горных пород, снижении влияния метеофакторов, практически полное отсутствие нарушения условий залегания исследуемого объема горных пород за счет применения тонкого зонда [Козлова, 2005]. Открытым оставался вопрос о возможном нарушении естественной проницаемости при откачке почвенного воздуха, ответ на который удалось получить при сравнении коэффициентов диффузии, полученных в диффузионном и адвективном режимах.

### **3.2. Определение коэффициента диффузии и скорости адвекции радона в условиях мгновенного источника при диффузионно-адвективном переносе в горных породах**

Выбор методики проведения измерений ОАР имеет важное значение, так как радон используется для контроля изменений напряженного состояния геологической среды, возникающих за счет протекающих геодинамических процессов. Для выполнения качественного исследования необходимо выбрать оптимальную и информативную методику мониторинговых измерений Rn. Наблюдения радона можно выполнять в различных средах: в почвенном воздухе, воде, приземной атмосфере.

Почвенный радон наиболее широко используется различными исследователями для изучения изменений структуры порового пространства. Существующие методы измерений почвенного радона можно разделить на 2 группы. Первая группа использует диффузионное поступление радона к детектору, вторая группа использует его принудительную доставку. Ниже покажем, что применение принудительного способа доставки почвенного радона не вносит искажений в характеристики порового пространства среды, по сравнению с диффузионным.

Известным методом определения коэффициента диффузии радона является, разработанный Ю.П. Булашевичем, метод мгновенного источника. В работе [Булашевич, Карташов, 1967] подробно рассмотрена теория и методика таких измерений. При использовании метода мгновенного источника по методике Ю.П. Булашевича реализуется диффузионное распространение радона. Организация измерений, при диффузионном поступлении радона от источника к детектору, представляет достаточно сложную задачу, не всегда решаемую серийно выпускаемой аппаратурой. Кроме того, из-за низкой скорости диффузионного процесса, время таких определений достаточно велико.

В работе, для определения диффузионных параметров среды, рассмотрено применение

метода мгновенного источника в диффузионно-адвективном режиме, позволяющем преодолеть ряд недостатков, присутствующих у вышеперечисленных методов [Юрков и др., 2020].

Ниже приведены теоретические выкладки решения одномерной диффузионно-адвективной задачи в условиях мгновенного линейного источника.

Уравнение переноса распадающегося газа в пористой среде имеет вид [Булашевич, Хайретдинов, 1959]:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\eta C) = Q - \eta \frac{C}{\tau} + \operatorname{div}(D \bar{\nabla} C) - \operatorname{div}(\eta \bar{v} C) \quad (27)$$

где,  $C$  – поровая концентрация

$Q$  – скорость выделения радона в поры в единице объема

$\bar{v}$  – скорость адвекции

$\tau$  – среднее время жизни радона

$\eta$  – коэффициент пористости

$D$  – коэффициент диффузии

Рассмотрим одномерное течение газа в породе с постоянной скоростью, направленной параллельно поверхности раздела земля-воздух (это будет плоскость  $XYO$ ). Ось  $Z$  направлена вниз, а ось  $X$  по направлению вектора скорости. Тогда для однородной среды из уравнения (27) получим [Уткин и др., 2006]:

$$\frac{1}{D^*} \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{Q}{D} - \frac{C}{D^* \tau} + \Delta C - \frac{v}{D^*} \frac{\partial C}{\partial x} \quad (28)$$

где,  $D^* = \frac{D}{\eta}$  – эффективный коэффициент диффузии газа

Мгновенный источник в точке  $X=Y=0, Z=h$  действует с момента времени  $t=0$ . Начальное условие и условие вдали от источника запишем так  $C=0$  при  $t=0$  во всех точках, кроме источника  $C(X, Y, Z, 0) \rightarrow 0$ , при  $X^2 + Y^2 + Z^2 \rightarrow \infty$  на границе раздела земля-воздух выполняется условие  $C=0$  при  $Z=0$ , тогда решение задачи запишем в виде:

$$C = \frac{Q_0}{\eta(4\pi D^* t)^{3/2}} \exp\left(\frac{vx}{2D^*}\right) \exp\left(-\frac{t}{\tau} - \frac{v^2 t}{4D^*} - \frac{d^2}{4D^* t}\right) \left[1 - \exp\left(-\frac{Zh}{D^* t}\right)\right] \quad (29)$$

где,  $d^2 = x^2 + y^2 + (z-h)^2$

При  $v = 0$  полученное решение совпадает с решением диффузионной задачи полученной в [Уткин и др., 2006]. Приравнявая частную производную по времени к нулю, получим уравнение поверхности, на которой в момент времени  $t = t_m$  достигается максимум концентрации газа.

$$d^2 = 6D_m^* t_m + \frac{4D_m^* t_m^2}{\tau} + v^2 t_m^2 + 4Zh \left[ \exp \frac{Zh}{D_m^* t_m} - 1 \right]^{-1} \quad (30)$$

Выбирая геометрию измерений таким образом, что  $d/h < 0.5$  при  $Z = h$  можно практически исключить влияние границы раздела земля-воздух. При  $v = 0$  получим:

$$D_m^* = \frac{d^2}{6t_m \left( 1 + \frac{2t_m}{3\tau} \right)} \quad (31)$$

где,  $t_m^0$  – время наступления максимума концентрации в точке наблюдения, при  $v = 0$

При  $t_m^0 \ll \tau$ , уравнение (31) совпадает с выражением, используемым Ю.П. Булашевичем для определения коэффициента диффузии в природных средах [Булашевич и др., 1959].

При измерении времени достижения максимума в двух точках и  $v \neq 0$  получим уравнения для определения коэффициента диффузии (32) и скорости адвекции газа (33):

$$D_m^* = \frac{d_1^2 t_2^2 - d_2^2 t_1^2}{6t_1 t_2 (t_2 - t_1)} \quad (32)$$

$$v = \sqrt{\frac{t_1 d_2^2 \left( 1 + \frac{2t_1}{3\tau} \right) - t_2 d_1^2 \left( 1 + \frac{2t_2}{3\tau} \right)}{t_1 t_2 (t_2 - t_1)}} \quad (33)$$

Полученные уравнения (32) и (33) применялись при обработке результатов серии проведённых экспериментов по определению коэффициента эффективной диффузии методом мгновенного источника в диффузионно-адвективном режиме и скорости адвекции соответственно.

Экспериментальные исследования выполнялись на геофизическом полигоне в соответствии со схемой (Рисунок 23). Геологический разрез представлен глинистой корой выветривания горных пород габбрового состава [Юрков и др., 2020].

В грунт, на глубину 100 см от поверхности были помещены 3 зонда длиной 100 см. Каждый из зондов перфорирован по длине 50 см от нижнего конца.

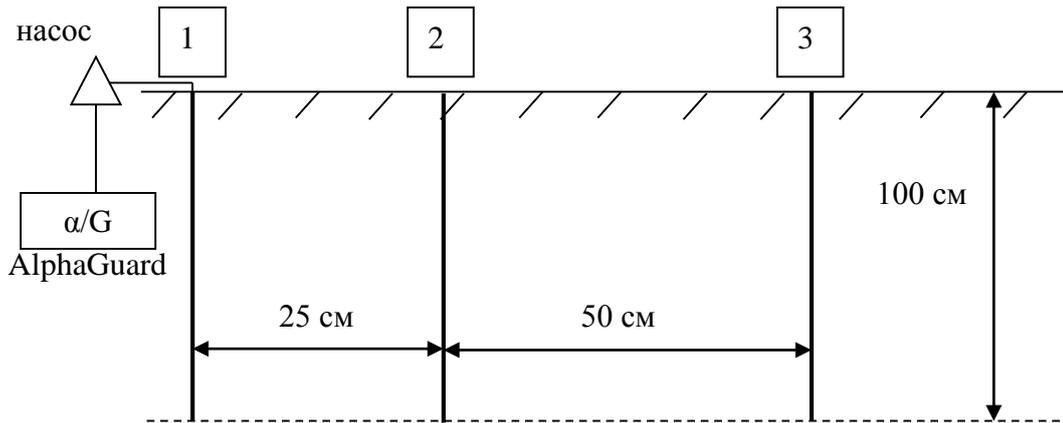


Рисунок 23 — Схема расположения зондов на геофизическом полигоне. В квадратах указаны условные номера зондов. Расстояния между зондами 1 и 2 составляет 25 см, между зондом 2 и зондом 3 — 50 см.

Реализованная схема представляла собой линейный мгновенный источник в одномерном варианте, в отличие от использованного в работе [Уткин и др., 2006] точечного источника. Адвекция создавалась непрерывной откачкой воздуха из 1 зонда насосом, который пропускаялся через прибор измерения объёмной активности радона (ОАР) — AlphaGuard. Дискретность измерений составляла 10 минут.

Как ранее замечено, была проведена серия последовательных экспериментов с напуском радона в разные зонды.

В первой серии измерений, после записи фоновых значений, в зонд 3 производился, с помощью шприца, выпуск пробы воздуха с радоном объёмом  $10 \text{ см}^3$ . Измерения проводились до выхода значений ОАР на фоновый уровень. Составлен график зависимости ОАР от времени для первого запуска радона (Рисунок 24). Время достижения максимального значения ОАР с момента выпуска радона составило 6 часов 20 минут.

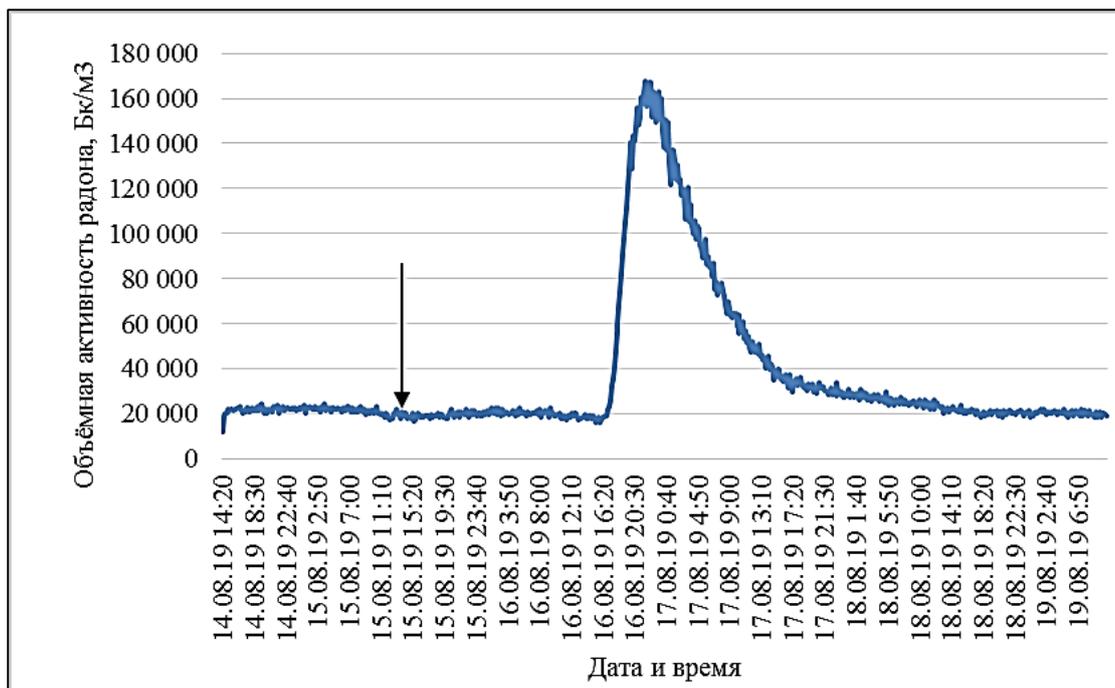


Рисунок 24 — График изменения ОАР, при впуске радона в зонд 3 и откачке из зонда 1. Впуск радона 15.08 в 14:00 (показан стрелкой).

При повторном запуске, время достижения максимального значения ОАР с момента впуска радона, составило 7 часов.

Во второй серии измерений, впуск пробы воздуха с радоном объёмом  $10 \text{ см}^3$  производился в зонд 2. Составлен график зависимости ОАР от времени (Рисунок 25). Время достижения максимального значения ОАР с момента впуска радона составило 60 минут.

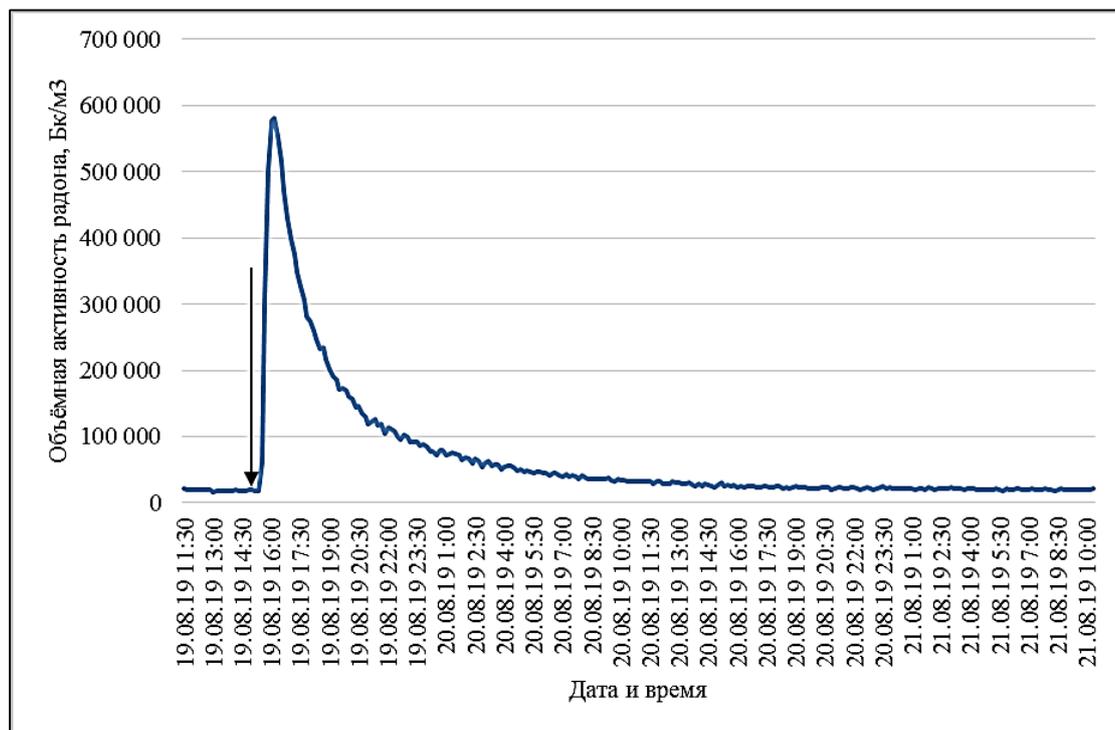


Рисунок 25 — График изменения ОАР, при впуске радона в зонд 2 и откачке из зонда 1. Впуск радона 19.08 в 15:10 (показан стрелкой).

При повторном впуске пробы воздуха с радоном в зонд 2, время достижения максимального значения ОАР с момента впуска радона составило 1 час 30 минут.

Количество радона в впускаемых пробах не регламентировалось в силу ряда обстоятельств, поэтому измеренные в ходе экспериментов значения ОАР, существенно различаются.

На основе данных, полученных в ходе экспериментов с применением уравнений (32) и (33) выполнялся расчёт коэффициента эффективной диффузии и скорости адвекции соответственно. Таблица 4 содержит результаты выполненных расчётов. Для расчетов взяты средние значения времен полученных экстремумов.

Таблица 4. Результаты измерений и расчёты коэффициента диффузии и скорости адвекции.

	$d_1$ , см	$d_2$ , см	$t_1$ , сек	$t_2$ , сек	$D^*$ , см <sup>2</sup> /сек	$v$ , см/ч
1	25	75	3600	22799.99		
2	25	75	5400	25200		
Среднее	25	75	4500	23999.995	0.0019	7.83

Таким образом вычисленный усреднённый коэффициент эффективной диффузии составляет 0.0019 см<sup>2</sup>/сек, что соответствует полученному в работе [Булашевич, Карташов, 1967] значению для коры выветривания гранитов. Средняя скорость адвекции составила 7.83 см/ч.

Приведена схема расположения зондов на геофизическом полигоне для проведения эксперимента с точечным мгновенным источником в диффузионном режиме (Рисунок 26). Данный эксперимент проводился в зоне предыдущего, то есть в тех же петрофизических условиях. В зонд 1 (перфорированный на нижнем конце, на расстоянии 5 см) производился выпуск 10 см<sup>3</sup> воздуха с радоном, прибор измерения ОАР подключался к зонду 2 (его диаметр в 4 раза превышает диаметр зонда 1; с перфорацией, как у зонда 1), поступление радона в измерительный прибор происходило в диффузионном режиме.

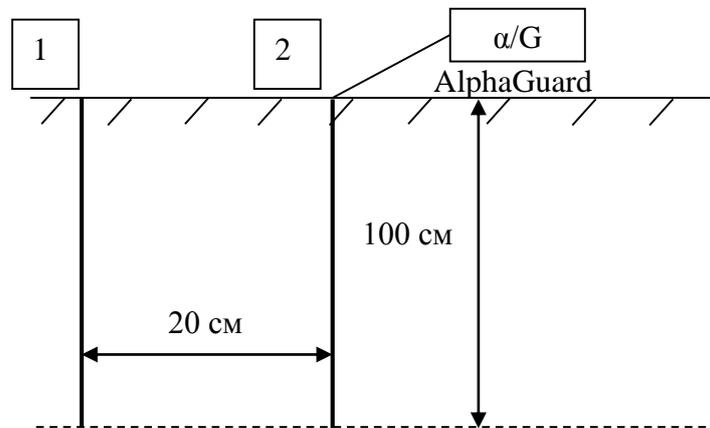


Рисунок 26 — Схема расположения зондов на геофизическом полигоне. В квадратах указаны условные номера зондов. Расстояние между зондами 1 и 2 составляет 20 см.

В ходе проведения эксперимента получен график изменения ОАР по времени (Рисунок

27).

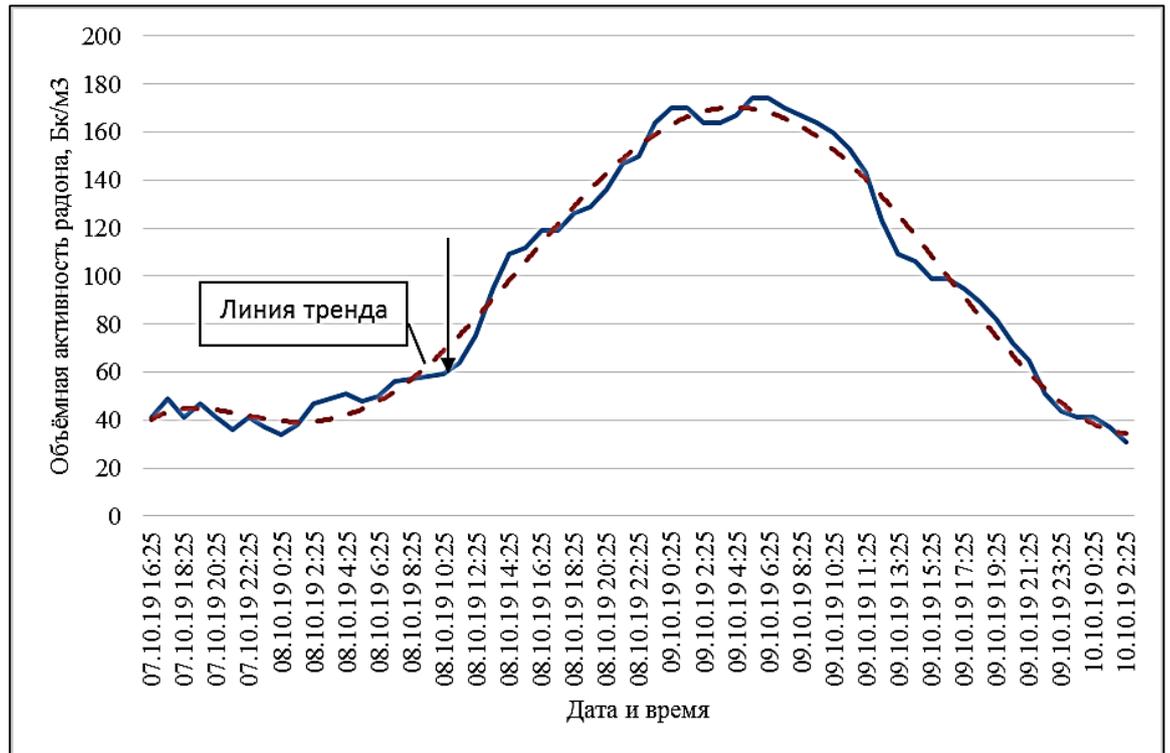


Рисунок 27 — График изменения ОАР для эксперимента с точечным мгновенным источником в диффузионном режиме. Впуск радона 08.10 в 11:15 (показан стрелкой).

Время достижения максимального значения ОАР с момента впуска радона составило 13 часов, при повторном эксперименте 12 часов 20 минут. На основе полученных данных выполнен расчёт коэффициента диффузии по формуле (31). Вычисленное среднее значение по двум измерениям составило  $0.0014 \text{ см}^2/\text{сек}$ , что достаточно хорошо (учитывая погрешность радиометрических измерений) совпадает со значением, полученным в ходе эксперимента в диффузионно-адвективном режиме. Вычисленные значения коэффициента диффузии совпадают с результатами, полученными ранее [Булашевич, 1975].

По результату проведённых экспериментов можно сделать вывод, что применение диффузионно-адвективного способа доставки радона к детектору не приводит к нарушению структуры порового пространства и изменению её характеристик. Поэтому, с учётом удобства организации измерений, этот способ может быть использован при мониторинговых измерениях почвенного радона.

### 3.3. Оценка зоны проявления предвестников землетрясения

Существует множество теоретических решений, описывающих реакцию горных пород на изменения геодинамических условий геологической среды [Добровольский 1991; Atkinson, 1980;

King, 1978; Lay et al., 1998; Martinelli, 1992]. Модель И.П. Добровольского (1991) получила хорошее подтверждение по натурным наблюдениям. Эта модель описывают процесс деформационных изменений при подготовке тектонического события и их отражение в гидрогеологических факторах, учитывая размеры зоны проявления предвестников по деформациям. На основе модели Добровольского получена оценка для радиуса зоны проявления предвестников. Расстояния ( $R$ ), на которых обнаруживаются деформации и наклоны, определяются по следующим формулам ( $R_1$ ,  $R_2$ ), соответственно:

$$R_1 = \begin{cases} 10^{0.5M} \text{ км}, & M < 5 \\ 10^{0.433M} \text{ км}, & M \geq 5 \end{cases} \text{ где, } M - \text{ магнитуда землетрясения}$$

$$R_2 = 10^{0.413M} \text{ км}$$

Исходя из того, что  $\lg e = 0.434$ , где  $e$  – основание натурального логарифма, радиус зоны проявления предвестников предполагается оценивать выражением:

$$R = e^M \text{ км} \quad (34)$$

Прологарифмировав обе части выражения (34) получим:

$$\lg R = \lg e^M$$

$$\lg R = M \times \lg e$$

$$\frac{1}{\lg e} = \frac{M}{\lg R}$$

Округлив значение отношения  $1/\lg e$  до первого знака, получим, что для приведенной оценки радиуса зоны проявления предвестников справедливо выражение («геодинамический критерий» —  $K$ ) [Добровольский, 1991]:

$$K = \frac{M}{\lg R} = 2.5 \quad (35)$$

Экспериментальное подтверждение полученного соотношения нашло свое отражение в работах по изучению: изменений уровня воды в скважинах Центральной Японии [King et al., 1999]; радоновых вариаций в Индии [Пулинец и др., 2012], на Камчатке [Руленко, Кузьмин, 2015], в Курило-Камчатском регионе [Тихонов, 2012]; вариаций температуры в скважине на о. Кунашир [Демежко и др., 2012].

Реакция радона, вариации уровня столба жидкости и температуры в скважинах, связанные с изменениями структуры порового пространства, зависят от расстояния до эпицентра и магнитуды события. Если для изменений уровня столба жидкости и температуры по скважинам, рядом авторов [Демежко и др., 2012; Копылова, Болдина, 2019] были исследованы закономерности их поведения, в зависимости от расстояния и магнитуды события, то для радона

сравнительно мало работ, в которых бы детально исследовалось его поведение. К настоящему времени нет определенной ясности относительно времени проявления вариаций ОАР перед тектоническим событием и положения произошедшего землетрясения на кривой ОАР в зависимости от расстояния до эпицентра. Определение момента землетрясения на кривой ОАР позволит разделить события на «ближние» и «дальние» по аналогии с горными ударами [Уткин, Юрков 1998], что является важным при принятии решений по предупредительным мерам защиты от возможных землетрясений. Так как события, произошедшие в «ближней» зоне, представляют наибольшую опасность для населения, то важно знать промежуток времени от экстремума и времени выхода на фоновые значения до момента сейсмического события.

На основе наблюдений за вариациями ОАР на станциях Южно-Курильск и Курильск выполнен анализ зависимости проявления в вариациях ОАР сейсмических событий, начиная с 2011 г. [Бирюлин и др., 2019б; Бирюлин и др., 2021б; Козлова и др., 2021а; Козлова и др., 2021б].

Количество зарегистрированных сейсмических событий зависит от радиуса охвата относительно станции наблюдения. В данном случае он выбирался, исходя из теоретических расчетов проявления деформаций по модели И.П. Добровольского (1991). За период с 2011 по 2018 гг. максимальная магнитуда землетрясений, происходивших в Южно-Курильском регионе, не превышала 7. Поэтому эпицентральное расстояние выбрано меньше 500 км.

### **3.4. Образование радоновых аномалий**

Большинство исследователей определяют аномалию радона как положительное отклонение, которое превышает средний уровень радона более чем в два раза относительно стандартного отклонения [Igarashi, Wakita, 1990; Vaupotic et al., 2010; Imme, Morelli, 2012; Martinelli et al., 2013; Oh, Kim, 2015].

Происхождение и механизмы радоновых аномалий, и их связь с землетрясениями пока еще слабо изучены, хотя был проведен ряд натуральных и лабораторных экспериментов и выполнено математическое моделирование [Imme, Morelli, 2012]. Наблюдаемые аномалии объёмной активности радона (ОАР), коррелирующие с землетрясениями, могут иметь различные варианты происхождения. Либо радон поступает из глубинного источника, либо, генерируется локально. Гипотеза локального происхождения кажется наиболее вероятной, подтверждаемой экспериментами.

Проблема определения аномалии и её параметров (амплитуда, длительность, эпицентрическое расстояние и время предвестника) рассматривалась различными авторами [Kissin, Grinevsky, 1990; Toutain, Baubron, 1999; Hartmann, Levy, 2005]. Большинство

проанализированных данных свидетельствуют о том, что время и продолжительность существования предвестников растут с увеличением магнитуды и имеют между собой значимую корреляцию. Время возникновения предвестника уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния, а его продолжительность уменьшается при малых расстояниях. Амплитуда, по-видимому, не зависит от магнитуды и расстояния.

Чтобы связать аномалии радона с возникновением землетрясений, было выдвинуто несколько вариантов развития событий. В соответствии с моделью дилатансии-диффузии аномалии радона могут быть связаны с механическим ростом трещин в объеме дилатансии или с изменениями потока подземных вод [Scholz et al., 1973; Planinic et al, 2001]. Следовательно, может произойти либо возникновение новых трещин, расширение или закрытие старых трещин, либо перераспределение открытых и закрытых трещин. В сухих породах открытие или закрытие трещин приведет к значительным изменениям коэффициента диффузии радона. При заполнении новых открытых трещин водой, увеличивается количество свободного радона. Если заполненные водой трещины закрываются, вода вытесняется, что может привести к изменению коэффициента эманирования. Все эти эффекты могут привести к перераспределению воды в земной коре, и повлиять на перемещение газовых потоков. Этот вариант развития событий имеет недостаток, который заключается в том, что требуется неоправданно большое изменение напряжения или нагрузки далеко от эпицентра.

Альтернативным механизмом является теория коррозии (разрушение, растрескивание материалов) под напряжением, впервые предложенная в 1977 [Anderson, Grew, 1977]. Она связывает аномалии радона с медленным ростом трещин, регулируемым коррозией под напряжением, которая должна предшествовать любому механическому растрескиванию во влажной окружающей среде. По механизму коррозии под напряжением радоновые аномалии могут зависеть от скорости деформации и местных условий, таких как тип породы, пористость, упругость, конфигурация микротрещин, степень насыщения, температура, коэффициент интенсивности напряжений и гигроскопические свойства.

Если предположить, что местные параметры пород ответственны за аномалии радона, то необходимо объяснить, как очень малые изменения в поле напряжений могут вызывать такие эффекты. Из теории процесса подготовки землетрясения следует, что в районе, где напряжение достигает уровня, близкого к разрушению горных пород, очень небольшие вариации напряжений приводят к значительным изменениям некоторых параметров горных пород. Если эта теория верна, то чувствительность к землетрясениям можно было бы ожидать только в районах с высоким напряжением, например, вблизи систем зон разломов.

Согласно другому виду, механизму сжатия [King, 1978] аномальная концентрация радона может быть обусловлена увеличением сжатия коры, при котором с большой скоростью

выдавливается почвенный газ в атмосферу и это может предшествовать землетрясению. Радоновые аномалии наблюдаются на большом расстоянии от эпицентра землетрясения, это может быть связано с большим объемом горных пород, вовлеченных в процесс подготовки землетрясений. В этом случае происходят изменения непосредственно в точке измерений, а не только в очаговой области. Это достигается в том случае, если предполагать, что изменения напряжений или нагрузки распространяются от зоны разрыва к станции мониторинга радона, приводя также к изменениям пористости, коэффициента эманирования и/или скорости потока местных подземных вод вблизи станции мониторинга радона.

Величина коэффициента диффузии радона в почве со средней пористостью, влажностью и показывает, что радон не может быть обнаружен на расстоянии более нескольких метров. При переносе радона вверх движущимися носителями (лёгкими почвенными газами), скорость которого составляет несколько микрон в секунду, его концентрация увеличивается вблизи станции мониторинга, в то время как содержание радона в грунтах может уменьшиться. Поскольку период полураспада радона составляет 3.82 дня, большая часть радона, генерируемая в более глубоких горизонтах, распадётся, прежде чем достигнет детектора. Следовательно, диффузионный механизм переноса  $R_n$  не обеспечивает увеличение ОАР за счёт более глубоких горизонтов. Как вариант, рассматривается перемещение радона за счёт движения поровых жидкостей, при котором временно увеличивается концентрацию радона, а затем истощаются доступные ресурсы для дальнейшего увеличения.

В.И. Уткин с соавторами в начале 90-х годов прошлого столетия на основе результатов интерпретации экспериментальных данных изменения ОАР при подготовке горных ударов на шахтах Средне-Уральского бокситового района [Булашевич и др., 1996] высказали предположение о накоплении упругой энергии за счет деформации изгиба (или кручения) массива горных пород. При изгибовых деформациях возникают зоны сжатия, растяжения и переходная зона в которой отсутствуют деформации сжатия и растяжения. Наличие таких зон объясняет различную форму аномалий ОАР в том числе и отсутствие в ряде случаев каких-либо изменений перед тектоническими событиями [Уткин, Юрков, 2009б]. Деформации изгиба широко проявляются при различных тектонических условиях, реализованных в геологических условиях верхней части земной коры. Одним из доказательств успешного использования распределения деформаций при условии изгибовых движений в земной коре, являются результаты переинтерпретации данных, полученных С.У. King во время Калифорнийского эксперимента [King et al., 1996]. Результатом данной работы был вывод о целесообразности использования при интерпретации данных радонового мониторинга наличия изгибовых деформаций, сопровождающихся возникновением зон сжатия, растяжения и переходной зоны. Поведение  $R_n$  в этих зонах принципиально различается, что необходимо учитывать при анализе

наблюдаемых вариаций ОАР.

Наличием изгибовых деформаций удалось объяснить результаты радонового мониторинга при наблюдениях за подготовкой горных ударов на шахтах Средне-Уральского бокситового района. Полученные результаты однозначно показали, что при расположении индикатора радона в зоне гипоцентра горного удара перед ним происходит снижение ОАР примерно за 70 минут до момента события. После горного удара ОАР выходит на первоначальный уровень [Булашевич и др., 1996].

### 3.4.1. Типы радоновых аномалий

Когда концентрации радона измеряются в непрерывном режиме в течение длительного времени и с временным разрешением не менее одного часа, можно классифицировать наблюдаемые аномалии радона по различным тенденциям, Friedman предложил классифицировать аномалии на две группы А и В [Friedman, 1991]. Физический процесс различен для каждой из групп аномалий.

Группа А показывает очень медленное увеличение (или уменьшение) концентрации радона со скоростью менее 0.1% в час. Такого рода аномалии могут быть связаны с непрерывным увеличением напряжений, вплоть до появления трещин в породах.

Вторая группа В характеризуется быстрым увеличением (или уменьшением) концентрации радона со скоростью около 1% в час. Часто быстрое увеличение следует за довольно стабильной концентрацией радона. Иногда аномальные всплески с быстрым изменением радона следуют непосредственно за быстрым изменением в противоположном направлении. Эти два вида аномалий группы В могут быть связаны с различными физическими процессами [Friedmann, 1991].

Аномалии типа В могут являться локальным эффектом, который зависит от определенных локальных параметров, либо они могут быть эпицентральной эффект. В этом случае эпицентральная зона предполагается, как источник быстрого изменения напряжения.

Для пиковых аномалий максимальная скорость изменения концентрации радона равна:

$$V = \frac{1}{\delta C_{Rn}} \left( \frac{dC_{Rn}}{dt} \right)_{max} \geq \frac{1}{\tau} \quad (14)$$

где  $C_{Rn}$  - концентрация радона

$\delta C_{Rn}$  - разница между концентрацией радона до и после быстрого изменения

$\tau$  - время быстрого изменения (в часах)

По значению  $V$  и эпицентральному расстоянию  $d$  можно найти очень грубую корреляцию

для  $d > 70$  км, по соотношению вида:

$$\log(V) = -2\log(d) + 4 \quad [V] = \text{час}^{-1}, [d] = \text{км} \quad (15)$$

Таким образом, рассматривая  $V$  из наблюдаемой аномалии, можно сделать приблизительную оценку расстояния от эпицентра. Следует отметить, что приведенные расчеты относятся к диффузионному способу поступления радона к детектору. В случае адвективного поступления соотношения могут быть иными.

### 3.4.2. Прогнозные отношения

Предсказание землетрясения означает прогноз места, времени и магнитуды землетрясения. На основе анализа широкого спектра радоновых данных, имеющихся в различных странах, и землетрясений с  $M < 3$ , Rikitake предложил эмпирическую связь между временным интервалом  $t$  (между аномалией радона и возникновением землетрясения) и магнитудой землетрясения [Rikitake, 1976]:

$$\text{Log } t = 0.76M - 1.83 \quad (16)$$

Отношение доработал Fleischer в зависимости от временного интервала [Rikitake, 1976]:

$$\text{Log } t = M - 2.16 \quad \text{для } 0.1 < t < 7 \text{ дней} \quad (17)$$

$$\text{Log } t = 0.62M - 1.0 \quad \text{для } t > 7 \text{ дней} \quad (18)$$

Исходя из уравнения диффузии радона и анализируя данные по радону из многих стран, [Ramola et al., 1988] вывели эмпирическое соотношение для прогнозирования магнитуды сильных землетрясений ( $M > 5$ ):

$$M = 2\log(\lambda_{Rn}\Delta C_{Rn}/KT) - 15.26 \quad (19)$$

где  $\Delta C_{Rn}$  - аномальное изменение концентрации радона,  $T$  - время подъема для аномалии радона и  $K$  - постоянная ( $3.96 \times 10^{-17}$ ).

Был предложен ряд моделей для оценки размера области, подверженной изменениям напряженного состояния. Модели основаны на предположении однородности и изотропии грунта или малой неоднородности вокруг очаговой зоны.

В частности, предложены некоторые соотношения, учитывающие эллипсоидальное включение с 30% неоднородностью по отношению к окружающему грунту [Добровольский и др., 1980].

Получены следующие соотношения, связывающие магнитуду  $M$  и максимальное расстояние  $R$ , которое может достигать деформация, с амплитудой деформации  $E$ :

$$E = \frac{10^{1.5M-9.18}}{R^3} \quad M < 5.0$$

(20)

$$E = \frac{10^{1.3M-8.19}}{R^3} \quad M \geq 5.0$$

На основе этих соотношений были оценены деформации, которые могут создавать аномалии порядка  $10^{-8}$  [Hauksson, 1981].

Поскольку радоновые аномалии, по-видимому, имеют локальное происхождение, важно рассмотреть взаимосвязь между магнитудой и расстоянием до эпицентра.

Если максимально возможное расстояние  $d$  между эпицентром предстоящего землетрясения и источником, на который может повлиять это землетрясение, пропорционально объему предварительно напряженной литосферы или энергии землетрясения соответственно, отношение принимает вид [Friedmann, 1991]:

$$M = a \times \log(d) + b \quad a, b = const \quad (21)$$

Из известных соотношений между магнитудой  $M$  и объемом очаговой зоны значение  $a$  можно определить около 2 [Imme, Morelli, 2012]. Отмечено, что явления предвестников не наблюдаются за пределами расстояния  $a$ , поэтому для приблизительной оценки радиуса эффективной зоны проявления предвестников они предложили формулу [Добровольский и др., 1980]:

$$d = 10 \exp 0.43 M \quad (22)$$

где  $d$  в км, а  $M$  магнитуда землетрясения. Это означает, что землетрясение магнитудой 5 будет обнаружено с помощью явлений предвестников на расстоянии не более 142 км.

При сборе и анализе данных об аномалиях радона, обнаружена аналогичная взаимосвязь [Hauksson, Goddard, 1981]. Важно, чтобы все эти соотношения не отличались более чем на 30% по  $d$  для  $M=4$ . Но наиболее интересным результатом является то, что все наблюдаемые предшественники ограничены прямой линией, которая практически совпадает с вычисленной деформацией  $10^{-8}$ . Суммируя результаты в одной формуле, можно оценить предельную величину  $M_{min}$  для возможности обнаружения аномалии предвестника на расстоянии  $d$  (в км)

$$M \geq M_{min} = (2.3 \pm 0.2) \log(d) - (0.4 \pm 0.3) \quad (23)$$

Постоянные в (23) могут отличаться для разных областей, однако соотношение хорошо проявляется во всех приближениях. Конечно, можно ожидать, что определенные направления из будущего эпицентра предпочтительнее других. Предел (23) должен рассматриваться как предел для предпочтительных направлений.

Также было предложено другое отношение [Martinelli, 1992]:

$$M = 2.4 \log d - 0.43 - 0.4 \quad (24)$$

В то время как время  $t$  (в днях), связанное с магнитудой  $M$  и эпицентральной расстоянием  $d$  (в км), можно оценить следующим образом:

$$\log dt = 0.63M \pm 0.15 \quad (25)$$

Анализ долгосрочных рядов выявил связь между амплитудой и длительностью газовой аномалии и магнитудой  $M$  предполагаемого землетрясения [Barsukov et al., 1984]:

$$M = K\sqrt{S} \quad (26)$$

где  $K$  - поправочный коэффициент, а  $S$  - площадь аномалии пика, таким образом, форма пика является диагностическим параметром для предстоящего сейсмического события.

### **3.5. Выделение аномалий объёмной активности радона по данным со станции Южно-Курильского полигона**

При обработке результатов долговременного мониторинга ОАР на станциях Южно-Курильского полигона, принцип выделения аномалий был следующий: в качестве аномалии на кривой ОАР рассматривался участок, на котором не менее трех значений ОАР (при измерениях каждые четыре часа) как минимум в два раза превышали фоновый уровень перед началом повышения объёмной активности радона. Фоновый уровень ОАР определялся перед каждым конкретным землетрясением, так как он зависит от нескольких факторов (температура, влажность, приливные воздействия и ряд других).

Главной проблемой при интерпретации кривых ОАР является определение аномалий, связанных с готовящимся тектоническим событием. Отбраковка ложных аномалий представляет собой сложную задачу, поскольку аномалии могут быть связаны с изменением условий регистрации ОАР (изменением влажности, температуры, электромагнитными помехами, работой насоса). Также аномалии могут быть связаны с событиями малой магнитуды, не включенными в регистрационный каталог сейсмических событий. Кроме того, некоторые события, следующие друг за другом с временным промежутком недостаточным для установления равновесия в ряду радий-радон, также могут отражаться незначительными аномалиями [Козлова, Юрков, 2016].

Установлено для того, чтобы правильно интерпретировать полученные аномалии, необходимо учитывать их положение относительно ближней и дальней зоны. Наиболее важным представляется выявление аномалий, связанных с событиями ближней зоны, представляющими наибольшую опасность. В случае появления последующих аномалий ОАР и следующих за этими аномалиями событий, необходимо по сейсмологическим данным оценить расстояние до произошедшего землетрясения по отношению к ближней и дальней зоне. В случае отнесения произошедшего события к дальней зоне опасность, связанную с возникновением землетрясения в ближней зоне, не снимается. Таким образом для правильной интерпретации аномалий ОАР необходимо учитывать сейсмологические данные. Как показали выполненные исследования,

продолжительность аномалий перед землетрясениями не превышает нескольких суток, что определяет анализируемый промежуток времени мониторинговых наблюдений. Рассматривать длительные интервалы времени наблюдений нецелесообразно, так как невозможно выделить особенности поведения ОАР непосредственно перед землетрясением (Рисунок 28).

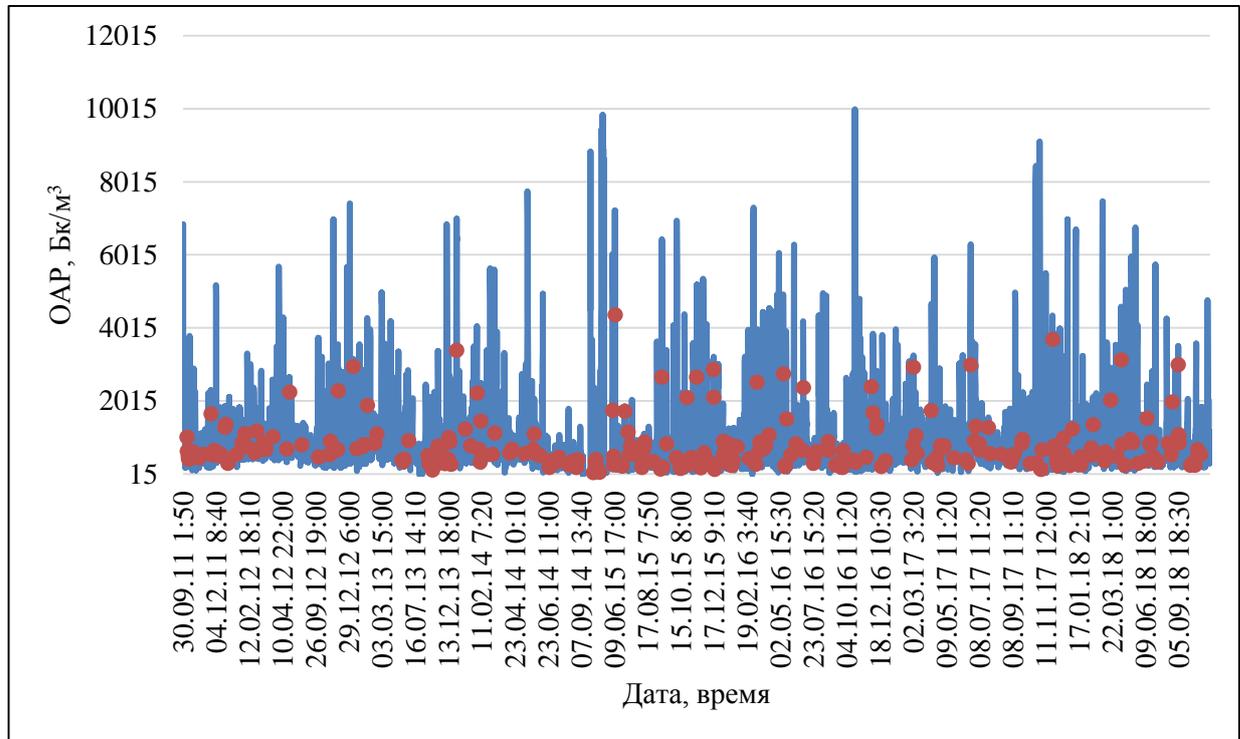


Рисунок 28. Вариации ОАР и анализируемые землетрясения за весь период наблюдений с 2011 по 2018 гг.

Для характеристики положения момента сейсмического события на кривой ОАР были определены (Рисунок 29): продолжительность аномалии (АВ), время от начала аномалии до тектонического события (АГ), время от экстремума до события (БГ) и время от конца аномалии до события (ВГ).

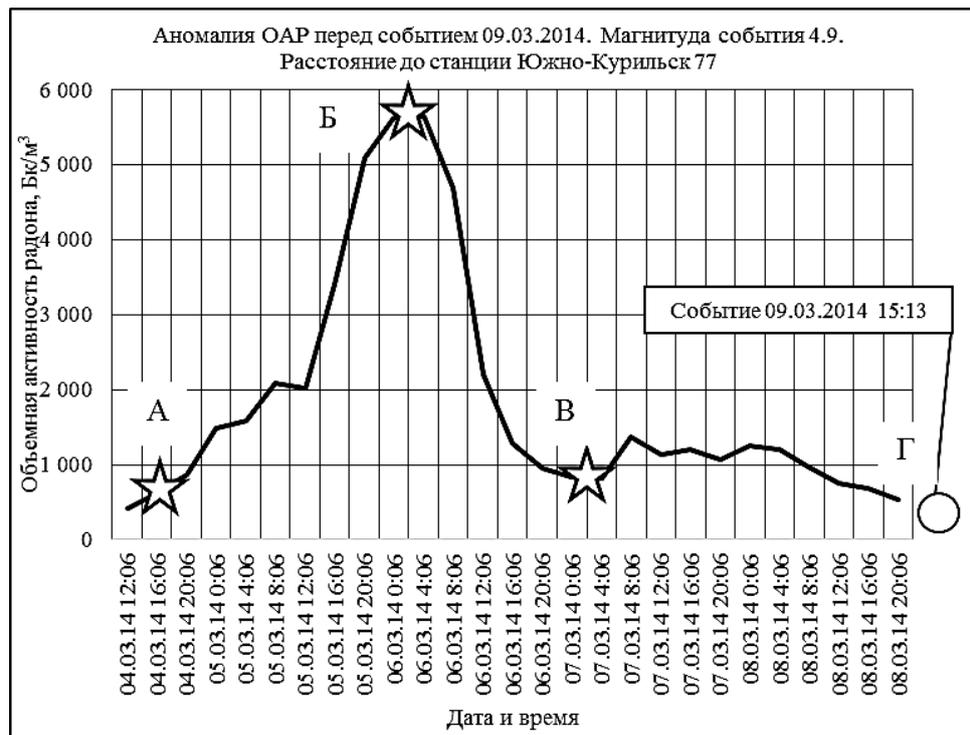


Рисунок 29 — Пример отражения события «ближней» зоны и определяемые параметры по кривой вариации ОАР.

Величина ВГ является важной в плане определения «ближней» и «дальней» зон подготовки сейсмического события. Величина БГ показывает проявление землетрясения относительно точки экстремума аномалии.

Ниже приведены примеры сопоставления землетрясений и предшествующих аномалий (Рисунок 30, Рисунок 31, Рисунок 32). Существенными характеристиками землетрясений в данном случае являются отношение магнитуды к логарифму расстояния и само расстояние от эпицентра до станции мониторинга ОАР. Подробно рассмотрим каждый из представленных графиков.

Рисунок 30 отображает две ярко выраженные радоновые аномалии и четыре последующих события. Характеристики событий: 1) 2.43 (отношение магнитуды к логарифму расстояния) и 353 (расстояния и само расстояние от эпицентра до станции мониторинга); 2) 2.31 и 109; 3) 2.28 и 86; 4) 2.63 и 80. Очевидно, что первое из событий произошло гораздо дальше трёх остальных. 18.11.11 наблюдались значительное повышение регистрируемой концентрации почвенного радона, затем проявился экстремум аномалии 19.11.11, после чего 22.11.11 аномалия вернулась к фоновым значениям. Для данной аномалии характерен достаточно широкий «коридор» повышенных относительно фоновых значений ОАР. В период с 16.11.11 по 22.11.11 землетрясений с  $M/lgR \geq 2$  не происходило. Далее практически сразу наблюдается ещё одна аномалия почвенного радона (выделена синим цветом). Практически сразу после экстремума 24.11.11 зафиксировано далёкое землетрясение. Далее уже на фоновых значениях зафиксировано

три близких землетрясения, процесс подготовки которых отразился на предыдущей продолжительной аномалии (выделена оранжевым цветом).

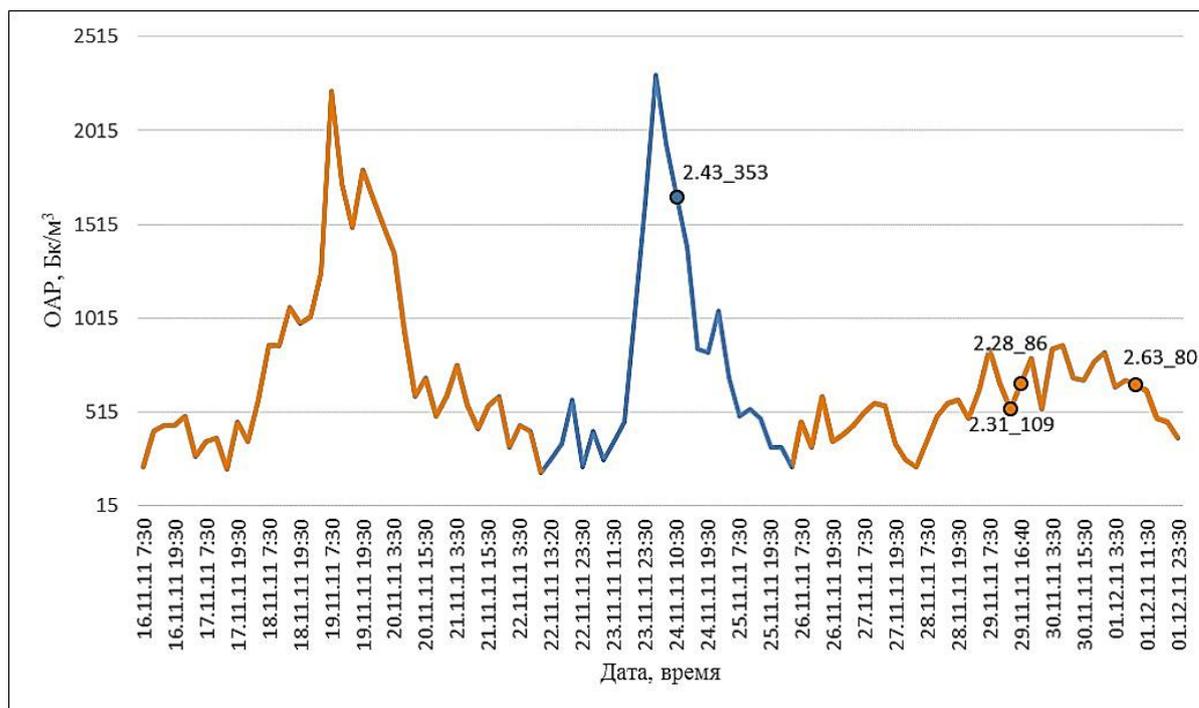


Рисунок 30 — Наблюдаемые значения объёмной активности радона (ОАР) и произошедшие землетрясения (показаны точками). Подписи точек: первое число – отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от эпицентра до станции мониторинга; второе число – расстояние от эпицентра до станции мониторинга.

Рисунок 31 отображает пять аномалий и четыре зафиксированных землетрясения. В начале графика чётко выделяется продолжительная аномалия (выделена коричневым). Во время самой аномалии и по её окончании никаких событий не наблюдалось. Далее следует сравнительно небольшая аномалия (выделена зелёным) на максимальных значениях которой зафиксировано далёкое землетрясение. Уже после окончания аномалии, выделенной зелёным, происходит ближнее землетрясение с отношением магнитуды к логарифму расстояния 2.62, процесс подготовки которого, как предполагается, отразился в аномалии, выделенной коричневым. Фиолетовым цветом обозначены наблюдаемые аномальные концентрации радона, которые отражают зафиксированное далёкое землетрясение с критерием 2.05, которое сопоставляется с максимальными значениями аномалии. После чего возникла сравнительно крупная аномалия, выделенная жёлтым. Практически сразу после экстремума, до выхода аномалии на фоновые значения, было зафиксировано крупное далёкое землетрясение с отношением магнитуды к логарифму расстояния 2.85. Также в середине графика наблюдается всплеск радоновой концентрации (выделен синим), который связан с процессом подготовки события произошедшего после окончания аномалии, выделенной жёлтым цветом.

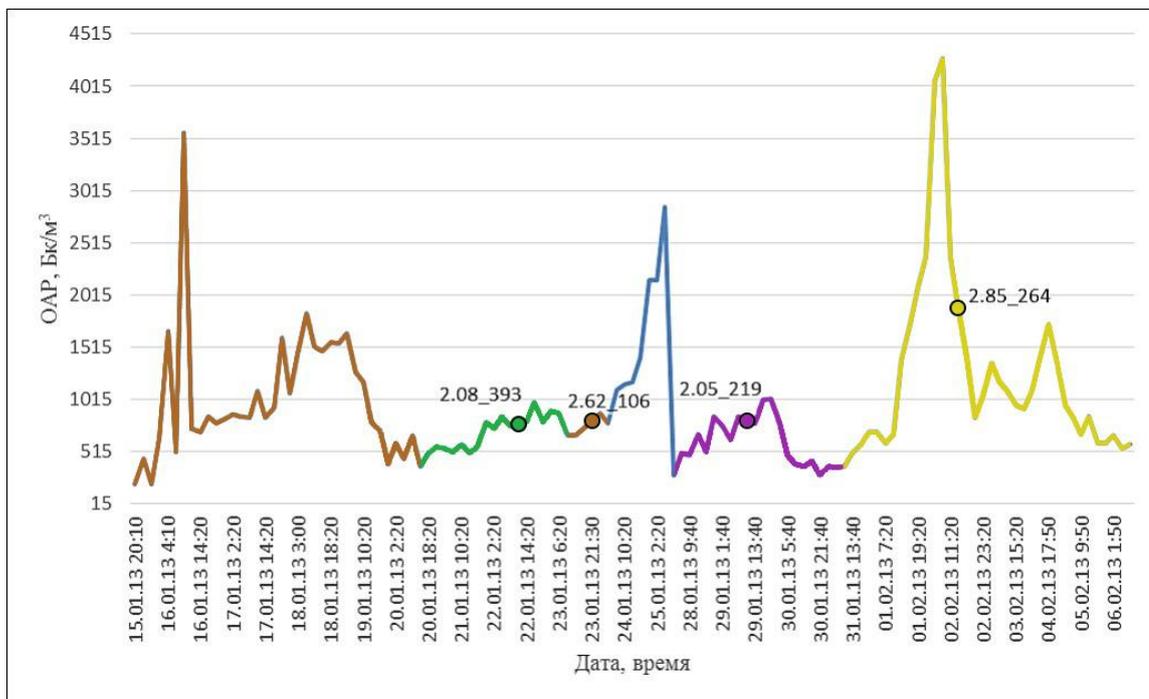


Рисунок 31 — Наблюдаемые значения объёмной активности радона (OAR) и произошедшие землетрясения (показаны точками). Подписи точек: первое число – отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от эпицентра до станции мониторинга; второе число – расстояние от эпицентра до станции мониторинга.

Рисунок 32 отображает одну аномалию и два сейсмических события. В период с 06.02.13 по 09.02.13 наблюдалась крупная аномалия почвенного радона. Уже после окончания аномалии на фоновых значениях были зафиксированы два близких события с критериями 2.74 и 2.29. Никаких других событий с отношением  $M/\lg R \geq 2$  на представленном участке не наблюдалось.

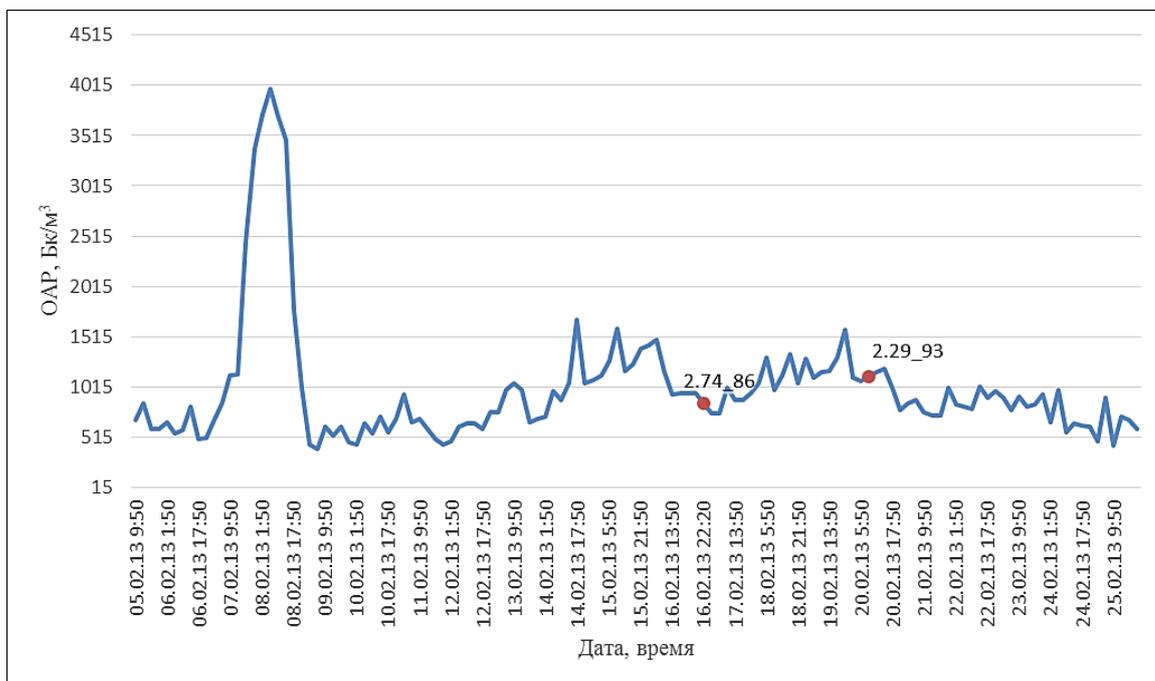


Рисунок 32 — Наблюдаемые значения объёмной активности радона (OAR) и произошедшие землетрясения (показаны точками). Подписи точек: первое число – отношение

магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от эпицентра до станции мониторинга; второе число – расстояние от эпицентра до станции мониторинга.

Таким образом проводилось выделение аномалий почвенного радона и их сопоставление с зафиксированными землетрясениями на всём выбранном временном интервале с 2011 по 2018 годы.

### **3.6. Определение эффективности связи событий с геодинамическими критериями $K \geq 2$ , $K \geq 2.2$ , $K \geq 2.5$ и изменений ОАР**

Общее количество сейсмических событий за рассмотренный период, которым соответствует отношение магнитуды к логарифму расстояния  $\geq 2$  составило 166, из которых 148 предшествовали наблюдаемые аномалии  $R_n$  (89%). Количество событий, которым соответствует  $K \geq 2.5$  составило 36, каждому из которых предшествовала аномалия ОАР. Кроме того для сравнения на основе анализа полученного графика рассмотренных землетрясений в поле мониторинговых значений ОАР (Рисунок 33) выделен критерий  $K \geq 2.2$ .

Причина выделение  $K \geq 2.2$  в первую очередь обусловлена тем фактом, что большое количество землетрясений с  $M < 5.6$  на расстоянии  $< 200$  км от станции мониторинга и землетрясений с  $M > 6$  на расстоянии от станции мониторинга свыше 200 км не удовлетворяют критерию  $\geq 2.5$ , но многим из них предшествовали радоновые аномалии. Также по графику (Рисунок 33) видно, при  $K < 2.2$  значительно возрастает количество сейсмических событий, которые на отразились в кривых ОАР.

Среди 90 рассмотренных землетрясений, которым соответствует  $K \geq 2.2$ , на станциях наблюдения отмечались аномальные изменения ОАР перед 88 событиями, что составляет 97.7%.

В ранее выполненных исследованиях использовался критерий отношения магнитуды события к логарифму расстояний  $K \geq 2.5$ . Он подтверждён для двух прогностических методов – уровень и температура [Демежко и др., 2012; Копылова, Болдина, 2019]. В данной работе для получения статистически более значимых закономерностей рассматривались все аномалии ОАР, связанные с землетрясениями, которые укладывались в  $K \geq 2$ .

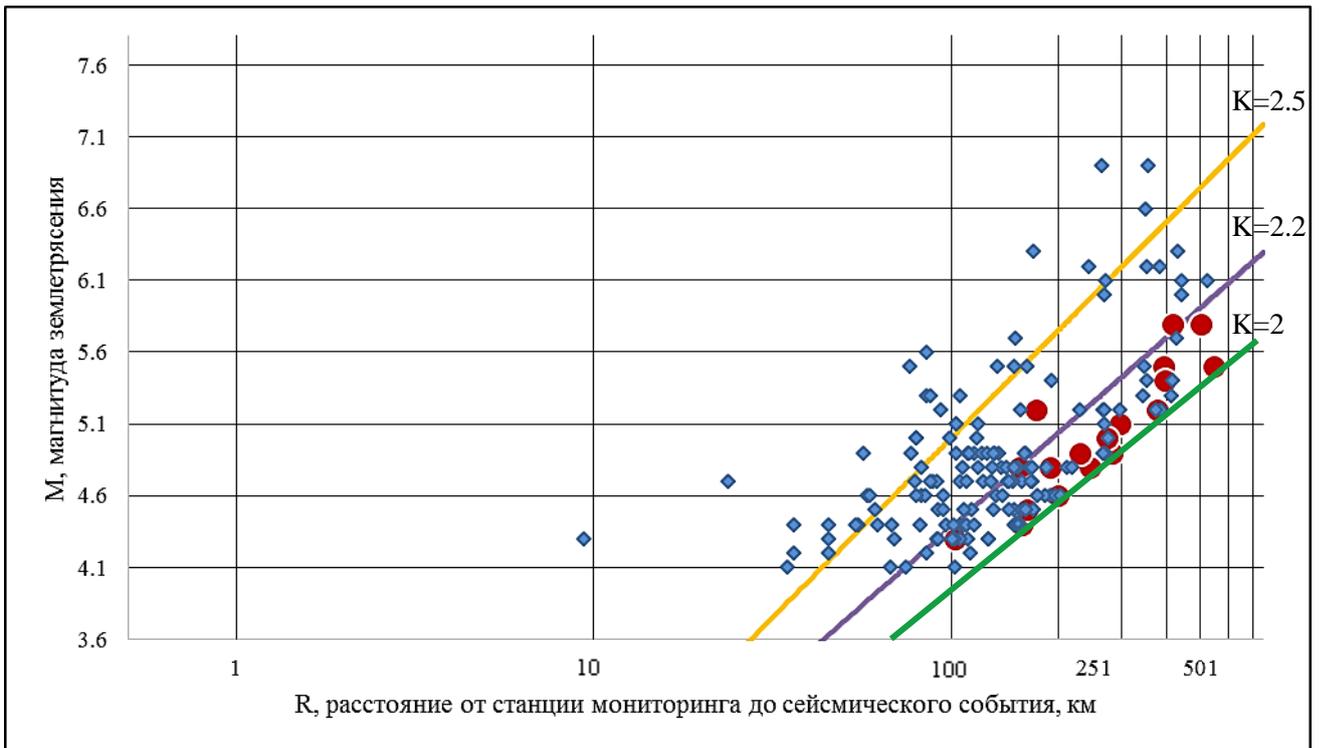


Рисунок 33 — Тектонические землетрясения в поле значений ОАР. Ромбами обозначены события, отразившиеся в кривых аномалий ОАР. Кругами обозначены события, которые не отразились в кривых аномалий ОАР. Жёлтая прямая линия соответствует  $K=2.5$ ; лиловая прямая линия соответствует  $K=2.2$ , зелёная прямая линия соответствует отношению  $K=2$ .

### 3.7. Связь момента проявления землетрясения и точки экстремума аномалии ОАР

Важным является ответ на вопрос очередности землетрясений и аномалий радона: землетрясение предшествует радоновой аномалии или радоновая аномалия землетрясению. Увеличение ОАР в результате землетрясения произойдёт за счёт разрушения горных пород в зоне очага. Зафиксировать это увеличение практически невозможно, так как мы не имеем возможности проводить измерения в очаге. А за счёт короткого времени жизни и малой скорости диффузии, выделившийся радон не достигнет детектора, находящегося на поверхности. С нашей точки зрения, наблюдающиеся после землетрясения аномалии радона, связаны либо с подготовкой афтершоков, либо другими причинами. Поэтому мы интерпретируем аномалии радона, беря за основу представление, что они образуются за счёт изменения напряжённо-деформированного состояния и вызываются вариациями проницаемости и пористости горных пород.

Для определения времени проявления землетрясения по кривой изменения объёмной активности радона необходимо отталкиваться от характерных точек. Единственной точкой, которая хорошо отмечается на кривой и имеет физическую природу, является точка максимума ОАР. Практически все события происходят после прохождения точки максимума.

Для того, чтобы это подтвердить необходимо было определить характерные параметры для каждого землетрясения, к процессу подготовки которого приурочена аномалия объёмной активности радон. В данном случае характерными параметрами выступали время проявления экстремума предшествующей радоновой аномалии и время проявления землетрясения (Рисунок 34).

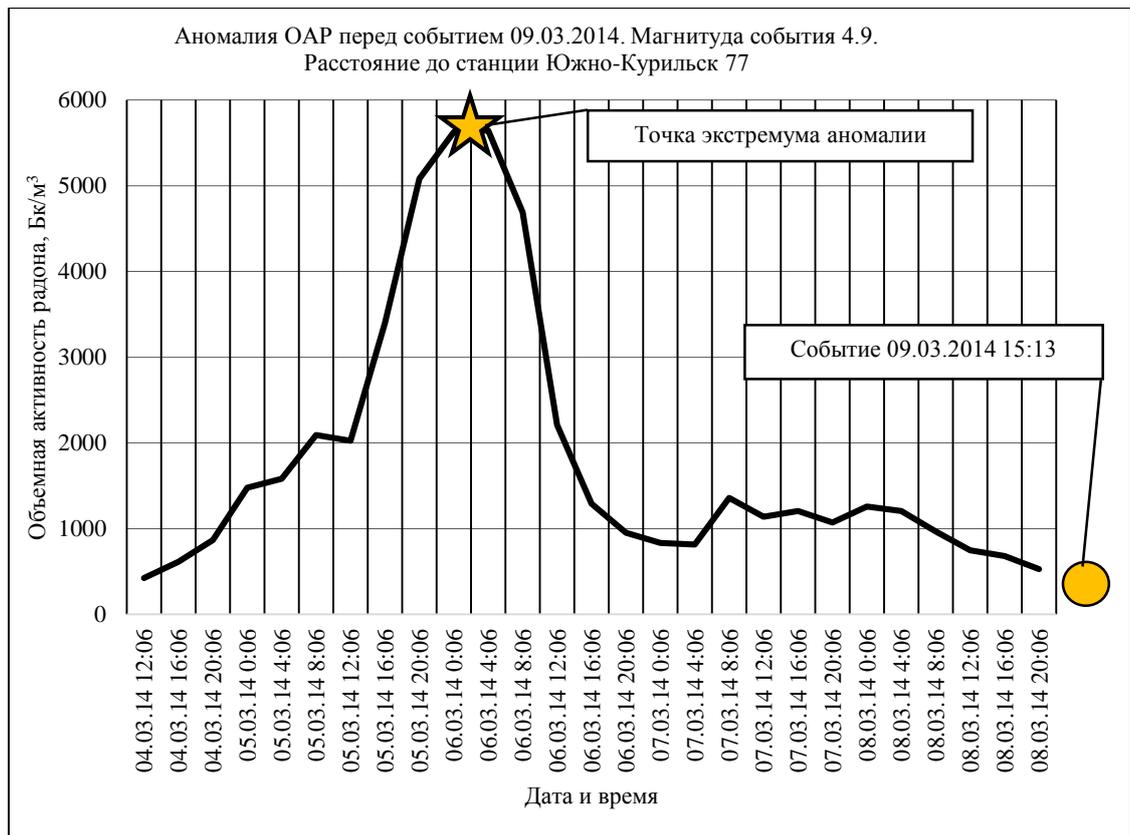


Рисунок 34 — Выбор характерных точек на кривой ОАР.

Рассматривались все землетрясения, удовлетворяющие критерию  $M/IgR \geq 2$ . Для каждого тектонического события из рассмотренных определялась разница между временем, когда было зафиксировано землетрясение, временем наблюдения максимума аномалии, предшествующей этому событию (Рисунок 35). Таким образом удалось определить положение землетрясения относительно экстремума аномальных значений на временном интервале. За точку начала координат по оси абсцисс принималась точка экстремума аномалии. Соответственно для событий, которые происходили уже после проявления максимума предшествовавшей радоновой аномалии в результате получены положительные значения по разнице двух рассмотренных параметров. В том случае, если событие отразилось до экстремума, ему соответствовал бы отрицательный временной интервал.

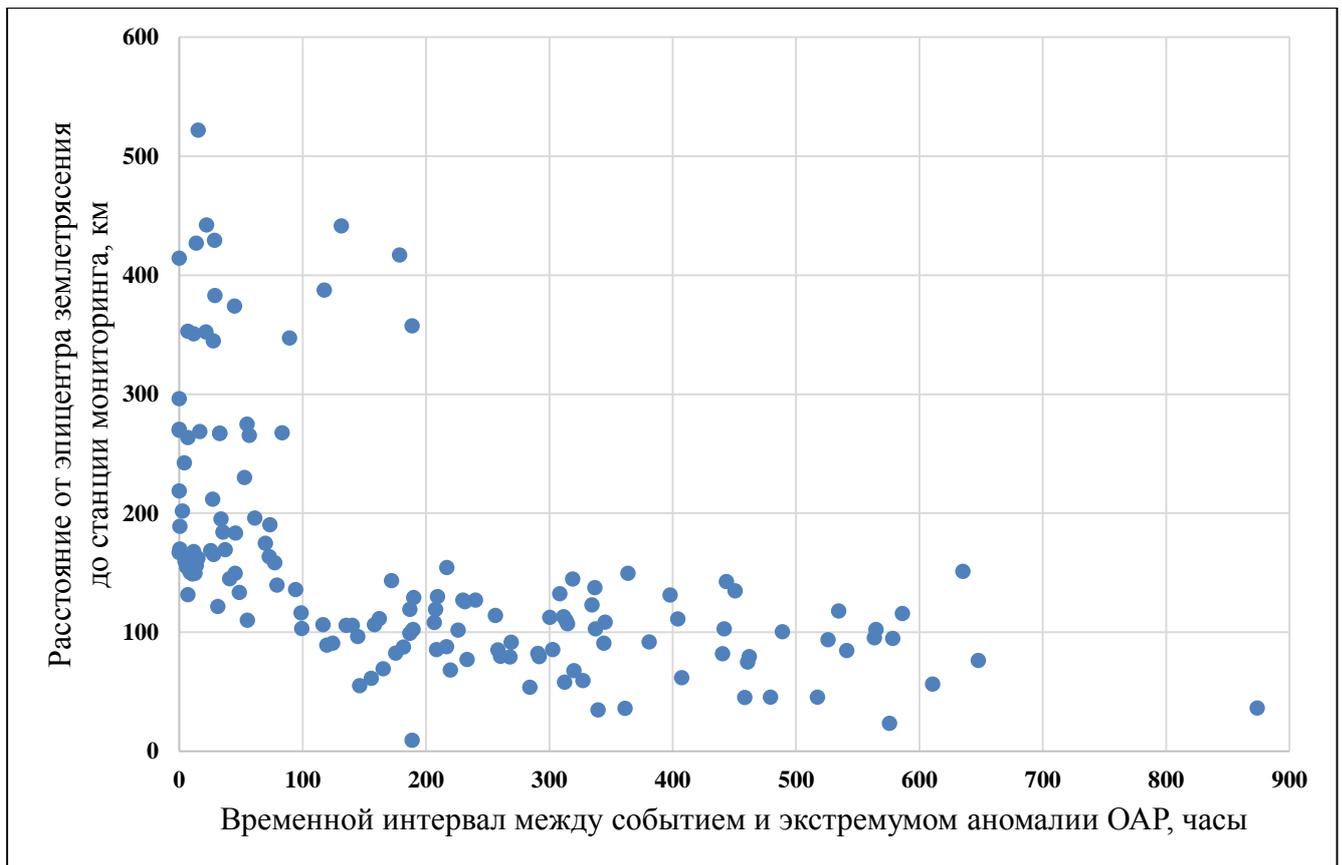


Рисунок 35 — График времени проявления событий с  $M/\lg R \geq 2$  относительно экстремума предшествующей аномалии.

Исходя из анализа полученного графика (Рисунок 35) можно сделать вывод, что все рассмотренные события, удовлетворяющие критерию  $K \geq 2$ , которым предшествовала аномалия радона, произошли уже после экстремума, либо совпали с ним по времени.

Таким образом, установленной закономерностью для рассмотренных сейсмических событий является их приуроченность к нисходящей ветви аномалии ОАР, (при использовании для регистрации способа вынужденной конвекции – адвекции) [Козлова, Юрков, 2005]. Сейсмические события проявляются на аномалиях, начиная с точки экстремума и далее на фоновых значениях после окончания аномалии. В большинстве случаев нисходящая ветвь аномалии аппроксимируется кривой распада радона, что может свидетельствовать о прекращении поступления аномального радона в поровое пространство.

### 3.8. Причинно-следственная связь между землетрясением и аномалией ОАР

Для проверки существования причинно-следственной связи между аномалиями радона и последующими землетрясениями применялась методика, разработанная Викулиным А.В.

Согласно работе Викулина А.В., основными элементами методики исследования распределения землетрясений во времени являются: составление числовой последовательности интервалов между землетрясениями, следующими друг за другом; расчёт теоретической числовой последовательности, соответствующей закону Пуассона; сравнение экспериментальной и числовой теоретической последовательности. Результат выражается доверительной вероятностью [Викулин, 2003].

Предполагается, что закономерность между распределениями землетрясений и аномалий ОАР присутствует, в том случае, если теоретическая вероятность отражения случайных интервалов времени со случайными землетрясениями, распределёнными по закону Пуассона, ниже экспериментальной.

Отдельно рассматривались последовательности сейсмических событий с соотношениями  $M/\lg R \geq 2$  и  $M/\lg R \geq 2.2$  и соответствующие выделенные аномалии. Согласно методике, выполнялось составление числовых последовательностей интервалов между следующими друг за другом землетрясениями и наблюдавшимися аномалиями ОАР и вычислялись их параметры. Затем, на основе вычисленных данных (математическое ожидание), для землетрясений и радоновых аномалий рассчитывались случайные теоретические числовые последовательности, соответствующие закону распределения Пуассона. На заключительном этапе сравнивались полученные случайные теоретические вероятности с экспериментальными.

Для землетрясений, которым соответствует геодинамический критерий  $K \geq 2$  экспериментальная вероятность составила 0.89, теоретическая 0.35. Для сейсмических событий, с  $K \geq 2.2$  аналогичные величины составили 0.98 и 0.2, соответственно. В результате применения методики исследования распределений землетрясений и радоновых аномалий установлено, что для рассмотренных событий по геодинамическим критериям  $K \geq 2$  и  $K \geq 2.2$  полученные теоретические вероятности отражения землетрясений в радоновых аномалиях в обоих случаях значительно ниже вероятностей, полученных экспериментально. Это свидетельствует о наличии связи между экспериментально полученными выборками аномалий и землетрясений.

## **4. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КРИВЫХ АНОМАЛИЙ ОАР**

### **4.1. Влияние циклических изменений величины одноосного сжатия на относительную проницаемость андезито-базальтов и известняков**

Любой вероятный прогностический эффект вызывается процессом подготовки землетрясения и зависит от существующих геологических условий. При наблюдениях ОАР в шахтах СУБРа было выявлено, что вариации радона ведут себя по-разному, в зависимости от состава горных пород в которых проводились наблюдения [Уткин, Юрков, 2009б]. С учётом того, что основным механизмом возникновения аномалий ОАР при подготовке землетрясений принимается изменение напряженно-деформированного состояния верхней части геологического разреза, возникла необходимость проведения экспериментальных работ по изучению изменения проницаемости образцов горных пород при изменении одноосного давления.

Подготовка тектонических землетрясений вызывает упругие напряжения деформируемого блока земной коры. После разгрузки (снятия напряжения) в области очага геологическая среда может вернуться в исходное состояние и готова снова накапливать напряжение, если не произошло необратимых разрушений. Изменение напряженно-деформированного состояния горного массива напрямую отражается в изменениях структуры порового пространства слагающих его горных пород, то есть влияет на их проницаемость, пористость и трещиноватость. Эти изменения структуры влияют на физические явления, которые могут выступать в качестве индикаторов готовящегося сейсмического события. Особенно это важно для объяснения вариаций объемной активности почвенного радона. Поэтому изучение характера изменения структуры порового пространства в условиях сжатия, которое пока возможно только на образцах горных пород, является важным для понимания процессов, происходящих как в очаге землетрясения, так и при производстве подземных горных работ. Поэтому возникла необходимость экспериментального исследования возможных упругих деформаций на образцах горных пород и характер изменения структуры горных пород (проницаемости) после снятия деформирующей нагрузки. В ходе эксперимента можно было получить ответ о сохранении информативности точки наблюдения при последующих землетрясениях. Исследования проводились для известняков, а также образцов горных пород андезитово-базальтового состава, широко распространённых на Южно-Курильских островах.

На изучение изменения проницаемости горных пород при увеличении давления обращали

внимание многие исследователи [Добрынин и др., 1991]. В основном, это было связано с изменениями проницаемости коллекторов в условиях повышенных давлений. Внимание исследователей концентрировалось на изучении проницаемости при условиях, существующих на нефтяных и газовых месторождениях [Дахнов, 1975; Соболев, Пономарев, 1999], то есть ограничивалось породами осадочного генезиса. Исследований на кристаллических породах известно очень мало. Следует отметить работу [Malik et al., 2018] по исследованию проницаемости образцов базальта. В работе [Бирюлин, 2018] показано, что в образцах горных пород андезит-базальтового состава при увеличении давления проницаемость монотонно уменьшается вплоть до разрушения образца. Для известняков проницаемость практически не меняется до начала интенсивного трещинообразования. Исследования объемной активности радона (ОАР) в шахтах при подготовке горных ударов показали, что наблюдаемые вариации ОАР при подготовке горных ударов связаны в большей мере с изменением коэффициента эманирования горных пород, который, при сохранении РТ- условий в точке измерений, определяется содержаниями урана и тория, а также существующей проницаемостью горных пород. Коэффициент эманирования горных пород в основном определяется их проницаемостью [Федорова, 2016]. Было отмечено, что поведение ОАР при подготовке горных ударов для условий горных выработок Северо-Уральского бокситового района различается и зависит от того, в каких породах (известняки или бокситы) находится аппаратура, регистрирующая радон. Аномалии ОАР в известняках, предшествующие горному удару, начинались не ранее, чем за 1 час до события. При измерениях в бокситах аномальные значения ОАР начинали проявляться почти за сутки до горного удара [Уткин, Юрков, 2009б]. С точки зрения проявления деформаций, известняки представляют собой менее пластичную горную породу по сравнению с бокситами.

Целью исследований, было изучение изменения проницаемости образцов горных пород при одноосном сжатии в условиях циклически меняющихся различных величин сжимающего напряжения [Бирюлин и др., 2019а]. При наличии упругих деформаций, после снятия нагрузки, проницаемость должна возвращаться к исходному уровню. Исследования изменения проницаемости при циклических изменениях сжимающей нагрузки использовано в ряде работ [Хашпер и др., 2019]. Стоит отметить, что при исследованиях на разработанном лабораторном стенде регистрировались только относительные изменения проницаемости по измерениям времени восстановления давления в балластной камере лабораторного стенда.

Одноосное сжатие, при котором проводилось изучение изменения проницаемости, в какой-то мере моделирует условия подготовки горных ударов в подземных выработках. Кроме того, условия одноосного сжатия достаточно просто реализовать в лабораторных условиях и организовать проведение измерений.

Для выполнения экспериментов был разработан и изготовлен специальный лабораторный

стенд (Рисунок 36). Включающий: гидравлический пресс, манометр, балластную камеру, устройство для герметичного закрепления исследуемого образца, двухходовой вакуумный кран, коммуникационные соединения, вакуумный насос. При изготовлении балластной камеры и внутренних каналов использован опыт исследований, приведенный в работе [Афиногенов, 2008].

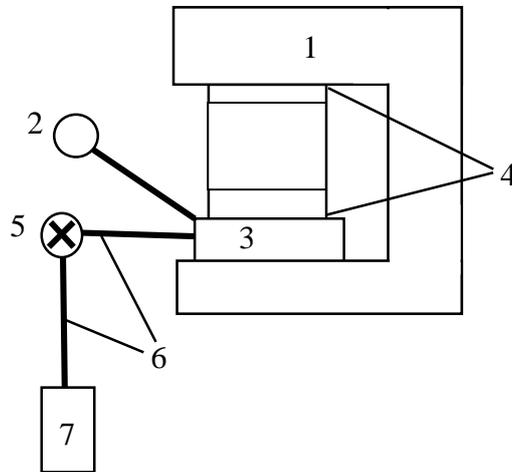


Рисунок 36 — Блок-схема лабораторного стенда: 1 – гидравлический пресс, 2 – манометр, 3 – балластная камера, 4 – устройство для герметичного закрепления исследуемого образца, 5 – двухходовой вакуумный кран, 6 – коммуникационные соединения, 7 – вакуумный насос

Исследования выполнялись на образцах эффузивных горных пород андезит-базальтового состава и известняках девонского возраста. Образцы представляли собой отобранный керн из скважин, диаметром 60 мм и высотой 70 мм.

Подготовленный образец цилиндрической формы устанавливался на балластную камеру и вместе с ней помещался под пресс. Для герметизации использовались специально подготовленные прокладки из алюминия. Именно с неплотным прилеганием образцов к рабочей поверхности связаны основные ошибки определения величины проницаемости, что было отражено в работе [Казанцева, 2018]. После установки образца под пресс проверялась герметичность собранной установки при давлении пресса на образец в пределах 0.5-1.5 МПа.

Методика проведения исследований заключалась в следующем: с помощью вакуумного насоса, при открытом двухходовом кране, вакуумировалась балластная камера до достижения давления порядка 0.04-0.05 атмосферы (используемый манометр имеет шкалу в делениях атмосферы). Время восстановления или выравнивания давления при экспериментальных определениях проницаемости используется различными авторами довольно часто [Асадов, 2017]. После этого вакуумный насос отключался и начинался отсчёт времени восстановления давления в балластной камере. В зависимости от величины проницаемости образцов, интервалы восстановления давления изменялись. Для образцов с небольшой проницаемостью измерялось время восстановления давления через промежутки в 0.01 атмосферы, для всех остальных время изменение давления фиксировалось через 0.1 атмосферы. До полного восстановления давления

в балластной камере эксперименты доводились не всегда. Это обусловлено продолжительным временем восстановления давления при небольших градиентах в конечной стадии эксперимента. При проведении исследований особое внимание было уделено выбору размеров исследуемых образцов и скорости изменения нагрузки, учитывая результаты, приведенные в работах [Feng et al., 2018; Komurlu, 2018].

Первоначально снималась фоновая кривая восстановления давления в балластной камере при начальном давлении на образец (обычно это 1.5 МПа). Далее дискретно повышалось давление на образец на 0.5-1 МПа и снималась кривая восстановления давления. Затем давление на образец снижалось до фонового и снималась кривая восстановления давления в балластной камере. Такие шаги повторялись при очередном повышении давления на образец вплоть до разрушения образца, которое фиксировалось, как по значимому увеличению проницаемости (уменьшению времени восстановления давления), так и визуально - по появлению трещин и сколов.

Торцы образцов были закрыты уплотняющими алюминиевыми прокладками, поэтому поступление наружного воздуха в образец и далее в балластную камеру происходило только через его боковые поверхности.

Представлен график [Бирюлин, 2018], который получен при дискретном увеличении давления прессы без возврата к исходному для образца андезит-базальтового состава (Рисунок 37).

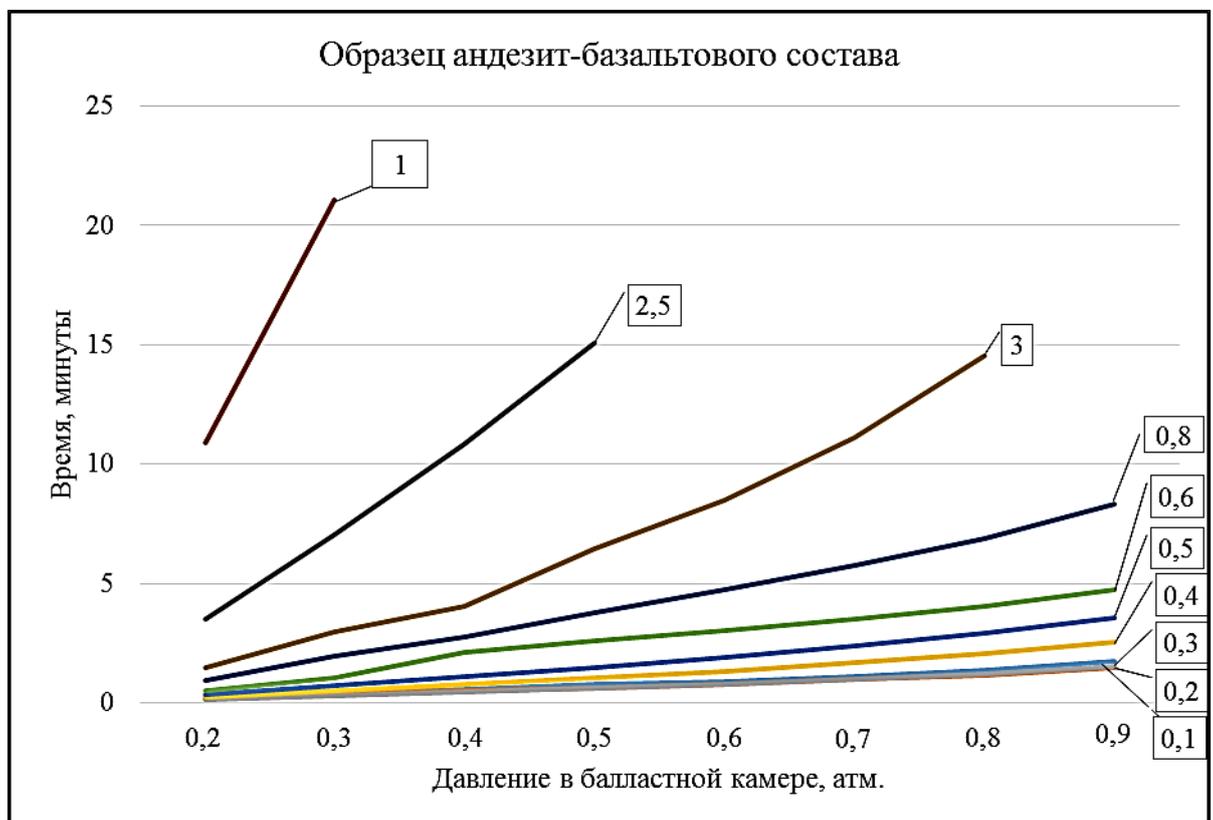


Рисунок 37 — График изменения проницаемости для породы андезит-базальтового

состава. Цифры в квадратах обозначают давление пресса в МПа [Бирюлин, 2018].

Общий интервал изменения давлений пресса составил от 0.1 до 3 МПа. При давлениях пресса до 0.3 МПа проницаемость оставалась на одном уровне. Стоит отметить, что в данной работе, рассмотрены относительные изменения проницаемости по измерениям времени восстановления давления в балластной камере. При последующих увеличениях давления пресса проницаемость уменьшалась, вплоть до значения в 1 МПа. При этом значении, вероятно, все микротрещины и поры максимально сжались, что обусловило минимальную проницаемость. При давлении пресса в 2.5 МПа проницаемость начала увеличиваться, что может говорить о начале появлении трещин. Тенденция к увеличению проницаемости продолжилась до давления пресса в 3 МПа.

Представлен график изменения проницаемости, при изменении давления, без возврата к исходному, для образца известняка [Бирюлин, 2018] (Рисунок 38). Из рисунка видно, что при давлениях пресса от 0.2 до 1.5 МПа проницаемость оставалась примерно на одном уровне. Увеличение проницаемости начинается с давления 2.5 МПа. Визуально, при этом давлении, на образце начинают появляться сколы и трещины. Такое поведение кривой восстановления давления (проницаемости) свидетельствует о том, что для образца известняка практически отсутствует участок упругой деформации. Поэтому для образцов известняка измерения при циклических изменениях нагрузки не проводились. Исследования проницаемости известняков при изменениях как одноосного, так и всестороннего давления проводилось многими авторами, например, аналогичные результаты для известняков были получены в работе [Карманский, 2009].

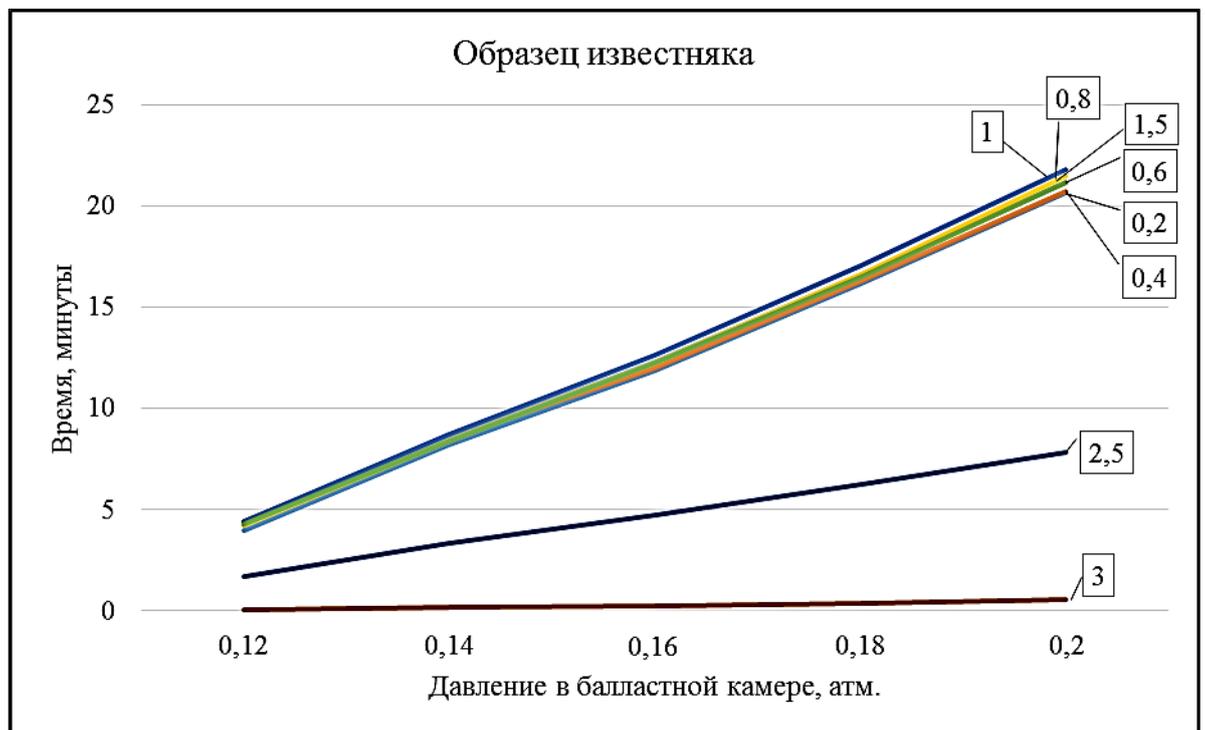


Рисунок 38 — График изменения проницаемости для известняка. Цифры в квадратах обозначают давление пресса в МПа [Бирюлин, 2018].

Для подтверждения наличия в образцах упругих деформаций были проведены исследования изменения проницаемости при циклическом изменении величины давления. В этом случае, при наличии упругих деформаций, проницаемость должна восстанавливаться после снятия давления.

Показаны результаты изменения кривых восстановления давления в балластной камере при циклических изменениях величины одноосного сжатия (Рисунок 39). Общий интервал изменения давления составил от 1.5 до 7.5 МПа. Давление изменялось циклически от исходного базового к повышенному и обратно. При давлении 7.5 МПа образец разрушился. Как мы видим из приведенного графика, после каждого возврата от повышенного давления прессы к исходному базовому проницаемость каждый раз возвращалась практически на исходный уровень. Такое поведение кривой восстановления давления в балластной камере указывает на наличие участка упругих деформаций практически во всем диапазоне изменения одноосного сжатия. На всем диапазоне изменения давления, по измерению сигналов акустической эмиссии, проявлялся эффект Кайзера. Полученные результаты согласуются с выводами, сделанными в работе [Meng et al., 2018] о проявлении эффекта Кайзера только в пределах упругих деформаций.

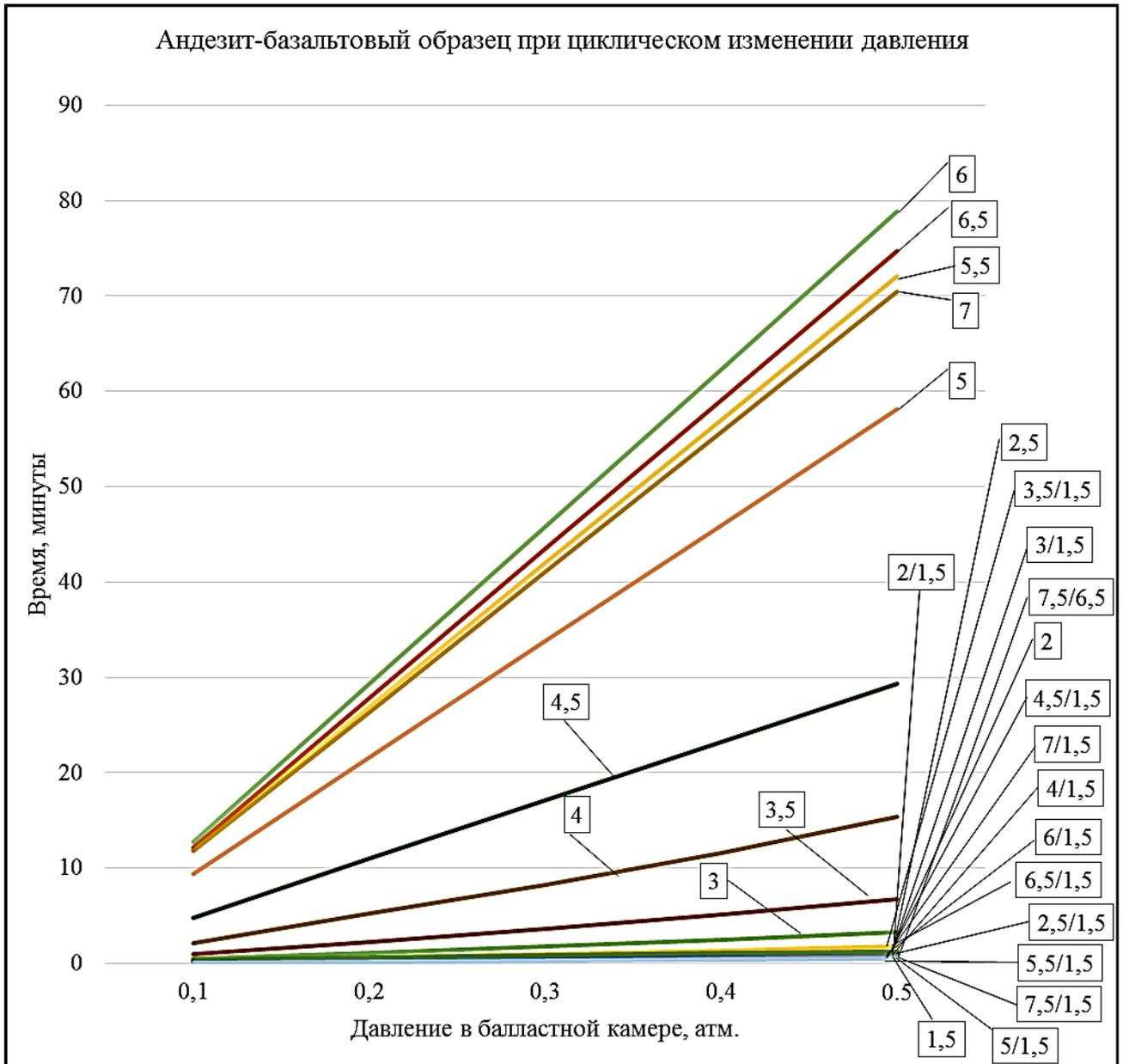


Рисунок 39 — График изменения проницаемости для образца андезит-базальтового состава при циклическом изменении давления. Цифры в квадратах обозначают давление пресса в МПа. Цифры в квадратах с кривой (/) относятся к кривой изменения давления в балластной камере при изменении давления пресса от повышенного (перед чертой) к начальному (после черты) в МПа.

Результаты выполненных экспериментов показали, что при одноосном сжатии образцов горных пород происходят изменения их проницаемости. Чаще всего, при увеличении давления пресса на образцы, проницаемость уменьшалась до достижения критического значения, после которого проницаемость начинала увеличиваться вплоть до разрушения образца. Установлено, что исследованные образцы известняков являются существенно менее пластичными, в сравнении с андезит-базальтами и сохраняют свою проницаемость на одном уровне, вплоть до начала трещинообразования. Для образцов андезит-базальтового состава характерен возврат значений проницаемости при циклических изменениях давления (при возврате давления к начальному

уровню).

Полученный результат возможен только при наличии упругих деформаций в исследованных образцах андезит-базальтов. Такие породы более пригодны для проведения длительного мониторинга ОАР и получения предвестникового эффекта. Очевидно это обстоятельство способствовало высокой эффективности мониторинговых наблюдений на станциях Южных Курил, где широко распространены горные породы андезит-базальтового состава. Итоги проведенного исследования изменения проницаемости известняков при изменении сжимающей нагрузки, объясняют различия в поведении кривых объемной активности радона, полученных при изучении процесса подготовки горных ударов на шахтах СУБРа, при расположении датчиков в бокситах и известняках.

#### 4.2. Оценка времени проявления тектонического события («ближняя», «дальняя» зоны)

Исходя из того, что угрозу несут в основном землетрясения «ближней» зоны, одной из приоритетных задач является разделение тектонических событий по зонам возникновения. Для выполнения данной задачи рассматривались два характерных параметра: время проявления землетрясения и время окончания предшествующей радоновой аномалии (Рисунок 40).

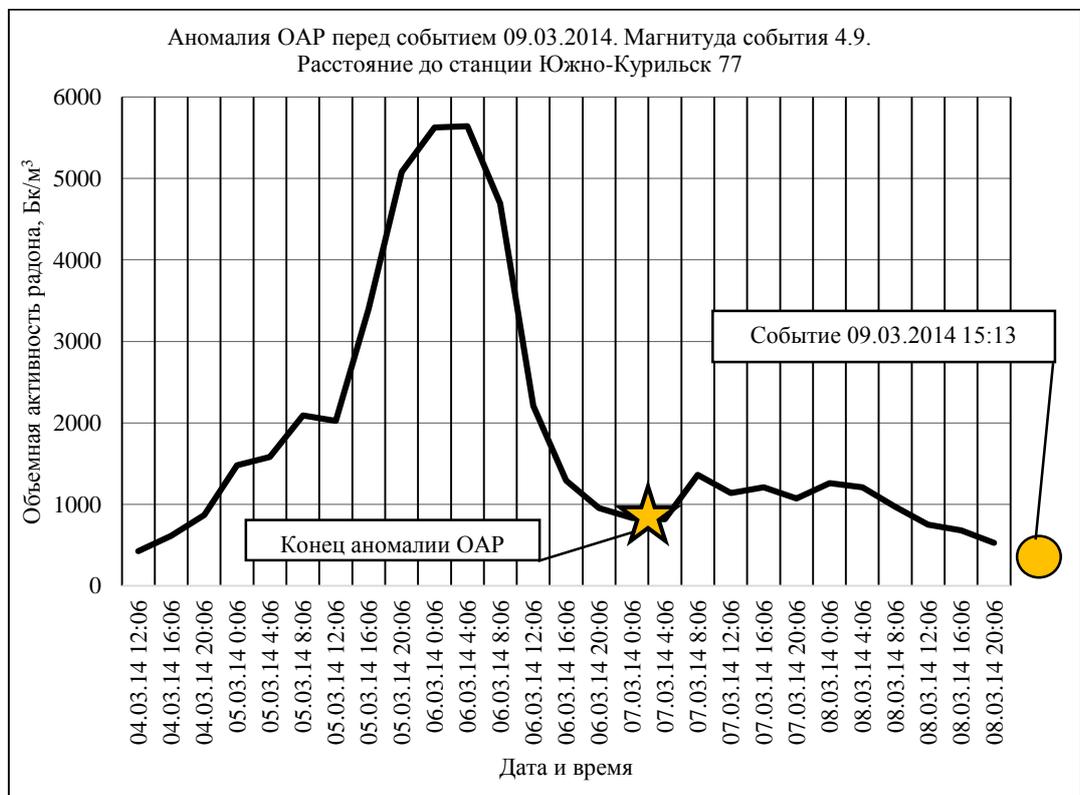


Рисунок 40 — Выбор характерных точек на кривой ОАР для разделения событий на зоны проявления — «ближнюю» и «дальнюю».

Проведённый анализ показал, что далекие события отмечаются на нисходящей ветви в основном до выхода аномалии на фоновые значения. Ближние события происходят преимущественно после выхода аномалии на фоновые значения. Граница зон определяется концом аномалии. Поэтому для выявления возможной закономерности важно было определить положение времени проявления каждого землетрясения относительно времени конца аномалии.

Приведены примеры отражения ближних событий (Рисунок 41, Рисунок 42, Рисунок 43, Рисунок 44, Рисунок 45, Рисунок 46, Рисунок 47) и дальних событий (Рисунок 48, Рисунок 49, Рисунок 50, Рисунок 51, Рисунок 52, Рисунок 53, Рисунок 54, Рисунок 55).

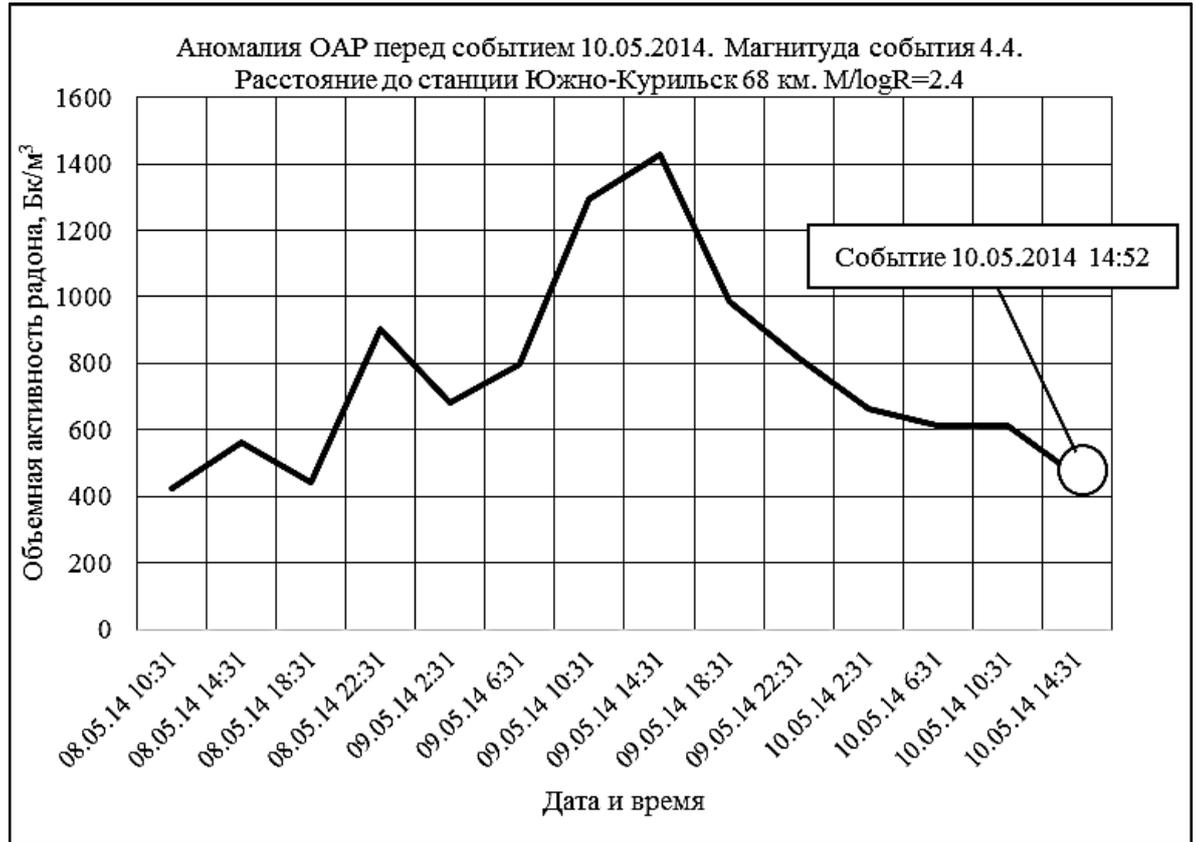


Рисунок 41 — Пример отражения события «ближней» зоны.

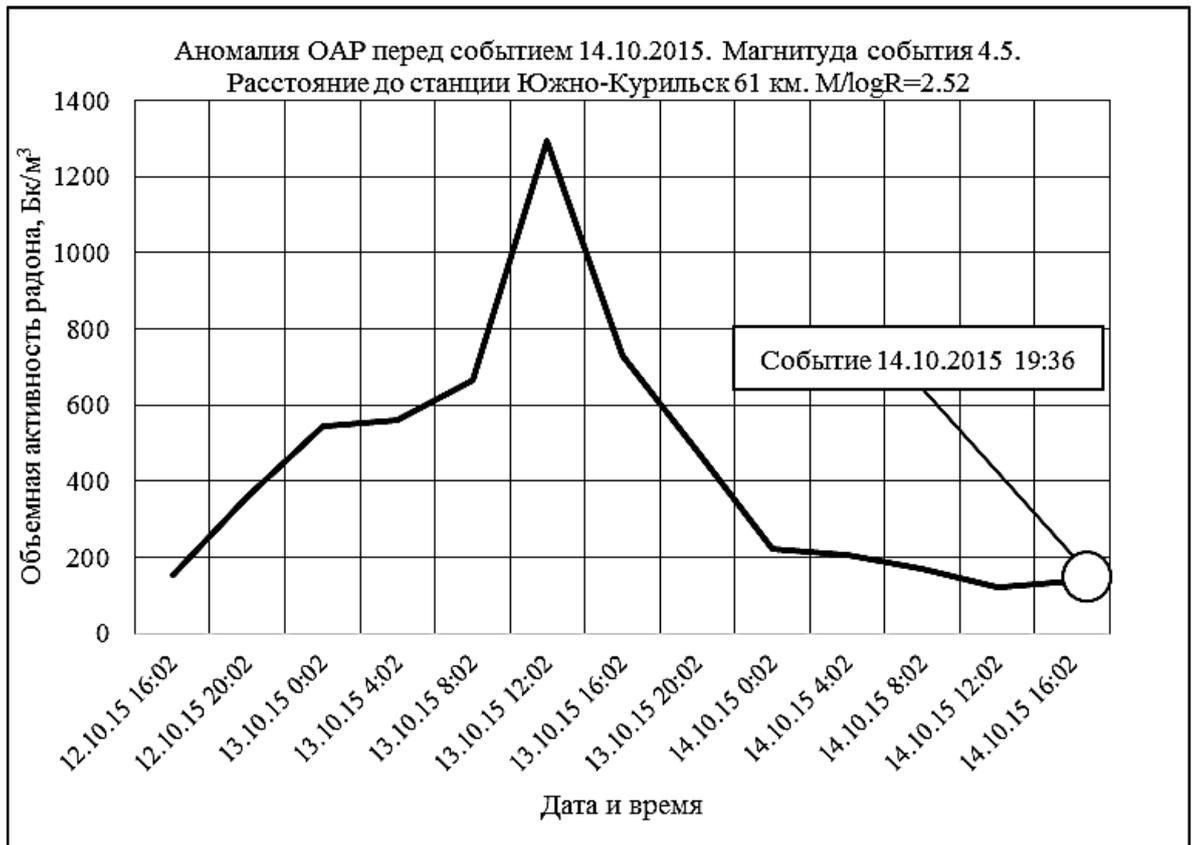


Рисунок 42 — Пример отражения события «ближней» зоны.

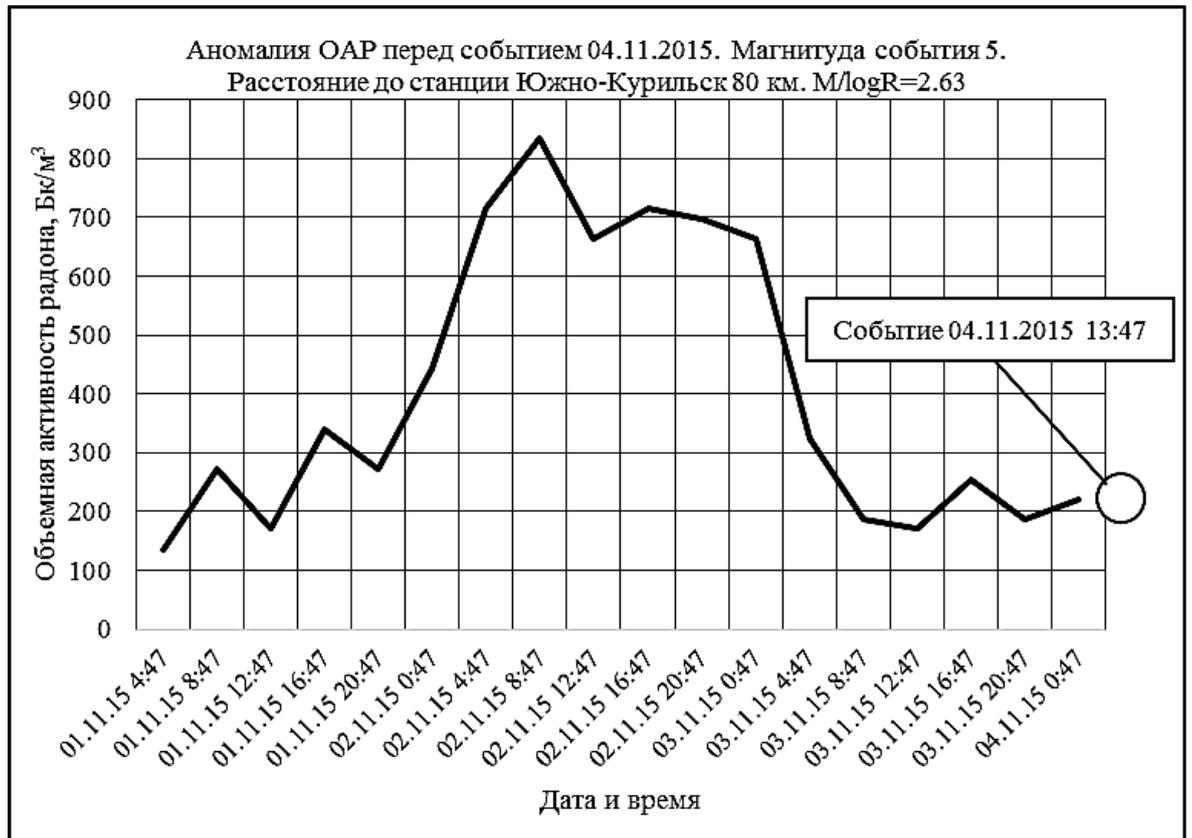


Рисунок 43 — Пример отражения события «ближней» зоны.

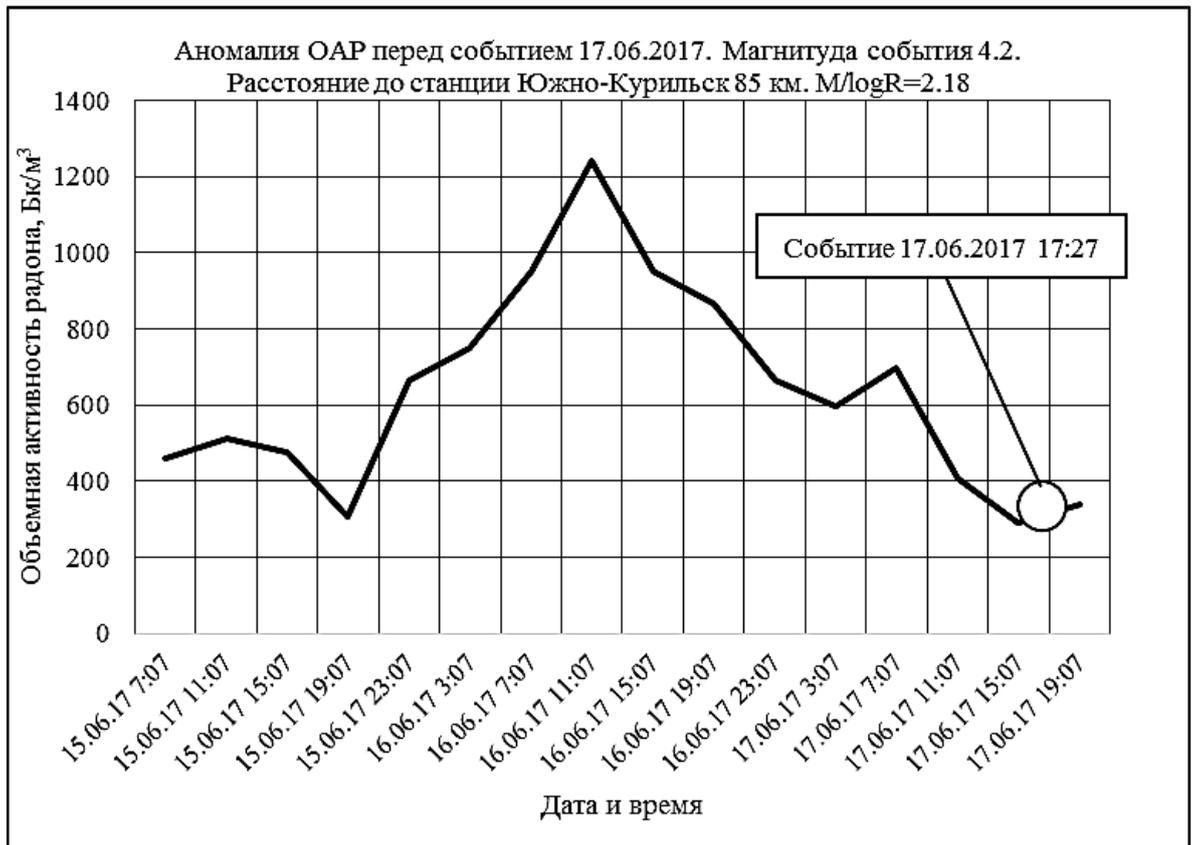


Рисунок 44 — Пример отражения события «ближней» зоны.

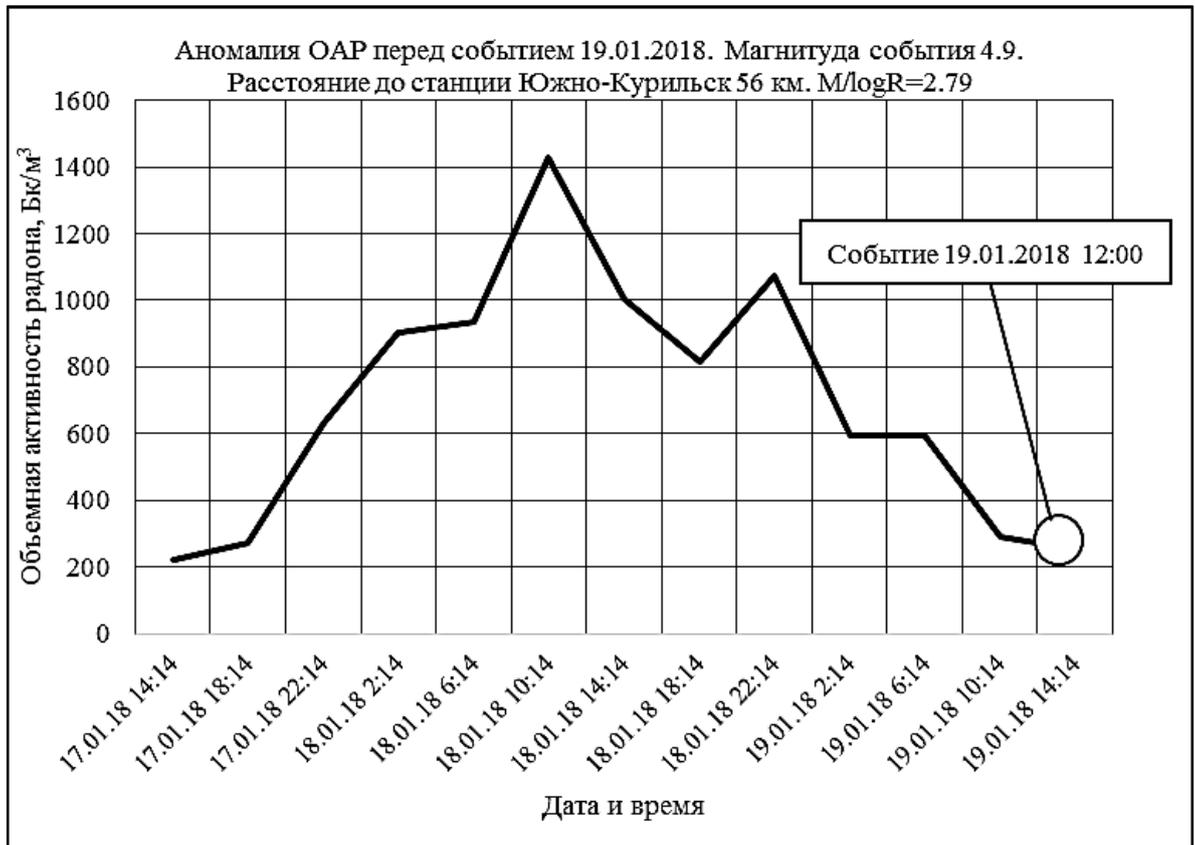


Рисунок 45 — Пример отражения события «ближней» зоны.

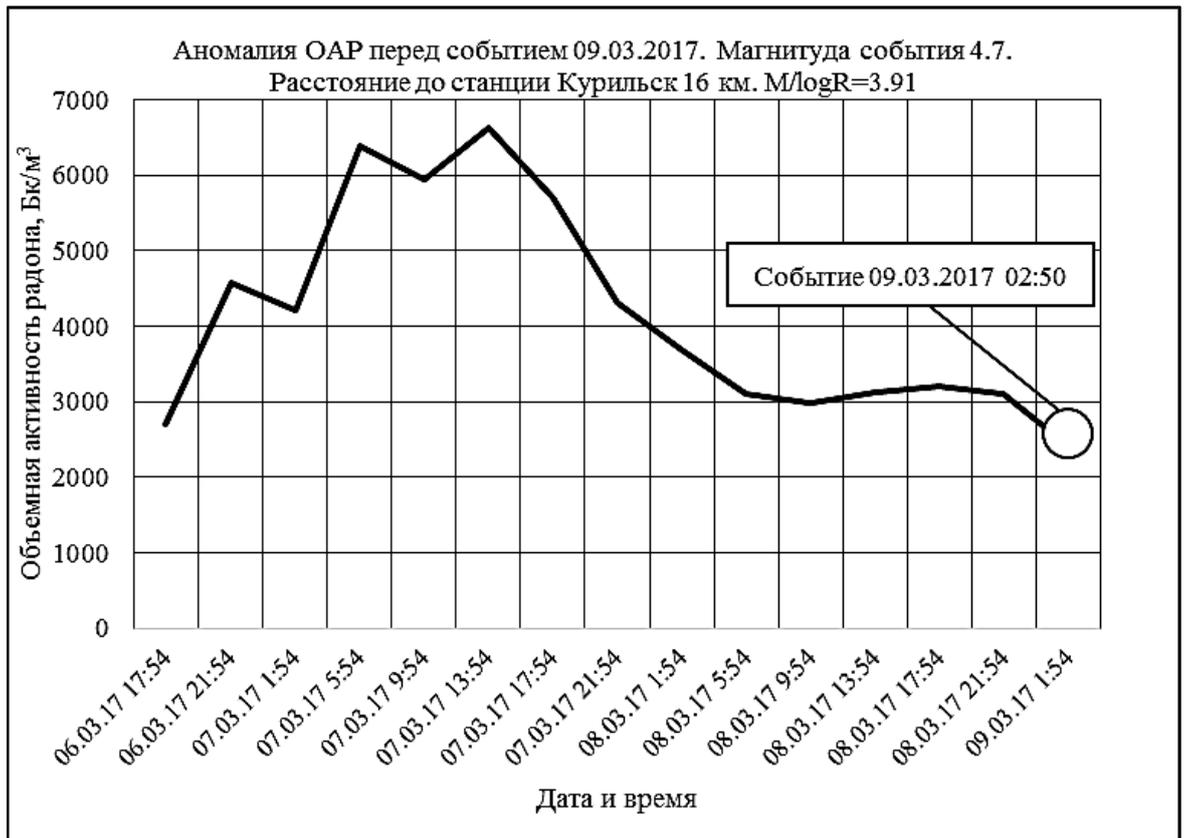


Рисунок 46 — Пример отражения события «ближней» зоны.

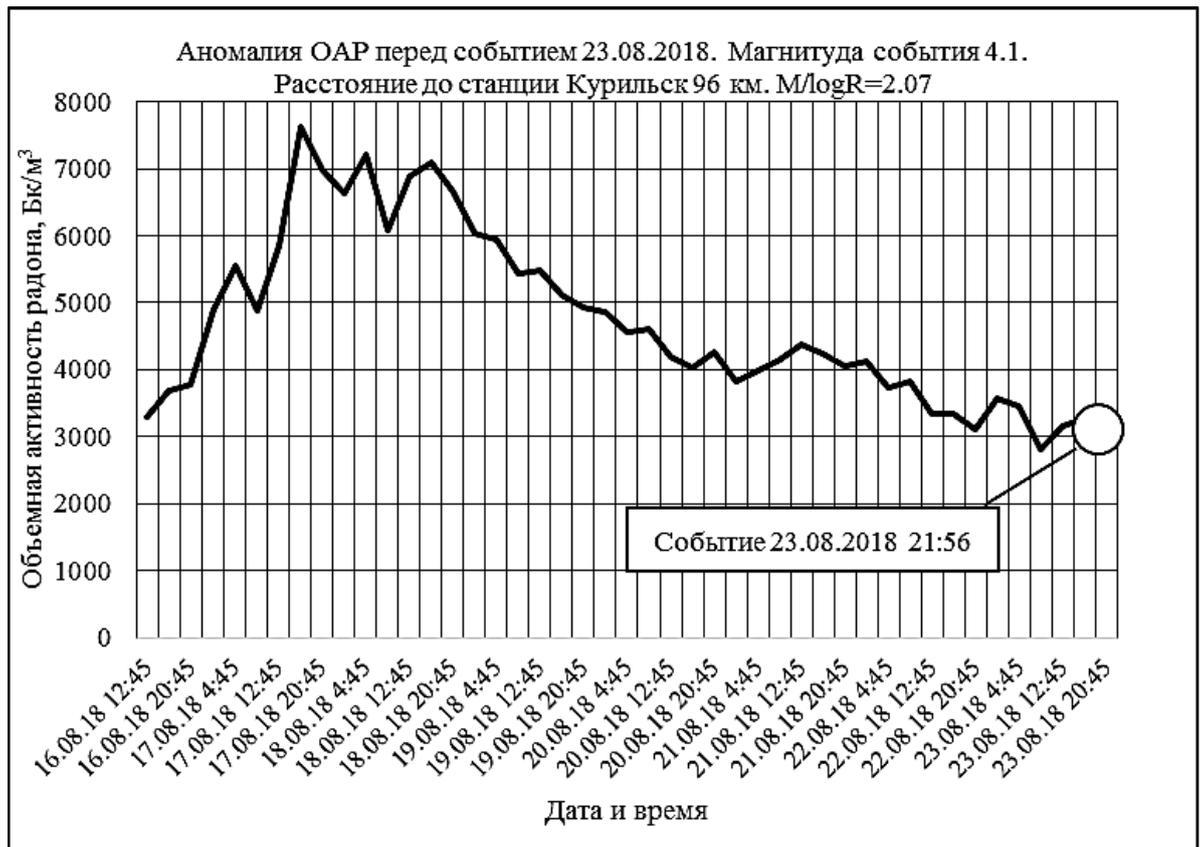


Рисунок 47 — Пример отражения события «ближней» зоны.

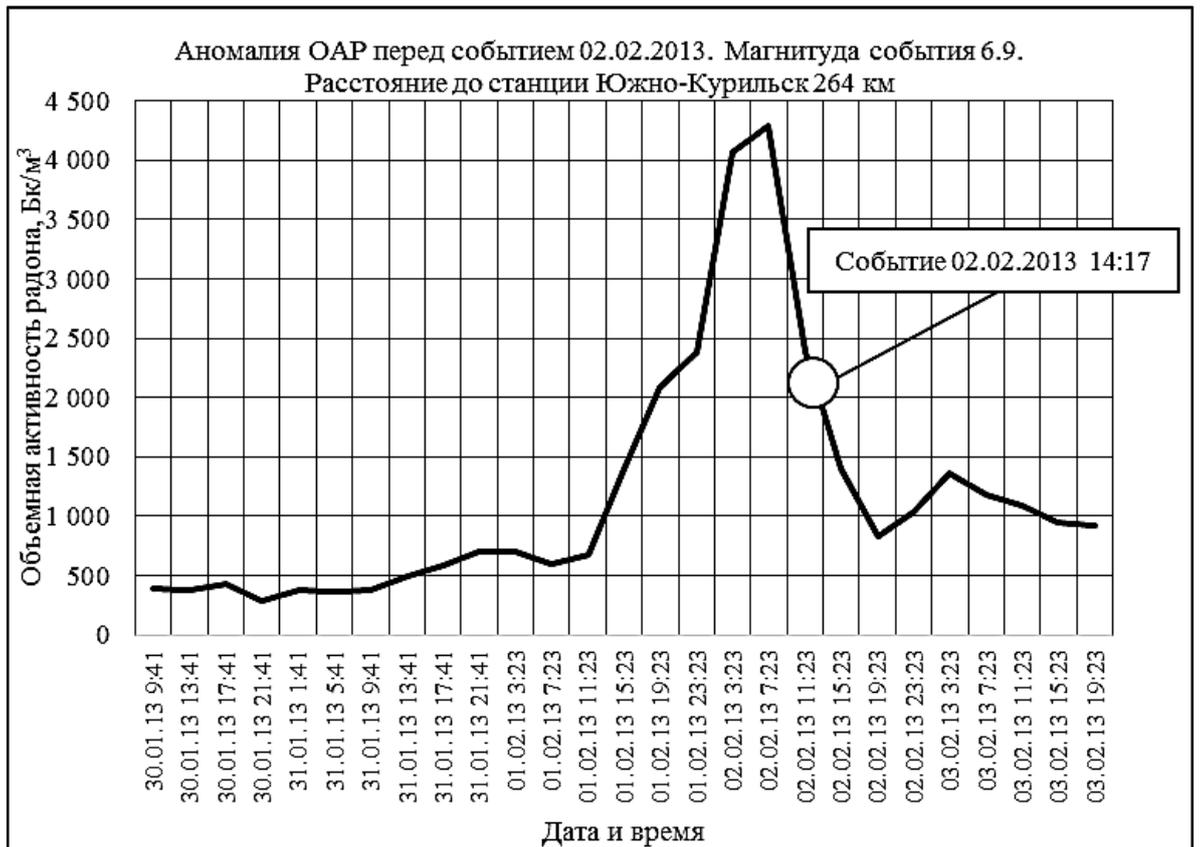


Рисунок 48 — Пример отражения события «дальней» зоны.

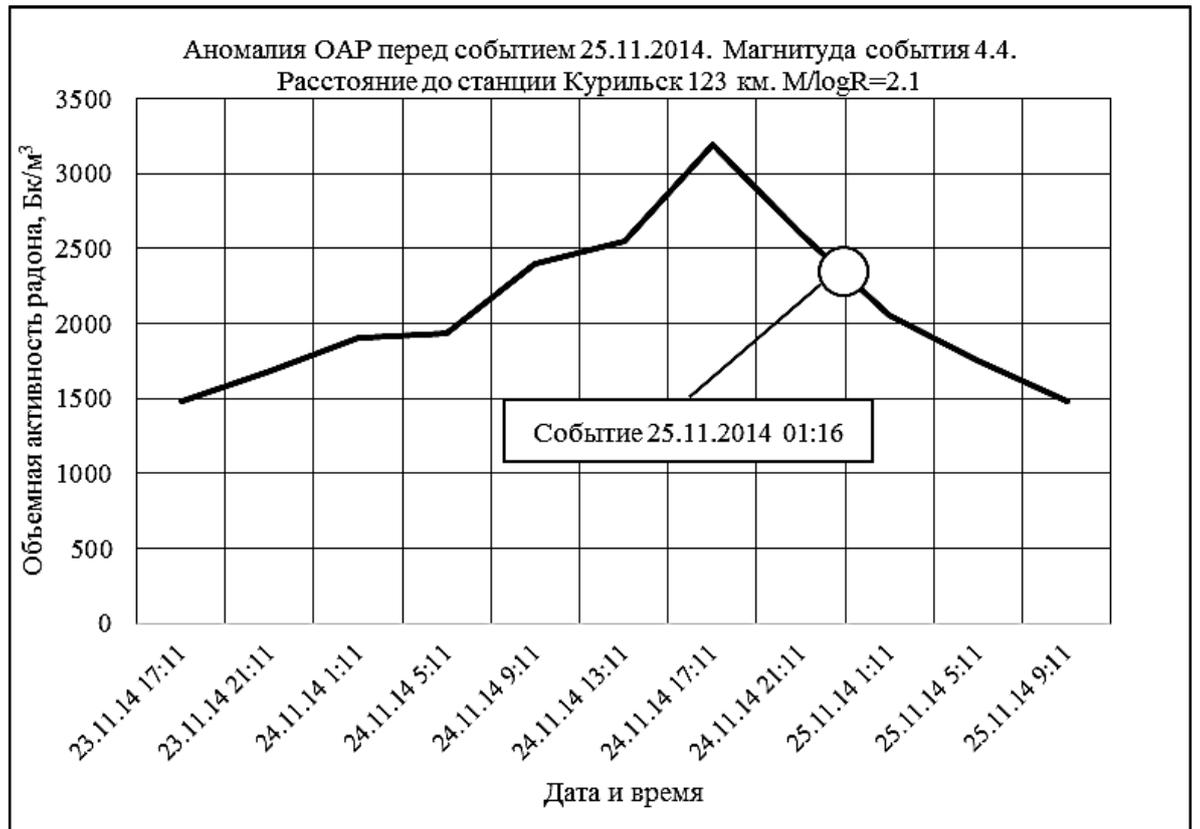


Рисунок 49 — Пример отражения события «дальней» зоны.

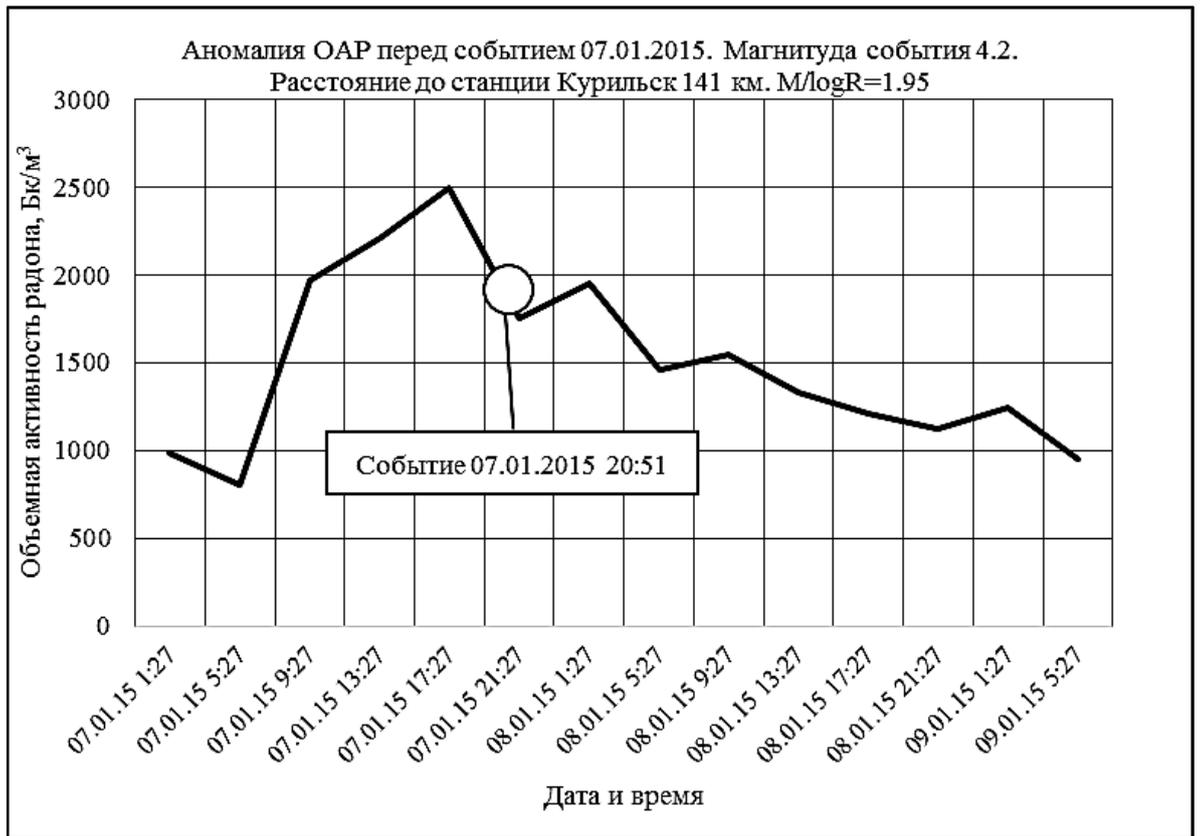


Рисунок 50 — Пример отражения события «дальней» зоны.

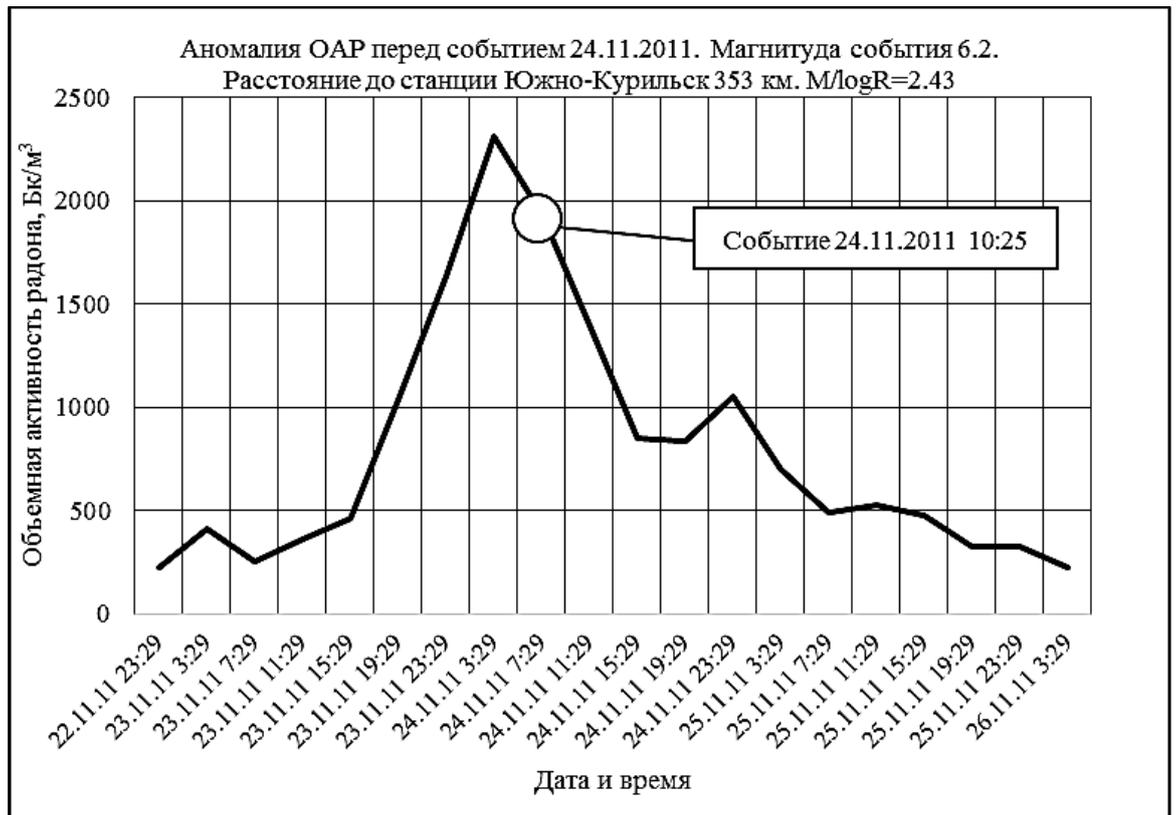


Рисунок 51 — Пример отражения события «дальней» зоны.

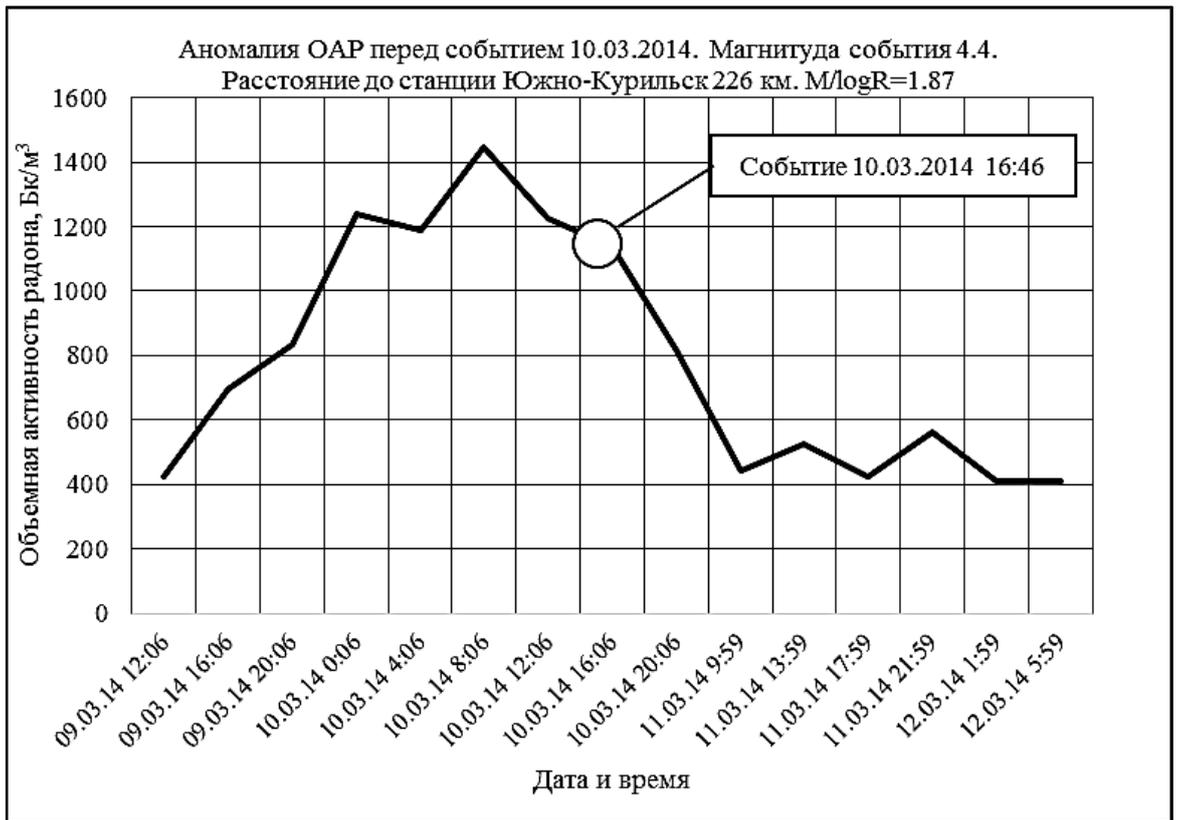


Рисунок 52 — Пример отражения события «дальней» зоны.

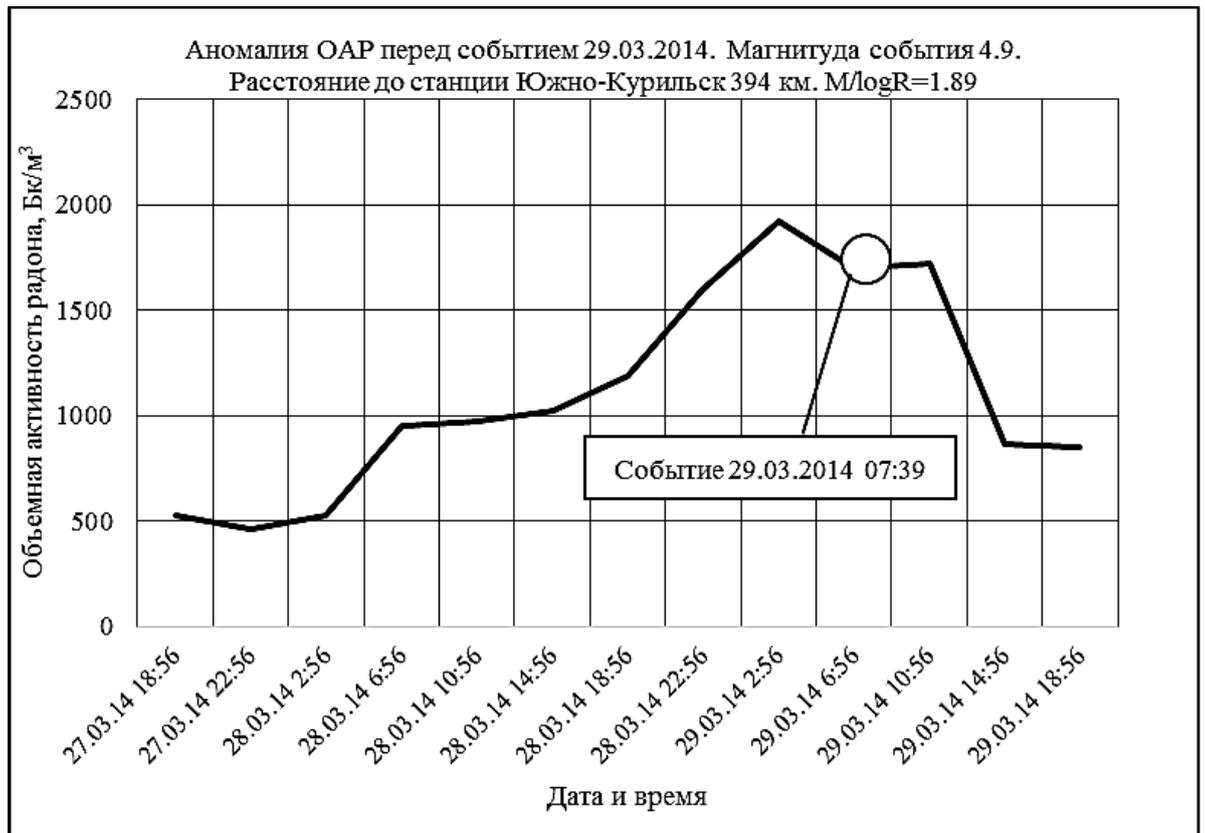


Рисунок 53 — Пример отражения события «дальней» зоны.

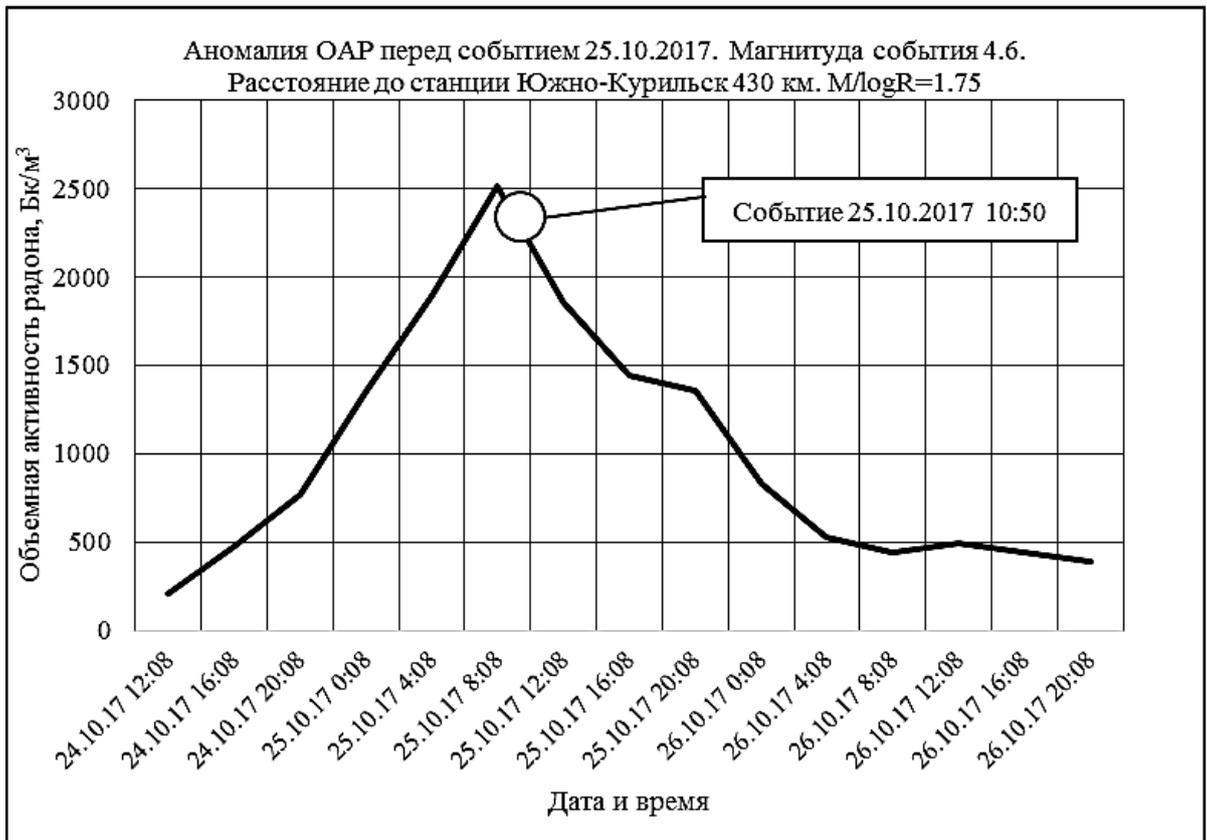


Рисунок 54 — Пример отражения события «дальней» зоны.

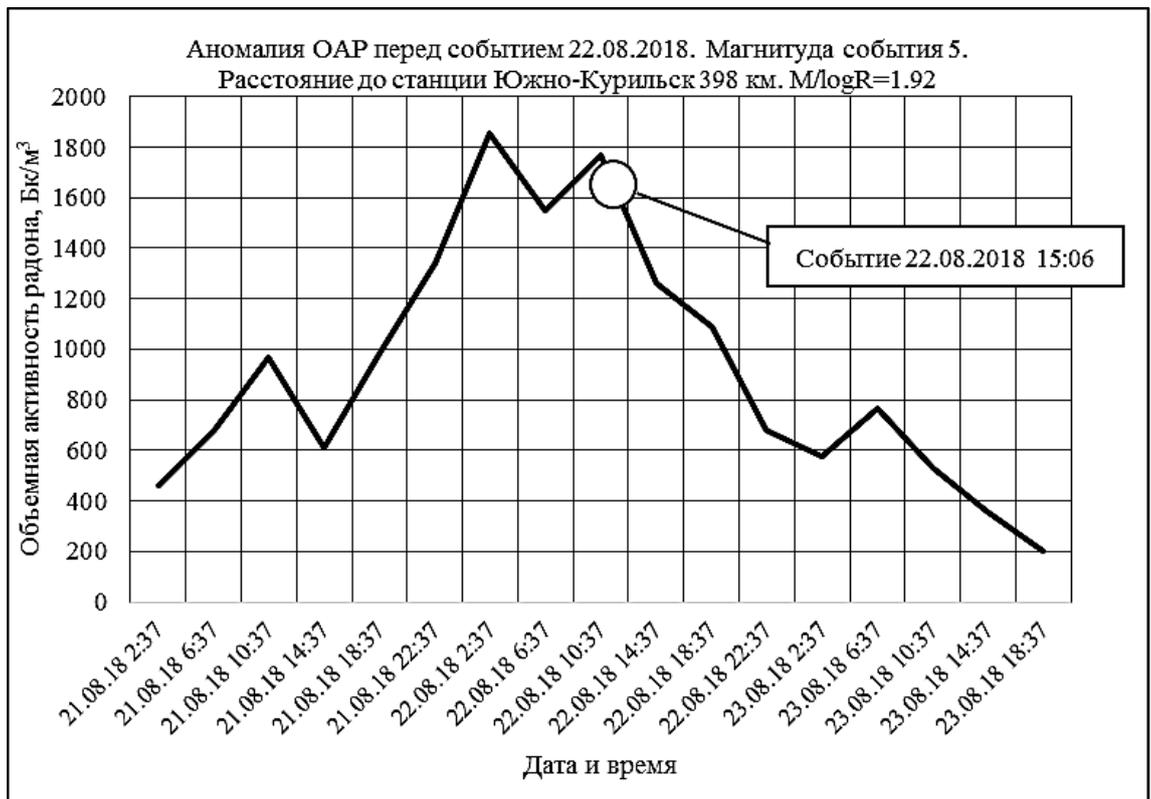


Рисунок 55 — Пример отражения события «дальней» зоны.

Представлена зависимость для рассмотренных землетрясений, удовлетворяющих критерию  $K \geq 2.5$  (Рисунок 56). За точку начала отчета по оси абсцисс взят момент окончания аномалии. Отрицательные значения характеризуют отражение землетрясения во временном

интервале между экстремумом и окончанием аномалии. Положительные значения соответствуют временному интервалу после окончания аномалии и выходу на фоновые значения. Ось ординат показывает расстояние в километрах от станции мониторинга до произошедшего сейсмического события.

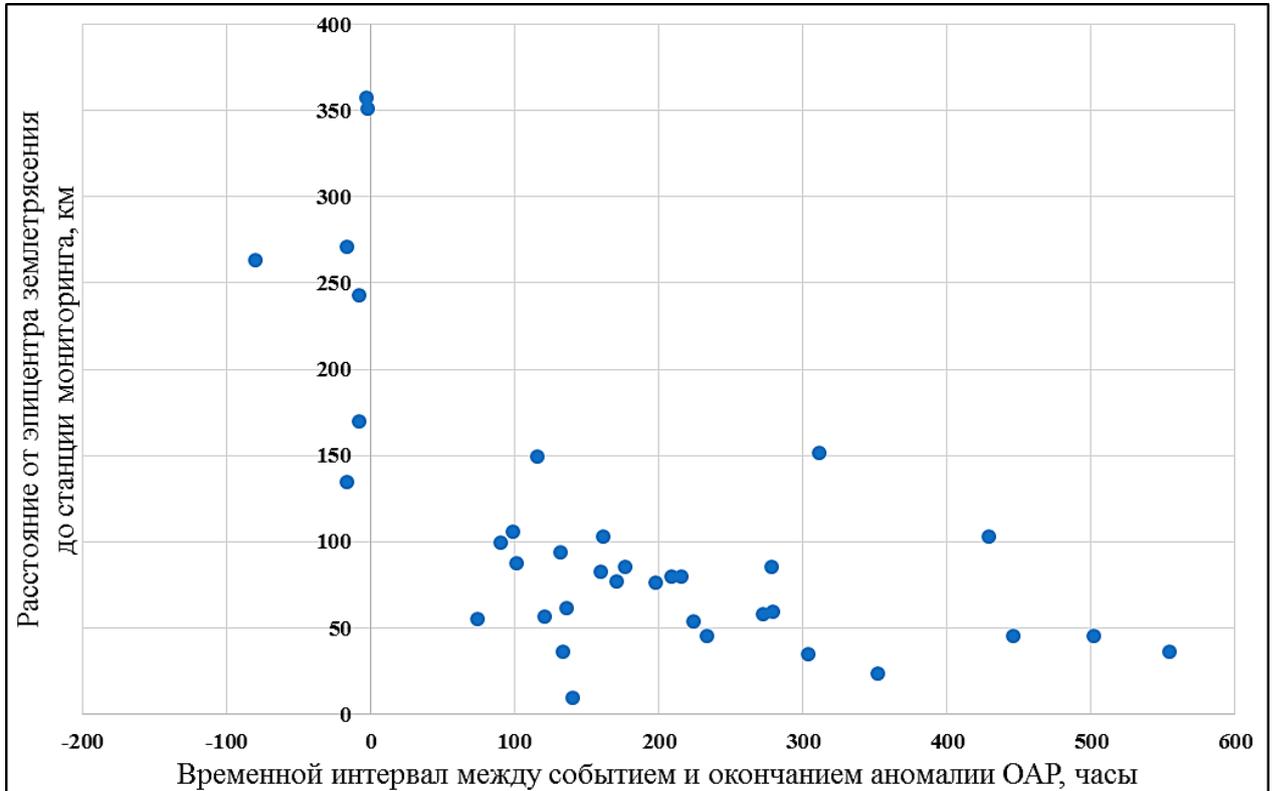


Рисунок 56 — Зависимость расстояния между станцией мониторинга и эпицентром события от интервала между окончанием аномалии радона и землетрясением для  $M/lgR \geq 2.5$ .

Землетрясения, которым соответствует  $K \geq 2.5$ , с расстоянием до станции мониторинга менее 130 км проявлялись либо практически сразу после аномалии, либо в среднем в течение 12 суток после нее. Более далекие события относительно станции мониторинга ОАР, на расстоянии более 180 километров от станции мониторинга, проявились во временном интервале между экстремумом аномалии и точкой конца аномалии ОАР.

Для землетрясений с  $K \geq 2$ , получена картина, практически идентичная, построенной зависимости для землетрясений, удовлетворяющих соотношению  $M/lgR \geq 2.5$  (Рисунок 35).

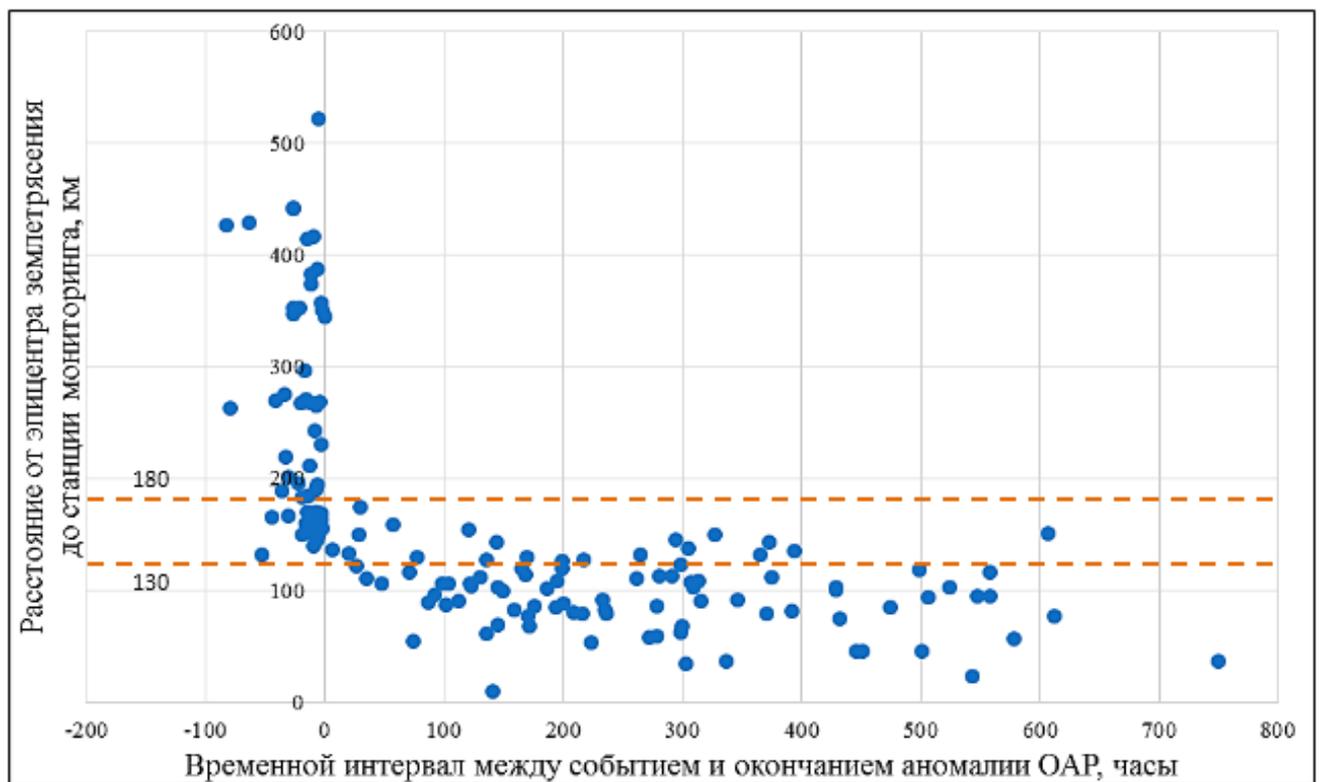


Рисунок 57 — Зависимость расстояния между станцией мониторинга и эпицентра события от интервала между окончанием аномалии радона и землетрясением для  $M/lgR \geq 2$ .

Для событий, проявивших после окончания аномалии характерно расстояние до станции мониторинга в пределах 130 км. А для землетрясений, проявившихся в интервале между экстремумом и окончанием аномалии ОАР, расстояние превышает 180 км. Таким образом, можно считать, что характерный радиус «ближней зоны» находится в пределах 130 км для геодинамических условий Южно-Курильского региона. Интервал между 130 км и 180 км относится к «промежуточной зоне» по аналогии с горными ударами [Уткин, Юрков, 1998]. «Дальняя зона» начинается с расстояний 180 км.

Исходя из статистического анализа зарегистрированных событий, время задержки события ближней зоны относительно экстремума зафиксированной предшествующей аномалии ОАР может достигать в среднем до 300 часов. Указанная задержка события в ближней зоне от экстремума аномалии до него самого физически более правдоподобна в плане накопления упругих напряжений. Достоверность полученных результатов во многом определяется условиями измерения ОАР.

Выявленные закономерности между тектоническими землетрясениями и кривыми ОАР находят удовлетворительные объяснения в схеме механизма их подготовки, предложенной В.И. Уломовым и Б.З. Мавашевым [Уломов, Мавашев, 1967].

Аномалия ОАР согласно этой схеме в зоне сжатия определяется вытеснением радона из порового пространства вплоть до его полного закрытия, после чего поступление «аномального радона» прекращается, но сжатие продолжается до достижения критических значений,

способных вызвать землетрясение. Эта схема подтверждается на изученных нами примерах землетрясений, отнесённых к «ближней» зоне.

Согласно представлениям о механизме подготовки В.И. Уткина и А.К. Юркова [Уткин, Юрков, 1998], события «дальней» зоны, которым предшествуют аномалии ОАР соответствуют процессу растяжения, при котором избыточный  $R_p$  появляется за счёт трещинообразования. Процесс трещинообразования продолжается вплоть до критического значения напряжённости в зоне эпицентра (сжатия). Что можно наблюдать на подготовке событий, отнесённых к «дальней» зоне.

#### **4.3. Азимутальная оценка распределения землетрясений, отразившихся в кривых объёмной активности радона**

Исходя из предположения, что вулканические очаги могут затруднить передачу упругих деформаций, была сделана попытка оценить их возможное влияние на отражение землетрясений в кривых ОАР [Бирюлин и др., 2021а]. Возможное влияние вулканических построек рассмотрим по результатам мониторинга ОАР на острове Кунашир, где расположена станция радонового мониторинга, на которой получен длительный ряд наблюдений. На острове Кунашир располагаются 4 наземных вулкана: Руруй (52 – расстояние в км до станции мониторинга ОАР; 25 – азимут в градусах относительно станции мониторинга ОАР), Тятя (62; 54), Менделеева (12; -125), Головнина (33; -122) (Рисунок 58).

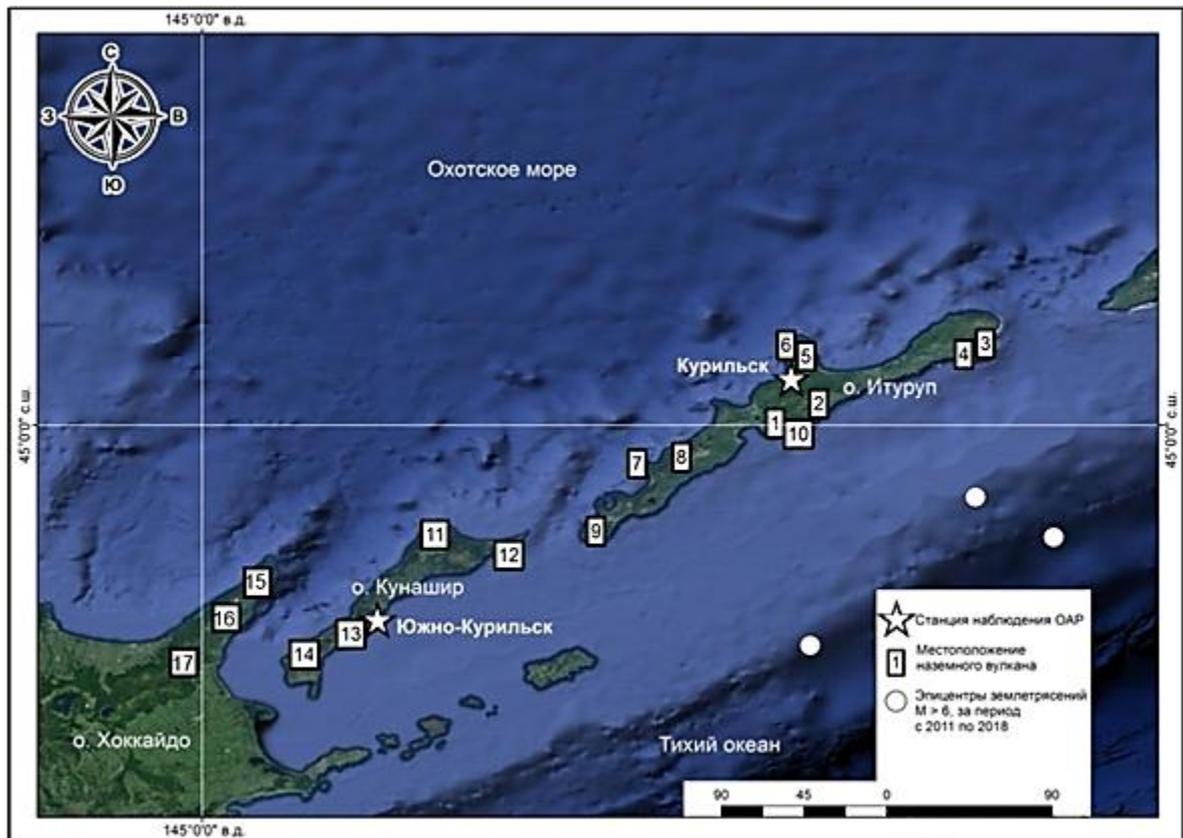


Рисунок 58 — Расположение станций наблюдения ОАР и наземных вулканов. Вулканы: 1 – Дракон; 2 – Баранского; 3 – Кудрявый; 4 – Меньший брат; 5 – Богдан Хмельницкий; 6 – Чирип; 7 – Атсонупури; 8 – Стокап; 9 – Берутарубе; 10 – Иван Грозный; 11 – Руруй; 12 – Тятя; 13 – Менделеева; 14 – Головнина; 15 – Ширетоко; 16 – Иодзан; 17 – Унабетсу (по Атлас..., 1954)

Схематично изображен азимутальный план всех землетрясений за период с 30.09.2011 г. по 18.10.2018 г. в радиусе 500 км от станции Южно-Курильск (Рисунок 59). Окружность поделена на четыре крупных сектора: от  $0^\circ$  до  $90^\circ$  (восточная сторона света), от  $90^\circ$  до  $180^\circ$  (восточная сторона света); от  $0^\circ$  до  $90^\circ$  (западная сторона света), от  $90^\circ$  до  $180^\circ$  (западная сторона света). Каждый крупный сектор поделен на три части (средний сектор) по  $30^\circ$  каждая. Каждый средний сектор, в зону которого приходятся наземные вулканы, поделен на секторы по  $10^\circ$  (малый сектор). По секторам наибольшее количество событий, отразившихся в кривых ОАР, наблюдается в секторах  $-90^\circ \dots -180^\circ$  и от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ , что определенным образом связано с положением зоны субдукции. Малое количество событий в секторе от  $0^\circ$  до  $-120^\circ$  связано с малой сейсмичностью Курильской котловины.

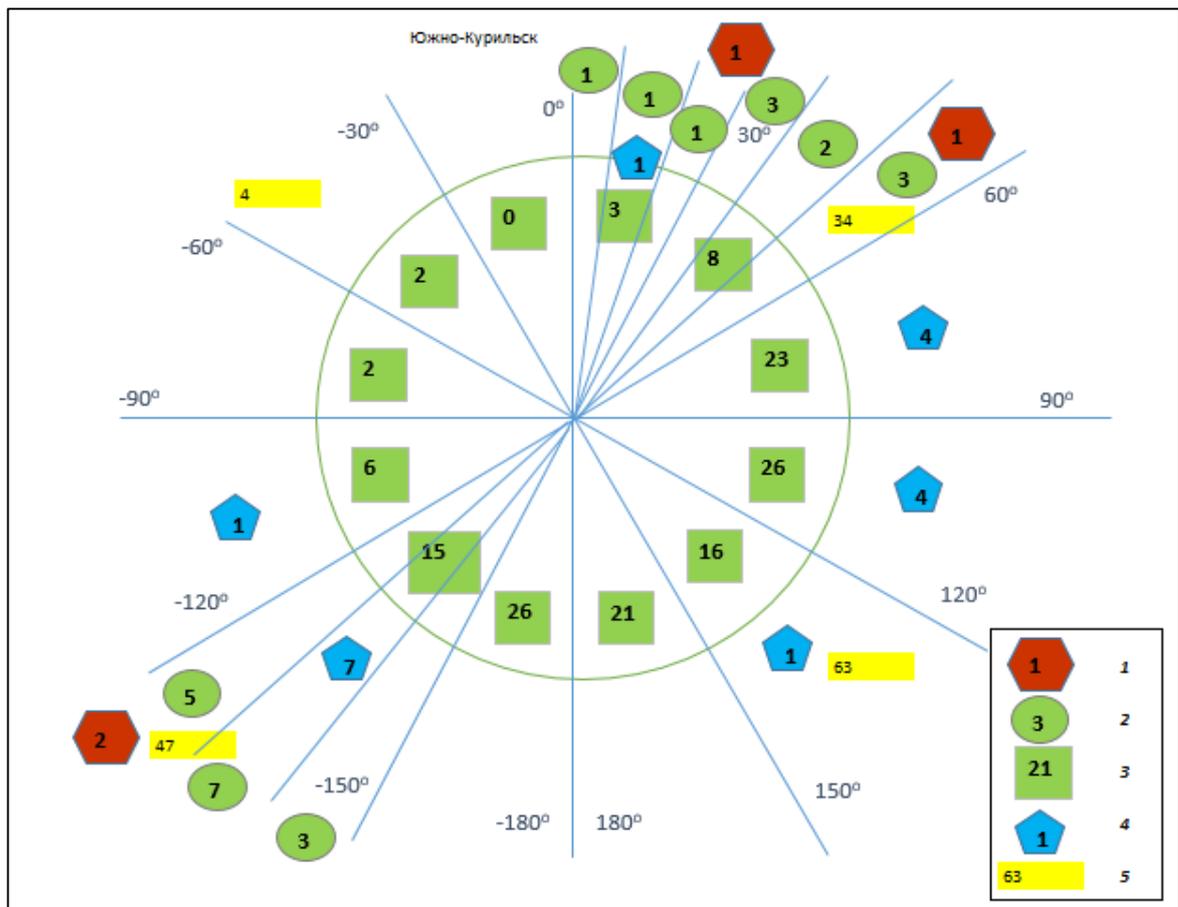


Рисунок 59 — Азимутальная схема расположения землетрясений с соотношением  $M/IgR \geq 2$ , которые отразились в кривых ОАР, и вулканов относительно станции мониторинга Южно-Курильск. 1 - наземные вулканы и их количество в пределах соответствующего сектора; 2 - количество сейсмических событий, приходящихся на малый сектор; 3 - количество сейсмических событий, приходящихся на средний сектор, которым предшествовала аномалия ОАР; 4 - количество сейсмических событий, приходящихся на средний сектор, которым не предшествовала аномалия ОАР; 5 - количество сейсмических событий, приходящихся на крупный сектор

По азимутальной схеме для станции Южно-Курильск можно выделить два сектора  $0^\circ - 30^\circ$  и  $90^\circ - 120^\circ$  (Рисунок 59). В секторе  $0^\circ - 30^\circ$  в кривых ОАР отразилось почти в два раза меньше землетрясений, чем в соседнем секторе  $30^\circ - 60^\circ$ . В секторе  $-90^\circ - -120^\circ$  в кривых ОАР отразилось более чем в 2.5 раза меньше сейсмических событий, чем в соседнем секторе  $-120^\circ \dots -150^\circ$ . На сектор  $-120^\circ \dots -150^\circ$  приходится 7 из 16 землетрясений, которым не предшествовали аномалии ОАР за рассмотренный период. В этом секторе расположены вулканы Менделеева и Головнина. Вулкан Головнина находится на расстоянии 12 километров от станции наблюдения. Влияние вулканов Руруй и Тятя на отражение сейсмических событий в секторе  $0^\circ - 30^\circ$  не такое очевидное, как в предыдущем случае. Вероятно, имеет значение расстояние до точки наблюдения и тот факт, что вулкан Руруй считается потухшим. Большое количество землетрясений, не отразившихся в аномалиях ОАР в секторе  $60^\circ - 90^\circ$  может быть связано с влиянием вулкана Бератарубе, расположенного на южной оконечности острова Итуруп. Наблюдающиеся в ряде случаев

несоответствия по секторам, в которые попадают вулканы, могут объясняться несколько иным, по сравнению с наземной вулканической постройкой, пространственным расположением питающих магматических очагов.

Аналогичный результат по распределению количества отраженных в кривых ОАР и положением вулканических построек получен для станции радонового мониторинга на острове Итуруп. На о. Итуруп недалеко от станции мониторинга ОАР в Курильске располагаются 10 наземных вулканов: Дракон (23 – расстояние в км до станции мониторинга ОАР; 179 – азимут в градусах относительно станции мониторинга ОАР), Баранского (17; 142), Кудрявый (76; 76), Меньший брат (73; 76), Богдан Хмельницкий (13; 13), Чирип (17; 8), Атсонупури (75; 128), Стокап (60; 135), Берутарубе (112; 138), Иван Грозный (24; 178) (Рисунок 58). Указанные вулканы практически окружают радоновую станцию в поселке Курильск, что может объяснить более плохое, по сравнению с Южно-Курильской станцией, отражение процесса подготовки землетрясений в кривых ОАР.

Выполненный анализ не исключает влияния вулканических очагов на отражение сейсмических событий в аномалиях ОАР.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение аномалий почвенного радона представляет особый интерес, как вероятный предвестник сейсмических землетрясений. Разработка эффективной методики наблюдения и интерпретации радоновых аномалий в перспективе позволит увеличить вероятность успешного прогноза землетрясений в совокупности с другими методами.

1. Разработана методика сопоставления радоновых аномалий, полученных с применением адвективного способа доставки почвенного воздуха к детектору, с произошедшими тектоническими землетрясениями в радиусе 500 км от станции мониторинга в Южно-Курильске.

2. Для геолого-тектонических условий Южных Курил, установлено, что тектонические землетрясения, для которых отношение магнитуды к логарифму расстояния до эпицентра больше или равно 2 отмечаются в аномалиях объёмной активности радона (ОАР) после экстремума, что можно рассматривать в качестве прогностического критерия.

3. Для геолого-тектонических условий Южных Курил островов, установлено, что рассмотренные тектонические землетрясения: «ближней зоны» (расстояние от эпицентра до станции мониторинга <130 км) и «дальней зоны» (расстояние от эпицентра до станции мониторинга >180 км), отражаются на разных участках аномалии ОАР.

С точки зрения перспектив проведённого исследования дальнейшая работа в направлении

мониторинга ОАР может быть улучшена организация передачи данных по удалённым каналам связи в режиме онлайн, что позволит оперативно оценивать изменяющуюся тектоническую ситуацию. Также увеличение частоты опробования ОАР позволит эффективнее отслеживать изменения с большей детализацией, с учётом того, что такую возможность обеспечивает применение адвективного способа доставки Rn к детектору.

Ещё одним важным шагом является расширение сети наблюдательных станций, что возможно позволит получить дополнительную информацию о направлении на эпицентр готовящегося события и его магнитуде.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко, Г.П. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.П. Авдейко, В.А. Волынец, В.А. Рашидов и др. – М.: Наука, 1992. – 527 с.
2. Апродов, В.А. Вулканы / В.А. Апродов. – М.: Мысль, 1982. – 367 с.
3. Асадов, А.Ш. Экспериментальное исследование проницаемости горных пород по кривым выравнивания давления и оценка проницаемости забоя бурящейся скважины / А.Ш. Асадов // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2017. – № 10-1. – С. 13-15.
4. Атлас мира / Главное управление геодезии и картографии МВД СССР. – М.: Главное управление геодезии и картографии МВД СССР, 1954.
5. Атлас Сахалинской области / Гл. ред. Г.В. Комсомольский, И.М. Сырык. – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1967. – 136 с.
6. Барабась, С. Концентрация радона в газах и воде рудников и ее связь с угрозой горных ударов. Ядерно-геофизические исследования / С. Барабась. – Свердловск, 1991.
7. Баренблатт, Г.И. Фильтрационная модель последовательности землетрясения / Г.И. Баренблатт, В. И. Кейлис-Борок, А.С. Монин // Доклады АН СССР. – 1983. – Т. 296, № 4. – С. 831-834.
8. Баркалов, В.Ю. Флора Курильских островов / В.Ю. Баркалов. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – 468 с.
9. Бирюлин, С.В. Влияние циклических изменений величины одноосного сжатия на относительную проницаемость базальтов и известняков / С.В. Бирюлин, И.А. Козлова, А.К. Юрков // Известия Уральского государственного горного университета. – 2019а. – № 4(56). – С. 113-117.
10. Бирюлин, С.В. Изменение объемной активности радона в верхней части геологического разреза при воздействии низкочастотных упругих колебаний / С.В. Бирюлин //

Материалы сборника XXI Уральской молодежной научной школы по геофизике, Екатеринбург, 23-27 марта 2020 г. – Екатеринбург, 2020. – С. 22-26.

11. Бирюлин, С.В. Изменение проницаемости горных пород в условиях одноосного сжатия / С.В. Бирюлин // XIX Уральская молодёжная научная школа по геофизике: сборник научных материалов, 2018. – С. 24-26.

12. Бирюлин, С.В. Исследование информативности объёмной активности почвенного радона при подготовке и реализации тектонических землетрясений на примере Южно-Курильского региона / С.В. Бирюлин, И.А. Козлова, А.К. Юрков // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2019б. – № 4(44). – С. 73-83.

13. Бирюлин, С.В. К вопросу о возможном влиянии вулканических очагов на проявление процесса подготовки землетрясений в аномалиях объёмной активности радона / С.В. Бирюлин, И.А. Козлова, А.К. Юрков // Уральский геофизический вестник. – 2021а. – №1. – С. 4-7.

14. Бирюлин, С.В. Связь между аномалиями объёмной активности радона и процессом подготовки землетрясений (на примере Южных Курил) / С.В. Бирюлин, И.А. Козлова, А.К. Юрков // Известия Уральского государственного горного университета. – 2021б. – №4(64). – С. 34-43.

15. Бобров А.А. К вопросу о сейсмической активности и поле радона в Приольхонье (Западное Прибайкалье) / А.А. Бобров // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – 2016. – № 3(56). – С. 76-85.

16. Боброва, М.Е. Моделирование области подготовки Японского землетрясения 11 марта 2011 года / М.Е. Боброва, А.С. Пережогин // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. – 2012. – № 2. – С. 18-22.

17. Бондаренко, В.И. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) / В.И. Бондаренко, В.А. Рашидов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2004. – № 4. – С. 51-58.

18. Бондаренко, В.И. Геоморфология подводных гор Курильской островной дуги / В.И. Бондаренко, В.А. Рашидов // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее. Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН, СПбГУ, 15-20 сентября 2008 г. – СПб, 2008. – С. 279-280.

19. Булашевич, Ю.П. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах / Ю.П. Булашевич, В.И. Уткин, А.К. Юрков, В.Н. Николаев // Доклады РАН. – 1996. – Т. 345, №2. – С. 245-248.

20. Булашевич, Ю.П. К теории диффузии эманации в пористых средах / Ю.П. Булашевич, Р.К. Хайретдинов // Известия АН СССР, серия геоф. – 1959. – №12. – С. 1787-1792.

21. Булашевич, Ю.П. Коэффициенты диффузии радона и гелия в естественном залегании пород / Ю.П. Булашевич, Н.П. Карташов, В.Н. Башорин // Известия АН СССР, Физика Земли. – 1970. – №2. – С. 70-73.
22. Булашевич, Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни / Ю.П. Булашевич // АН СССР УНЦ Ядерно-геофизические исследования. – 1975. – С. 3-15.
23. Булашевич, Ю.П. Определение коэффициента диффузии радона в горных породах методом мгновенного источника / Ю.П. Булашевич, Н.П. Карташов // Известия АН СССР, Физика Земли. – 1967. – №10. – С. 71-76.
24. Вейцман, П.С. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги / П.С. Вейцман, Е.И. Гальперин, С.М. Зверев и др. // Известия АН СССР, серия геол. – 1961. – № 1. – С.81-86.
25. Вейцман, П.С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зона / П.С. Вейцман // Физика Земли. – 1965. – № 9. – С.13-30.
26. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса / А.В. Викулин. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчат. гос. пед. ун-та, 2003. – 151 с.
27. Гайнанов, А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.М. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / А.Г. Гайнанов, Ю.А. Павлов, П.М Строев и др. – Новосибирск: Наука, 1974. – 108 с.
28. Гамбурцев, Г. А. Избранные труды / Г. А. Гамбурцев. – М.: АН СССР, 1960. – С. 461.
29. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
30. Гзовский, М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов / М. В. Гзовский // Проблемы тектонофизики. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 78-89.
31. Говоров, Г.И. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным / Г.И. Говоров, А.А. Цветков, М.М. Аракелянц // ДАН СССР. – 1983. – Т. 270, 63. – С.664-668.
32. Голицын, Б. Б. Избранные труды. т. 2. Сейсмология / Б. Б. Голицын. – М.: АН СССР, 1960. – С. 490.
33. Горшков, Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги / Г.С. Горшков. – М.: Наука, 1967. – 288 с.
34. Гуревич, Г.И. К вопросу о природе медленных движений, связанных с землетрясениями / Г.И. Гуревич // Труды Геофизического института АН СССР. – 1956. – № 31(158). – С. 135-146.

35. Гущенко, И.И. Извержения вулканов мира. Каталог / И.И. Гущенко. – М.: Наука, 1979. – 475 с.
36. Дахнов, В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщенности горных пород / В.Н. Дахнов. – М.: Недра, 1975. – С. 334.
37. Демежко, Д.Ю. Температурные изменения в скважине KUN-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г.,  $M = 9.0$ ) / Д.Ю. Демежко, А.К. Юрков, В.И. Уткин, В.А. Щапов // Доклады академии наук. – 2012. – Т. 445, № 2. – С. 883-887.
38. Добровольский, И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценках размеров зон проявления предвестников землетрясений. Моделирование предвестников землетрясений / И.П. Добровольский, С.И. Зубков, В.И. Мячкин. – М.: Наука, 1980. – С. 7-44.
39. Добровольский, И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения / И.П. Добровольский. – М.: ОИФЗ АН СССР, 1991. – 217 с.
40. Добрынин, В.М. Петрофизика / В.М. Добрынин, Б.Ю. Вендельштейн, Д. А. Кожевников. – М. Недра, 1991. – С. 368.
41. Журков, С. Н. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел / С. Н. Журков, В. С. Куксенко, В. А. Петров и др. // Физические процессы в очагах землетрясений. – М.: Наука, 1980. – С. 78-87.
42. Заварицкий, А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях / А.Н. Заварицкий // Известия АН СССР. Серия геол. – 1946. – № 2. – С. 3-11.
43. Затонский, Л.К. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги / Л.К. Затонский, В.Ф. Канаев, Г.Б. Удинцев // Океанографические исследования. – 1961. – № 3. – С. 124-136.
44. Землетрясения в СССР (ежегодник, 1962–1991 гг.) / Отв. ред. Н.В. Кондорская. – М.: ОИФЗ РАН, 1964-1997.
45. Землетрясения Северной Евразии (ежегодник, 1992–2007 гг.) / Гл. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 1997-2013.
46. Злобин, Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным) / Т.К. Злобин. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – 150 с.
47. Злобин, Т.К. Строение литосферы и глубинные структуры Больших и Малых Курил / Т.К. Злобин // ДАН СССР. – 1986. – Т. 289, № 6. – С. 1454-1457.
48. Злобин, Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги / Т.К. Злобин, Б.Н. Пискунов, Т.И. Фролова // ДАН СССР. – 1987. – Т.293, № 1. – С. 185-188.
49. Казанцева, Т.П. Исследования по изучению газопроницаемости соляных пород по образцам кернов геолого-разведочных скважин в условиях Романовского участка

Верхнекамского месторождения / Т.П. Казанцева // Проблемы разработки месторождений углеводородных и рудных полезных ископаемых. – 2018. – № 1. – С. 333-336

50. Карманский, А.Т. Коллекторские свойства горных пород при изменении вида напряженного состояния / А.Т. Карманский // Записки Горного института. – 2009. – Т. 183. – С. 289-292.

51. Козлова, И.А. Метод мгновенного источника для расчета параметров диффузии радона в горных породах // В.И. Уткин, Д.Г. Рывкин, А.К. Юрков, И.А. Козлова // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере: Материалы межд. конф. – Воронеж: ВГУ, 2006. – С. 231-233.

52. Козлова, И.А., Изменения объемной активности почвенного радона и температурные вариации в скважине во время процесса подготовки землетрясения / И.А. Козлова, С.В. Бирюлин, А.К. Юрков, Д.Ю. Демежко // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2021а. – №6. – С. 28-36.

53. Козлова, И.А. Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях / И.А. Козлова, А.К. Юрков // Уральский геофизический вестник. – 2005. – № 1. – С. 30-34.

54. Козлова, И.А. Отражение последовательных сейсмических событий в поле объемной активности радона / И.А. Козлова, А.К. Юрков // Уральский геофизический вестник. – 2016. – № 1. – С. 35-39.

55. Козлова, И.А. Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений / И.А. Козлова, С.В. Бирюлин, А.К. Юрков // Литосфера. – 2021б. м №5. – С.724-733.

56. Копылова, Г.Н. Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: 1977–2017 гг. / Г.Н. Копылова, С.В. Болдина // Вулканология и сейсмология. – 2019. – № 2. – С. 3-20. doi: 10.31857/S0203-0306201923-20.

57. Корсунская, Г.В. Курильская островная дуга (физико-географический очерк) / Г.В. Корсунская. – М.: Географгиз, 1958.

58. Кочергин, Е.В. Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем / Е.В. Кочергин, Ю.А. Павлов, К.Ф. Сергеев. – М.: Наука, 1980. – 126 с.

59. Кочергин, Е.В. Структура аномального магнитного поля акваторий прилегающих к Южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны (по данным гидромагнитной съемки) / Е.В. Кочергин // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1970. – Вып. 24, № 2. – С. 147-154.

60. Кузьмин, Б.С. Краткий топографо-геодезический словарь-справочник / Б.С. Кузьмин, В.М. Герасимов. – М.: Недра, 1973. – 280 с.
61. Ломтев, В.Л. О строении и сейсмотектонике Курильской системы дуга-желоб / В.Л. Ломтев, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2012. – Т.39, № 4. – С. 19-38.
62. Ляпишев, А.М. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря / А.М. Ляпишев, П.М. Сычев, В.Ю. Семенов // Тихоокеанская геология. – 1987. – № 4. – С. 45-55.
63. Мавлянов, Г.А. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане / Г. А. Мавлянов, В. И. Уломов // Поиски предвестников землетрясений. – Ташкент: ФАН, 1976. – С. 25-38.
64. Макаров, Е.О. Отклик в динамике подпочвенного радона на подготовку сильных землетрясений Камчатки и северо-западной окраины Тихого океана: автореферат диссертации ... кан. физ.-мат. наук : 25.00.10 / Е.О. Макаров. – Петропавловск-Камчатский, 2017. – 22 с.
65. Мячкин, В. И. Процессы подготовки землетрясений / В. И. Мячкин. – М.: Наука, 1978. – С. 232.
66. Новиков, Г.Ф. Радиоактивные методы разведки / Г.Ф. Новиков, Ю.Н. Капков. – Л.: Недра, 1965. – 759 с.
67. Осика, Д.Г. О некоторых теоретических и практических следствиях изучения генетической сущности геохимических и гидрогеологических процессов в связи с сейсмичностью недр / Д.Г. Осика // Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. – Махачкала: ФАН, 1979. – № 3 (21). – С. 97-107.
68. Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности; Минздрав России. – М.: 2000. – С. 68-69.
69. Павлов, Ю.А. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. Изостазия / Ю.А. Павлов, В.П. Семакин. – М.: Наука, – 1973.
70. Пантелеев, И.А. Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений / И.А. Пантелеев, О.Б. Наймарк // Вестник Пермского научного центра. – 2014. – № 3. – С. 44-62.
71. Певнев, А.К. Пути к практическому прогнозу землетрясений / А.К. Певнев. – М.: ГЕОС, 2003. – 153 с.
72. Пискунов, Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг / Б.Н. Пискунов. – М.: Наука, 1987. – 238 с.
73. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. – М.: Наука, 1992. – 528 с.

74. Пулинец, С.А. Проблема многопараметрического анализа данных прогнозного сейсмомониторинга и пути ее решения. Спутниковым технологиям нет альтернативы / С.А. Пулинец, Д.В. Давиденко, А.Д. Линьков, Т.Е. Тарасенко // *Материалы международной научно-технической конференции*, 2012. – С. 57-65.
75. Рац, М.В., Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород / М.В. Рац, С.Н. Чернышев. – М.: Недра, 1970. – С. 164.
76. Рашидов, В.А. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) / В.А. Рашидов, В.И. Бондаренко // *Вулканология и сейсмология*. – 2004. – № 4. – С. 65-76.
77. Рашидов, В.А. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) / В.А. Рашидов, В.И. Бондаренко // *Вулканология и сейсмология*. – 2003. – № 1. – С. 3-13.
78. Ребецкий, Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов / Ю.Л. Ребецкий. – М.: Академкнига, 2007. – 406 с.
79. Ризниченко, Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима / Ю.В. Ризниченко // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. – 1968. – № 5. – С. 9-18.
80. Родников, А.Г. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин / А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева. – М.: Научный мир, 2014. – 172 с.
81. Родников, А.Г. Проблема соотношения поверхностной и глубинной структуры Земли. Геодинамические исследования № 12. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / А.Г. Родников. – М.: Межведомственный геофизический комитет, 1988. – С. 150-168.
82. Руленко, О.П. Увеличение радона и торона в районе Верхне-Паратунской гидротермальной системы Южной Камчатки перед катастрофическим землетрясением в Японии 11 марта 2011 г. / О.П. Руленко, Ю.Д. Кузьмин // *Вулканология и сейсмология*. – 2015. – № 5. – С. 36-42.
83. Сергеев, К.Ф. О соотношении сейсмичности Курильской островной системы с изостатическим состоянием ее земной коры / К.Ф. Сергеев, Ч.У. Ким, О.Н. Ромашова // *Тихоокеанская геология*. – 1984. – № 2. – С. 90-93.
84. Сергеев, К.Ф. Строение и геодинамические особенности литосферы Курильской островной системы. Строение сейсмофокальных зон / К.Ф. Сергеев. – М.: Наука, 1987. – С. 29-41.
85. Сергеев, К.Ф. Тектоника Курильской островной дуги / К.Ф. Сергеев. – М.: Наука, 1976. – 240 с.

86. Сидоренко, А.В. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть 1. Геологическое описание. Т. 31 / А.В. Сидоренко – М.: Недра, 1964. – 743 с.
87. Симбирева, И.Г. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным / И.Г. Симбирева, С.А. Федотов, В.Д. Феофилактов // Геология и геофизика. – 1976. – № 1. – С. 70-86.
88. Смирнов, Я.Ю. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях: Оценка глубинных температур и мощности литосферы / Я.Ю. Смирнов, В.М. Сугробов // Вулканология и сейсмология. – 1980. – № 2. – С. 3-18.
89. Собисевич, А. Л. Математические модели волновых процессов в неоднородных геологических структурах: автореферат дис. ... доктора физ.-мат. наук : 25.00.10 / А.Л. Собисевич. – Объед. ин-т физики Земли, Москва, 2002. – 47 с.
90. Соболев, Г. А. Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте / Г. А. Соболев, А. В. Пономарев // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 4-5. – С. 50-62.
91. Соболев, Г. А. Физика землетрясений и предвестники / Г. А. Соболев, А. В. Пономарев. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
92. Спицын, В.И. О механизме выделения эманации радия из радиоактивных минералов в жидкие среды. Тр. По изучения радия и радиоактивных руд. Т. 2. / В.И. Спицын. – Л.: Изд-во АН СССР, 1926. – с. 264-271.
93. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов – М.: Национальный геофизический комитет, 1996. – 338 с.
94. Султанходжаев, А.Н. Зависимость гидрогеосейсмологических аномалий от энергии и эпицентрального расстояния землетрясений / А.Н. Султанходжаев, С.У. Латипов, Т.З. Закиров, Ф.Г. Зиган, Ы.Г. Ташмухамедов // Докл. АН УзССР. – 1980. – № 5. – с. 57-59.
95. Тараканов, Р.З. Модель строения среды в фокальной зоне и прилегающей к ней мантии для Курило-Японского региона. Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов / Р.З. Тараканов. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
96. Тараканов, Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги. Строение сейсмофокальных зон / Р.З. Тараканов. – М.: Наука, 1987.
97. Тараканов, Р.З. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным / Р.З. Тараканов, Н.В. Левый // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 176. – № 3.

98. Тихонов, И.Н. Паузы молчания перед сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны / И.Н. Тихонов // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 1. – С. 88-95.
99. Токарев, П.И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне / П.И. Токарев // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. – 1959. – Вып. 17. – С.156-182.
100. Токарев, П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны/ П.И. Токарев // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1970. – № 3. – С.15-30.
101. Туезов, И.К. О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии / И.К. Туезов, М.П. Красный, О.Н. Соловьев, Е.В. Кочергин // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1970. – № 1. – С. 90-93.
102. Уломов, В.И. О предвестнике сильного тектонического землетрясения / В.И. Уломов, Б.З. Мавашев // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 176, № 2. – С. 319-323.
103. Уломов, В.И. Предвестник Ташкентского землетрясения / В.И. Уломов, Б.З. Мавашев // ФАН УзССР. – 1971. – С.188-192.
104. Устройство для определения пористости и проницаемости образцов горных пород : пат. 2 342 646 С2 Рос. Федерация / Афиногенов Ю.А. ; заявитель и патентообладатель Федеральное государственное унитарное предприятие Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья ; заявл. 21.02.2007; опубл. 27.12.2008.
105. Уткин, В.И. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясения / В.И. Уткин, А.К. Юрков // Доклады РАН. – 1998. – Т. 358, № 5. – С. 675-680.
106. Уткин, В.И. Прогноз землетрясений. Есть ли выход из тупика? / В.И. Уткин, А.К. Юрков // Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей, 2009а. – С. 492-499.
107. Уткин, В.И. Радон как «детерминированный» индикатор природных и техногенных геодинамических процессов / В.И. Уткин, А.К. Юрков // ДАН. – 2009б. – Т. 426, №6. – С.816-820.
108. Уткин, В.И. Экспериментальные и теоретические исследования потока почвенного радона при изменении условий на границе земля-воздух / В.И. Уткин, А.К. Юрков, И.В. Ладовский, Д.Г. Рывкин // Сборник «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – 2006. – С. 386-391.
109. Федорова, А.Я. Вопросы определения проницаемости горных пород / А.Я. Федорова // Нефтегазовые технологии и новые материалы. Проблемы и решения. – 2016. – С. 311-316.
110. Федорченко, В.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис / В.И. Федорченко, А.И. Абдурахманов, Р.И. Родионова. – М.: Наука, 1989. – 239 с.

111. Федотов, С.А. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. Вулканизм и глубинное строение Земли / С.А. Федотов, А.И. Фарберов. – М.: Наука, 1966. – Т. III.
112. Фирстов, П.П. Динамика подпочвенного радона на Камчатке и сильные землетрясения / П.П. Фирстов, Е.О. Макаров. – Монография, 2018. – 148 с.
113. Фирстов, П.П. Особенности вариаций параметров поля подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском полигоне в пункте «Паратунка» (2011-2016 ГГ.) / П.П. Фирстов, Е.О. Макаров, И.П. Глухова // Сейсмические приборы. – 2017. – Т. 53, № 2. – С. 5-22.
114. Фирстов, П.П. Особенности динамики подпочвенных газов перед Жупановским землетрясением 30.01.2016 г. с  $M = 7.2$  (Камчатка) / П.П. Фирстов, Е.О. Макаров, И.П. Глухова // Доклады академии наук. – 2017. – Т. 472, № 4. – С. 462-465.
115. Фирстов, П.П. Особенности формирования предвестниковых аномалий землетрясений в подпочвенном радоне на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне / П.П. Фирстов, Е.О. Макаров // Труды пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 2015. – С. 300-306.
116. Фридман, Я.Б. Закономерности разрушения твердых тел применительно к задачам тектонофизики / Я.Б. Фридман // Проблемы тектонофизики. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 67-76.
117. Хашпер, А.Л. Исследование зависимости проницаемости горной породы от ее напряженно-деформированного состояния / А.Л. Хашпер, Т.Р. Аминев, А.И. Федоров, А.В. Жонин // Геологический вестник. – 2019. – № 1. – С. 133-140. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-1-10>
118. Челидзе, Т. Л. Перколяционная модель разрушения твердых тел и прогноз землетрясений / Т. Л. Челидзе // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 246, № 1. – С. 51-53.
119. Черник, Д.А. Обоснование измерения объемной активности радона в грунтовом воздухе при оценке радоноопасности территории / Д.А. Черник, В.К. Титов и др. // АНРИ. – 2001. – №4. – С. 29-33.
120. Шарапов, В.Н. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона / В.Н. Шарапов, И.Г. Симбирева, П.М. Бондаренко. – Новосибирск: Наука, 1984. – 199 с.
121. Юрков, А.К. Влияние площади наружной поверхности гранитного отсева на поглощение радона / А.К. Юрков, И.А. Козлова // АНРИ. – 2018. – №4 (95). – С. 62-65.
122. Юрков, А.К. Определение коэффициента диффузии и скорости адвекции радона в условиях мгновенного источника при диффузионно-адвективном переносе в горных породах / А.К. Юрков, С.В. Бирюлин, И.А. Козлова // АНРИ. – 2020. – № 1(100). – С. 54-60.

123. Юрков А.К. Отражение Курильских землетрясений 2006 года в радоновом и гидродинамических полях на острове Кунашир / А.К. Юрков, В.И. Уткин, А.В. Рыбин, Д.Ю. Демежко, Л.А. Муравьев, И.А. Козлова, Р.В. Жарков // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Материалы четвертых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, 2007. — С. 129–131.
124. Юрков, А.К. Сейсмическое событие 19.10.2015 года на Среднем Урале в поле объемной активности радона / А.К. Юрков, И.А. Козлова, С.В. Бирюлин // Материалы конференции «Девятые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича», 2017. – С. 480-483.
125. Albarello, D. Short-term earthquake prediction and preparation / D. Albarello. – DPC-INGV-S3 Project, Final report, 2013. – 31 pp.
126. Al-Hilal, M. Radon variation and microearthquakes in western Syria / M. Al-Hilal, M.R. Sbeinati, R. Darawcheh // Applied Radiation and Isotopes. – 1998. – Vol. 49, No. 1-2. – P. 117-123.
127. Allegri, L. Radon and tilt anomalies detected before the Irpinia (South Italy) earthquake of November 23, 1980 at great distances from the epicenter / L. Allegri, F. Bella, G. Della Monica, S. Ermini, S. Improta, V. Sgrigna, P.F. Biagi // Geophys. Res. Lett. – 1983. – No. 10. – P. 269-272. doi:10.1029/GL010i004p00269.
128. Anderson, O.L. Stress-corrosion theory of crack-propagation with applications to geophysics / O.L. Anderson, P.C. Grew // Reviews of Geophysics. – 1977. – Vol. 15, No. 1. P. 77-104.
129. Anderson, R.N. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab / R.N. Anderson, S.E. Belong, W.M. Schwaz // J. Geol. – 1978. – Vol. 86. – P. 731-739.
130. Atkinson, B.K. Stress corrosion and the rate-dependent tensile failure of a fine-grained quartz rock / B.K. Atkinson // Tectonophysics. – 1980. Vol. 65, No. 3–4. – P. 281-290.
131. Aumento, F. Radon in neotectonics and earthquake prediction / F. Aumento. – Modelação de sistemas geológicos: livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho, 2011.
132. Barsukov, V.L. Hydrochemical Precursors of Earthquakes / V.L. Barsukov, G.M. Varshal, A.B. Garanin, V.S. Serebrennikov // Earthquake Prediction, UNESCO, Paris, 1984. – P. 169-180.
133. Baykara, O. Measurements of radon and uranium concentration in water and soil samples from East Antolian active fault systems (Turkey) / O. Baykara, M. Dogru // Radiation Measurements. – 2006. – No. 41 (3). – P. 362-367.
134. Benina, A. Studio macrosismico e strutturale di due terremoti tettonici avvenuti sul versante meridionale dell'Etna / A. Benina, S. Imposa, S. Gresta, G. Patanè // Atti III convegno annuale del GNGTS, 1984. – P. 931-946.
135. Benioff, H. Earthquakes and Rock Creep. V. 1; Creep Characteristics of Rocks and the Origin of Aftershocs / H. Benioff // Bull. Seismol. Soc. America. – 1951. – Vol. 41, № 1. – P. 31-40.

136. Brady, B.T. Theory of Earthquake (4) / B.T. Brady // Pageoph. – 1976. – Vol. 114, № 6. – P. 1031-1041.
137. Brady, B.T. Theory of Earthquake (1) / B.T. Brady // Pageoph. – 1974. – Vol. 112, № 4. – P. 701-719.
138. Brady, B.T. Theory of Earthquake (2) / B.T. Brady // Pageoph. – 1975. – Vol. 113, № 1/2. – P. 149-158.
139. Bullen, K. E. On strain energy and strength in the earth's upper mantle / K. E. Bullen // Trans. Am. Geophys. Union. – 1953. – Vol. 34, № 1. – P. 107-116.
140. Calcara, M. Una nuova stazione di monitoraggio in continuo del  $^{222}\text{Rn}$  nell'aria dei Colli Albani: primi risultati / M. Calcara, F. Quattrocchi // Atti 12° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Roma, Italy, 1993. – P. 449-462.
141. Chang, W. Preliminary study on the application of hydrogeochemistry of earthquake prediction / W. Chang, Y.-Y. Lin // Contrib. Pap. Intern. Symp. on earthquake prediction. UNESCO: Conf. 801. Col. 14/111-8, Paris, 2-6 Apr, 1979. – Paris, 1979. – P. 1-14.
142. Dubinchuk, V. T. Radon as a precursor of earthquakes / V. T. Dubinchuk // Isotopic geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruption: Proceedings of an Advisory Group Meeting held in Vienna, Vienna, 9-12 Sept. 1991. – Vienna, 1991. – P. 6-22.
143. Erees, F.S. Radon concentrations in thermal waters related to seismic events along faults in the Denizli Basin, Western Turkey / F.S. Erees, S. Aytas, M.M. Sac, G. Yener, M. Salk // Radiation Measurements. – 2007. – No. 42. – P. 80-86.
144. Etiope, G. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview / G. Etiope, G. Martinelli // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2002. – Vol. 129, No. 3–4. – P. 185-204.
145. Feng, P. Effects of strain rate on the mechanical and fracturing behaviors of rock-like specimens containing two unparallel fissures under uniaxial compression / P. Feng, F. Dai, Y. Liu, N. Xu, T. Zhao // Soil dynamics and earthquake engineering. – 2018. – P. 195-211. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.03.026>
146. Fengming, Z. Prediction of the Haicheng earthquake and measures taken for disaster prevention / Z. Fengming, W. Ge // Seismological Bureau Liaoning Province, Liaoning, China, 1975. – 18 pp.
147. Favara, R. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily) / R. Favara, F. Grassa, S. Inguaggiato, M. Valenza // Applied Geochemistry. – 2001. – Vol. 16, No. 1. – P. 1-17.
148. Flugge, S. Die bestimmung von korngrößen und von diffusionskonstanten aus dem emaniervermögen (die theorie der emaniermethode) / S. Flugge, K.E. Zimens // Z. phys. chem. B42. – 1939. – P. 179-220.

149. Friedmann, H. Anomalies in the radon content of spring water as earthquake precursor phenomena / H. Friedmann // *Earthquake Predict. Res.* – 1985. – No. 3. – P. 179-189.
150. Friedmann, H. Radon measurements for earthquake prediction along the North Anatolian Fault Zone: a progress report / H. Friedmann, K. Aric, R. Gutdeutsch, C.Y. King, C. Altay, H. Sav // *Tectonophysics.* – 1988. – No. 152 (3–4). – P. 209-214.
151. Friedmann, H. Selected problems in Radon measurement for earthquake prediction Proceedings of the Second workshop on Radon Monitoring in Radioprotection, Environmental and/or Earth Science / H. Friedmann // *World Scientific.* – 1991. – P. 307-316.
152. Fu, S. Soil liquefaction during Haicheng and Tangshan earthquakes in China: a review / S. Fu, F. Tatsuoka // *Soils and Foundations.* – 1984. – P. 11-29.
153. Garavaglia, M Radon and tilt measurements in a seismic area: temperature effects / M. Garavaglia, G. Dal Moro, M. Zadro // *Phys. Chem. Earth.* – 2000. – No. 25. – P. 233-237.
154. Garavaglia, M. Radon monitoring in a cave of North-Eastern Italy / M. Garavaglia, C. Braitemberg, M. Zadro // *Phys. Chem. Earth.* – 1998. – No. 23. – P. 949-952.
155. Gauthier, P.-J.  $^{210}\text{Pb}$  -  $^{226}\text{Ra}$  radioactive disequilibria in recent lavas and radon degassing: inferences on the magma chamber dynamics at Stromboli and Merapi volcanoes / P.-J. Gauthier, M. Condomines // *Earth and Planetary Science Letter.* – 1999. – Vol. 172. – P. 111-126.
156. Ghosh, D. Anomalous radon emission as precursor of earthquake / D. Ghosh, A. Deb, R. Sengupta // *Journal of Applied Geophysics.* – 2009. – No. 69. – P. 67-81.
157. Giammanco, S. Comparison between different methodologies for detecting Radon in soil along an active fault: the case of the Pernicana fault system, Mt. Etna(Italy) / S. Giammanco, G. Immè, G. Mangano, D. Morelli, M. Neri // *Applied radiation and Isotopes.* – 2009. – No. 67. – P. 178-185.
158. Giuliani, G.G. Radon observations by gamma detectors PM-4 and PM-2 during the seismic period (January-April 2009) in L'Aquila Basin / G.G. Giuliani, R. Giuliani, G. Totani, G. Eusani, F. Totani // *Abstr. AGU Fall Meeting, December 14–18, 2009.* – San-Francisco, 2009. – Vol. 1. – P. 3.
159. Gregoric, A. Radon concentration in the thermal water as an indicator of seismic activity / A. Gregoric, B. Zmazek, J. Vaupotic // *Coll. Antropol.* – 2008. – No. 32. – P. 95-98.
160. Hartmann, J. Hydrogeological and gasgeochemical earthquake precursors: a review for application / J. Hartmann, J.K. Levy // *Nat. Hazards.* – 2005. – No. 34. – P. 279-304.
161. Hatuda, Z. Radon content and its change in soil air near the ground surface / Z. Hatuda // *Mem. Col. Sci. Univ. Kyoto.* – 1953. – Ser. B, Vol. 20. – P. 285-306.
162. Hauksson, E. Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis / E. Hauksson // *Journal of geophysical research.* – 1981. – Vol. 86. – 9397-9410.

163. Hauksson, E. Radon earthquake precursor studies in Iceland / E. Hauksson, J.G. Goddard // *J. Geophys. Res.* – 1981. – Vol.86, No. B8. – 7037-7054.
164. Heinicke, J. Anomalous fluid emission of a deep borehole in a seismically active area of Northern Apennines (Italy) / J. Heinicke, F. Italiano, U. Koch, G. Martinelli, L. Telesca // *Applied Geochemistry.* – 2010. – Vol. 25, No. 4. – P. 555-571.
165. Hilde, T.W., Mesozoic seafloor spreading in the North Pacific / T.W. Hilde, N. Isezaki, J.M. Wogeman // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin.* Wash. (D.C). – 1976. – P. 205-228.
166. Hirotaka, U. Anomalously high radon discharge from the Atotsugawa fault prior to the western Nagano Prefecture earthquake (m 6.8) of September 14, 1984 / U. Hirotaka, H. Moriuchi, Y. Takemura, H. Tsuchida, I. Fujii, M. Nakamura // *Tectonophys.* – 1988. – No. 152. – P. 147-152.
167. Igarashi, G. Groundwater radon anomalies associated with earthquakes / G. Igarashi, H. Wakita // *Tectonophys.* – 1990. – No. 180. – P. 237-254.
168. Igarashi, G. Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan / G. Igarashi, S. Saeki, N. Takahata, K. Sumikawa, S. Tasaka, Y. Sasaki, M. Takahashi, Y. Sano // *Science.* – 1995. – Vol. 269. – P. 60-61.
169. Imamura, G. Report on the observed variation of the Tochiomata hot spring immediately before the Nagano earthquake of July 15, 1947 / G. Imamura // *Kagaku.* – 1947. – No. 11. – P. 16-17.
170. Immè, G. Gas Radon emission related to geodynamic activity of Mt. Etna / G. Immè, S. La Delfa, S. Lo Nigro, D. Morelli, G. Patanè // *Annals of Geophysics.* – 2005. Vol. 48. No. 1. – P. 65-70.
171. Immè, G. Radon as earthquake precursor / G. Immè, D. Morelli // *Radon as earthquake precursor, earthquake research and analysis - statistical studies, observations and planning*, dr. D'Amico S. (Ed.). – 2012. – P. 143-160.
172. Immè, G. Soil Radon concentration and volcanic activity of Mt. Etna before and after the 2002 eruption / G. Immè, S. La Delfa, S. Lo Nigro, D. Morelli, G. Patanè // *Radiation Measurements.* – 2006a. – Vol. 41. – P. 241-245.
173. Immè, G. Soil Radon monitoring in NE flank of Mt. Etna (Sicily) / G. Immè, S. La Delfa, S. Lo Nigro, D. Morelli, G. Patanè // *Applied Radiation and Isotopes.* – 2006b. – Vol. 64. – P. 624-629.
174. Inceoz, M. Measurements of soil gas radon in active fault systems: a case study along the North and East Anatolian fault systems in Turkey / M. Inceoz, O. Baykara, E. Aksoy, M. Dogru // *Radiation Measurements.* – 2006. – No. 41 (3). – P. 349-353.
175. Ishimori, Y. Measurement and calculation of radon releases from NORM residues / Y. Ishimori, K. Lange, P. Martin, Y.S. Mayya, M. Phaneuf // *International atomic energy agency, Vienna, 2013. Technical reports series.* – 2013. – No. 474. – 85 pp.

176. Kasahara, K. Migration of crustal deformation / K. Kasahara // *Tectonophysics*. – 1979. Vol. 52, № 1-4. – P. 329-341.
177. Kasahara, K. Focal processes and various approaches to their mechanism / K. Kasahara // *Publ. Dominion Obs. Ottawa*. – 1969. – Vol. 37, № 7. – P. 71.
178. Kawada, Y. Time-scale invariant changes in atmospheric radon concentration and crustal strain prior to a large earthquake / Y. Kawada, H. Nagahama, Y. Omori, Y. Yasuoka, T. Ishikawa, S. Tokonami, M. Shinogi // *Nonlinear Processes Geophys.* – 2007. – No. 14. – P. 123-130.
179. Kim, S. Analysis of crustal deformation on the Korea Peninsula after the 2011 Tohoku Earthquake / S. Kim, T. Bae // *Korean J. Geomat.* – 2012. – No. 30. – P. 87-96.
180. King, C. Y. Spatial radon anomalies on active faults in California / C. Y. King, B. S. King, W. S. Evans, W. Zhang // *Applied Geochemistry*. – 1996. – Vol. 11. – P. 497-510.
181. King, C.Y. A comparison of soil-gas radon and crustal strain data / C.Y. King, L.E. Slater // *Earthquake Notes*. – 1978. – No. 49. – 44 pp.
182. King, C.Y. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan / C.Y. King, S. Azuma, G. Igarashi, M. Ohno, H. Saito, H. Wakita // *Journal of Geophysical Research*. 1999. – Vol. 104, B6. – P. 13073–13082.
183. King, C.Y. Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San-Andreas fault, California / C.Y. King // *Pure and Applied Geophysics*. – 1984. – Vol. 122, No. 2–4. – P. 340-352.
184. King, C.Y. Radon emanation on San Andreas Fault / C.Y. King // *Nature*. – 1978. – Vol. 271, No. 5645. – P. 516-519.
185. King, C.Y. Radon monitoring for earthquake prediction in China / C.Y. King // *Earthquake Prediction Research*. – 1985. – Vol. 3, No. 1. – P. 47-68.
186. Kissin, I.G. Main features of hydrogeodynamic earthquake precursors / I.G. Kissin, A.O. Grinevsky // *Tectonophysics*. – 1990. – No. 178. – P. 277-286.
187. Komurlu, E. Loading rate conditions and specimen size effect on strength and deformability of rock materials under uniaxial compression / E. Komurlu // *International journal of geo-engineering*. – 2018. – P. 9-17. <https://doi.org/10.1186/s40703-018-0085-z>
188. Kotrappa, P. Electrod ion chamber system for measurement of environmental radon and environmental gamma radiation / P. Kotrappa, T. Brubaker, J.C. Dempsey, L.R. Stieff // *Radiat. Prot. Dosim.* – 1992. – No. 45. – P. 107-110.
189. Kovesligethy, S.L. Hysteresis Seismique / S.L. Kovesligethy // *Math. und Naturwiss. Ber. Ungarn*. – 1908. – No. 3. – P. 212-223.
190. Kuo, T. Anomalous decrease in groundwater radon before the Taiwan M6.8 Chengkung earthquake / T. Kuo, K. Fan, H. Kuo Chen, Y. Han, H. Chu, Y. Lee // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2006. – Vol. 88, No. 1. – P. 101-106.

191. Kuo, T. Application of recurrent radon precursors for forecasting large earthquakes ( $M_w > 6.0$ ) near Antung, Taiwan / T. Kuo, C. Su, C. Chang, C. Lin, W. Cheng, H. Liang, C. Lewis, C. Chiang // *Radiation Measurements*. – 2010. – Vol. 45, No. 9. – P. 1049-1054.
192. La Delfa, S. Radon measurements in the SE and NE flank of Mt. Etna (Italy) / S. La Delfa, G. Immè, S. Lo Nigro, D. Morelli, G. Patanè, F. Vizzini // *Radiation Measurements*. – 2007. – Vol. 42. – P. 1404-1408.
193. La Delfa, S. Soil Radon concentration and effective stress variation at Mt Etna (Sicily) in the period January 2003-April 2005 / S. La Delfa, I. Agostino, D. Morelli, G. Patanè // *Radiation Measurements*. – 2008. – No. 43. – P. 1299-1304.
194. Lay, T. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics / T. Lay, Q. Williams, E.J. Garnero // *Nature*. – 1998. – Vol. 392. – P. 461-468.
195. Lee, S. Groundwater responses to the 2011 Tohoku Earthquake on Jeju Island, Korea / S. Lee, K. Ha, S. Hamm, K. Ko // *Hydrol. Process*. – 2013. – No. 27. – P. 1147-1157.
196. Logan, J.M. Creep, stable-sliding and premonitory slip / J.M. Logan // *Proc. of conf. 2 experimental studies of rock friction with application to earthquake prediction*. Menlo Part. California. – 1977. – P. 205-217.
197. Lomnitz, C. Fundamentals of earthquake prediction / C. Lomnitz. – John Wiley & Sons, New York, 1994. – P. 326.
198. Malik, A. Strain rate effect on the mechanical behavior of basalt: observations from static and dynamic tests / A. Malik, T. Chakraborty, S. Rao // *Thin-walled structures*. – 2018. – P. 127-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tws.2017.10.014>
199. Martinelli, G. Database of time series relative to hydrogeochemical and radon observations / G. Martinelli, A. Riggio, A. Dadomo, F. Italiano, R. Petrini, L. Pierotti, M. Santulin, F. Slejko, A. Tamaro // *D1.2 DPC-INGV-S3 Project, Short term earthquake prediction and preparation*. – 2013. – 22 pp.
200. Martinelli, G. Fluidodynamical and chemical features of radon 222 related to total gases: implications on earthquakes prediction topics / G. Martinelli // *IAEA-TECDOC-726 Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions Proceedings of an Advisory Group Meeting held in Vienna, 9-12 September, 1991*. – 1992. – P. 48-62.
201. Martinelli, G. Geochimica dei precursori sismici con particolare riferimento al Radon: esperienze nella Regione Emilia-Romagna / G. Martinelli // *Atti 6° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Roma, Italy*. – 1987. – P. 63-71.
202. Martinelli, G. Radon emission from mud vulcanoes in Northern Italy: possible connection with local seismicity / G. Martinelli D. Albarello, M. Mucciarelli // *Geophys. Res. Lett.* – 1995. – No. 22. P. – 1989-1992.

203. Meng, Q. Acoustic emission characteristics of red sandstone specimens under uniaxial cyclic loading and unloading compression / Q. Meng, M. Zhang, L. Han, H. Pu, Y. Chen // *Rock mechanics and rock engineering*. – 2018. – P. 969-988. <https://doi.org/10.1007/s00603-017-1389-6>
204. Mizome, M. Earthquake prediction from microearthquake observation in the Vicinity of Wakayma City, northwestern part of the Kii Peninsula, central Japan / M. Mizome, M. Nakamura, J. Ishiketa, N. Seto // *J. Phus. Earthq.* – 1978. – Vol. 26, № 4. – P. 397-408.
205. Mogro-Campero, A. (1980). Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes / A. Mogro-Campero, R.L. Fleischer, R.S. Likes // *Journal of Geophysical Research*. – 1980. – Vol. 85, No. NB6. – P. 3053-3057.
206. Mogy, K. Active periods in the world's chief seismic belts / K. Mogy // *Tectonophysics*. – 1974. – Vol. 22. – P. 265-272.
207. Morelli, D. Evidence of soil Radon as tracer of magma uprising at Mt. Etna / D. Morelli, G. Immè, S. La Delfa, S. Lo Nigro, G. Patanè // *Radiation Measurements*. – 2006. – Vol. 41. – P. 721-725.
208. Morelli, D. Radionuclide measurements, via different methodologies, as tool for geophysical studies on Mt. Etna / D. Morelli, G. Immè, I. Altamore, S. Cammisa, S. Giammanco, S. La Delfa, G. Mangano, M. Neri, G. Patanè // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*. – 2011. DOI NIMA 10.1016/j.nima.2011.01.172
209. Nishizawa, S. Radon, Cl- and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, Central Japan / S. Nishizawa, G. Igarashi, Y.E. Sano, S. Tasaka, Y. Sasaki // *Appl. Geochem.* – 1998. – No. 13. – P. 89-94.
210. Nur, A. Nonuniform friction as a physical basis for earthquake mechanics: a review / A. Nur // *Proc. of. conf. 2 experimental studies of rock friction with application to earthquake prediction. Menlo Part. California*. – 1977. – P. 241-254.
211. Oh, Y. A radon-thoron isotope pair as a reliable earthquake precursor / Y. Oh, G. Kim // *Sci. Rep.* – 2015. – No. 5, 13084. doi: 10.1038/srep13084.
212. Okabe, S. Time variation of the atmospheric radon content near the ground surface with relation to some geophysical phenomena / S. Okabe // *Mem. College Sci., Univ. Kyoto*. – 1956. – Series A, No. 28. – P. 99-115.
213. Okumura, K. Kobe earthquake of January 17, 1995 and studies on active faulting in Japan / K. Okumura // *Extended Abstracts, 11th Course: Active Faulting Studies for Seismic Hazard Assessment, International School Solid Earth Geophysics, Erice, Italy, 1995*.
214. Omori, Y. Anomalous radon emanation linked to preseismic electromagnetic phenomena / Y. Omori, Y. Yasuoka, H. Nagahama, Y. Kawada, T. Ishikawa, S. Tokonami, M. Shinogi // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2007. – No. 7. – P. 629-635.

215. Ondoh, T. Investigation of precursore phenomena in the ionosphere, atmosphere and groundwater before large earthquakes of  $M > 6.5$  / T. Ondoh // *Adv. Space Res.* – 2009. – No. 43. – P. 214-223.
216. Ouzonouv, D. Atmosphere-ionosphere response to the M9 Tohoku earthquake revealed by multi-instrument space-borne and ground observations: preliminary results / D. Ouzonouv, S. Pulinets, A. Romanov, K. Tsybulya, D. Davidenko, M. Kafatos, P. Taylor // *Earthquake Science.* – 2011. – No. 24. P. 557-564.
217. Pagliuca, N.M. Il Museo Geofisico di Rocca di Papa: tra divulgazione e ricerca scientifica / N.M. Pagliuca, C. Gasparini, D. Pietrangeli // *Ann. Univ. Ferrara, Museologia Sci. Nat.* – 2007. – No. 3. – P. 21-29.
218. Papastefanou, C. Measuring radon in soil gas and groundwaters: a review / C. Papastefanou // *Ann. Geophys.* – 2007. – No. 50. – P. 569-578.
219. Patanè, G. Source parameters of seismic events at Mount Etna Volcano, Italy, during the outburst of the 1991-1993 eruption / G. Patanè, G. Coco, M. Corrao, S. Imposa, A. Montalto // *Phys. earth and Planet. Inter.* – 1995. – No. 89. – P. 149-162.
220. Planinić, J. Temporal variations of radon in soil related to earthquakes / J. Planinić, V. Radolić, Ž. Lazanin // *Applied Radiation and Isotopes.* – 2001. – Vol. 55, No. 2. – P. 267–272.
221. Pulinets, S. Ionospheric precursor of earthquakes / S. Pulinets, K. Boyarchuk // Springer, Berlin, Germany. – 2004. – 315 pp.
222. Pulinets, S.A. Irpinia earthquake 23 November 1980: lesson from Nature revealed by joint data analysis / S.A. Pulinets, P. Biagi, V. Tramutoli, A.D. Legen'ka, V.Kh. Depuev // *Ann. Geophys.* – 2007. – No. 50. – P. 61-78.
223. Pulinets, S.A. Radon and metallic aerosols emanation before strong earthquakes and their role in atmosphere and ionosphere modification / S.A. Pulinets, V.A. Alekseev, A.D. Legen'ka, V.V. Khegai // *Adv. Space Res.* – 1997. – No. 20. – P. 2173-2176.
224. Ramola, R.C. Relation between spring water radon anomalies and seismic activity in Garhwal Himalaya / R.C. Ramola // *Acta Geophysica.* – 2010. – Vol. 58, No. 5. – P. 814-827.
225. Ramola, R.C. Soil-gas radon as seismotectonic indicator in Garhwal Himalaya / R.C. Ramola, Y. Prasad, G. Prasad, S. Kumar, V.M. Choubey // *Applied Radiation and Isotopes.* – 2008. – Vol. 66, No. 10. – P. 1523-1530.
226. Ramola, R.C. The correlation between radon anomalies and magnitude of earthquakes / R.C. Ramola, S. Sing, H.S. Virk // *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* – 1988. – Vol. 15. – P. 689-692.
227. Ramola, R.C. The use of radon as an earthquake precursor / R.C. Ramola, M. Singh, A.S. Sandhu, S. Singh, H.S. Virk // *Nuclear Geophysics.* – 1990. – Vol. 4, No. 2. – P. 275-287.

228. Ramos, A.F. Radon measurements for earthquake monitoring along the Valley fault system / A.F. Ramos, M.K. Castillo, A. Riggio, M.C. Arpa // Dept. Sci. Technol., Philippine Nucl. Res. Inst., Quezon City, Philippines, Report. – 2012. – 18 pp.
229. Rastogi, B.K. Seismicity near Bhatsa reservoir, Maharashtra, India / B.K. Rastogi, R.K. Chadha, I.P. Raju // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1986. – No. 44 (2). – P. 179-199.
230. Reddy, D.V. Groundwater electrical conductivity and soil radon gas monitoring for earthquake precursory studies in Koyna, India / D.V. Reddy, P. Nagabhushanam // Applied Geochemistry. – 2011. – Vol. 26, No. 5. – P. 731-737.
231. Reid, H. F. The California Earthquake of April 18 1906 / H. F. Reid // The Mechanics of the Earthquake. The Carnegie Inst. Washington. – 1910. – Vol. 2.
232. Riggio, A. Misure di radon in Friuli e confronto con la sismicità / A. Riggio, S. Sancin, G.F. Gentile, P. Zennaro, R. Belletti // Atti 18° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Roma, Italy. – 1999.
233. Riggio, A. Precursors: analysis of the periods preceding the recent earthquakes and problems related to interpretation // A. Riggio, M. Santulin // Atti 31° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Potenza, Italy. – 2012. – P. 356-363.
234. Riggio, A. Radon e sismicità in Italia nord orientale / A. Riggio, S. Sancin, M. Santulin, A. Popit, J. Vaupotic, B. Zmazek // Riassunti Estesi 22° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Roma, Italy. – 2003. – P.171-172.
235. Riggio, A. Radon measurements in Friuli (N.E. Italy) and earthquakes: first results / A. Riggio, S. Sancin // Boll. Geof. Teor. Appl. – 2005. – No. 46. – P. 47-58.
236. Rikitake, T. Earthquake prediction developments in solid earth / T. Rikitake // Geophysics. – 1976. – Vol. 9. – 357 pp.
237. Sabol, J. Introduction to radiation protection dosimetry / J. Sabol, P.S. Weng // World Scientific. – 1995.
238. Santulin, M. Different acquisition methodologies in the geochemical monitoring and seismological parameters / M. Santulin, A. Riggio, F. Italiano, H. Friedman, J. Vaupotic // Riassunti Estesi 24° Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica Terra Solida, Roma, Italy. – 2005. – P. 145-146.
239. Scholz, C.H. Earthquake prediction: a physical basis / C.H. Scholz, L.R. Sykes, Y.P. Aggarwal // Sci. – 1973. – No. 181. – P. 803-810.
240. Semkow, T.M. Fractal model of radon emanation from solids / T.M. Semkow // Phys. rev. lett. 66 23. – 1991. – P. 3012-3015.
241. Shiratoi, K. The variation of radon activity of hot spring / K. Shiratoi // Tohoku Imperial Univ., Scientific Report. – 1927. – Series 3, No. 16. – P. 1725-1730.

242. Siebert, L. *Volcanoes of the World* / L. Siebert, T. Simkin, P. Kimberly // Smithsonian institution, University of California Press. – 2010. – 551 pp.
243. Simkin, T. *Volcanoes of the World* / T. Simkin, L. Siebert // Geosciences Press, Inc. Tusson. Arizona. – 1994. – 349 pp.
244. Singh, M. Radon anomalies: correlation with seismic activities in northern India / M. Singh, R.C. Ramola, B. Singh, S. Singh, H.S. Virk // *Proceedings of the Second workshop on Radon Monitoring in Radioprotection, Environmental and/or Earth Science*. World Scientific. – 1991. – P. 354-375.
245. Singh, M. Radon in ground water related to seismic events / M. Singh, M. Kumar, R.K. Jain, R.P. Chatrath // *Radiation Measurements*. – 1999. – Vol. 30, No. 4. – P. 465-469.
246. Stuart, W. D. Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors / W.D. Stuart // *Geophys. Res. Lett.* – 1974. – Vol. 2, No. 6. – P. 261.
247. Tanner, A.B. Meteorological influence on radon concentration in drill holes / A.B. Tanner // *Mining Engineering*. – 1959. – Vol. 11. – P. 706-708.
248. Tanner, A.B. Radon migration in the ground: a review / A.B. Tanner // *The natural radiation environment*, University of Chicago press. Chicago, IL. – 1964.
249. Tanner, A.B. Radon migration in the ground: a supplementary review / A.B. Tanner // *The natural radiation environment*. In Lowder, W.M. (Ed.). *symposium proc.* Houston, Texas, April 10-13, 1963. University of Chicago Press. Chicago, 1964. – Vol. III. – P. 161-190.
250. Teng, T. Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the Greater Palmdale Bulge area / T. Teng, L. Sun, J.K. McRaney // *Geophys. Res. Lett.* – 1981. – No. 8. – P. 441-444.
251. Teng, T. Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor / T. Teng // *Journ. Geophys. Res.* – 1980. – Vol. 6, № 85. – P. 3089-3099.
252. Thomas, D. Geochemical precursors to seismic activity / D. Thomas // *Pure and Applied Geophysics*. – 1988. – Vol. 126, No. 2. – P. 241-266.
253. Torkar, D. Application of artificial neural networks in simulating radon levels in soil gas / D. Torkar, B. Zmazek, J. Vaupotic, I. Kobal // *Chem. Geol.* – 2010. – No. 270. – P. 1-8. doi:10.1016/J.chemgeo.2009.09.017.
254. Toutain, J.P. Gas geochemistry and seismotectonics: a review / J.P. Toutain, J.C. Baubron // *Tectonophys.* – 1999. – No. 304. – P. 1-27.
255. Varhegyi, A. Experimental study of radon transport in water as test for a transportation microbubble model / A. Varhegyi, J. Gakl, M. Monnin, J.P. Morin, J.L. Seidel // *J. Appl. Geophys.* – 1992. – No. 29. – P. 37-46.

256. Vaupotič, J. A radon anomaly in soil gas at Cazzaso, NE Italy, as a precursor of an ML = 5.1 earthquake / J. Vaupotič, A. Riggio, M. Santulin, B. Zmazek, I. Kobal // *Nukleonika*. – 2010. – No. 55. – P. 507-511.
257. Virk, H.S. Helium/radon precursory signals of Chamoli earthquake, India / H.S. Virk, V. Walia // *Radiat. Meas.* – 2001. – Vol. 34. – P. 379-384.
258. Virk, H.S. Radon recording of Uttarkashi earthquakes / H.S. Virk, B. Singh // *Geophysical. Research Letters*. – 1994. – Vol.21, No. 8. – P.737-740.
259. Wakita, H. Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake / H. Wakita, Y. Nakamura, K. Notsu, M. Noguchi, T. Asada // *Sci.* – 1980. – No. 207. – P. 882-883.
260. Walia, V. Continuous temporal soil-gas composition variations for earthquake precursory studies along Hsincheng and Hsinhua faults in Taiwan / V. Walia, S.J. Lin, W.L. Hong, C.C. Fu, T.F. Yang, K.L. Wen, C.H. Chen // *Radiation Measurements*. – 2009a. – Vol. 44, No. 9–10. – P. 934-939.
261. Walia, V. Geochemical variation of soil-gas composition for fault trace and earthquake precursory studies along the Hsincheng fault in NW Taiwan / V. Walia, T.F. Yang, W.L. Hong, S.J. Lin, C.C. Fu, K.L. Wen, C.H. Chen // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2009b. – Vol. 67, No. 10. – P. 1855-1863.
262. Wang, K. Predicting the 1975 Haicheng earthquake / K. Wang, Q.-F. Chen, S. Sun, A. Wang // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2006. – No. 96. – P. 757-795. doi:10.1785/0120050191.
263. Wattananikorn, K. Soil gas radon as an earthquake precursor: some considerations on data improvement / K. Wattananikorn, M. Kanaree, S. Wiboolsake // *Radiation Measurements*. – 1998. – Vol. 29, № 6. – P.593-598.
264. Watts, A.W. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kurile Island arc-trench system / A.W. Watts, M.G. Kogan, J.H. Bodine. – Geological Society of America. Wash. (D.C.), 1978.
265. Yalim, H.A. Measurements of radon concentrations in well waters near the Aksehir fault zone in Afyonkarahisar, Turkey / H.A. Yalim, A. Sandikcioglu, R. Unal, O. Orhun // *Radiation Measurements*. – 2007. – No. 42. – P. 505-508.
266. Zhang, G. On the procedure of earthquake prediction, in on continental seismicity and Earthquake Prediction / G. Zhang, Z. Ma, D. Liu, Z. Fu // Seismological Press, Beijing. – 1984. – P. 844.
267. Ziegler, J.F. The stopping and range of ions in solids / J.F. Ziegler, J.P. Biersack, U. Littmark. – Pergamon press, New York, 1985.
268. Zmazek, B. Geochemical monitoring of thermal waters in Slovenia: relationships to seismic activity / B. Zmazek, F. Italiano, M. Živčić, J. Vaupotič, I. Kobal, G. Martinelli // *Applied Radiation and Isotopes*. – 2002a. – Vol. 57, No. 6. – P. 919-930.

269. Zmazek, B. Radon in a thermal spring: Identification of anomalies related to seismic activity / B. Zmazek, L. Todorovski, M. Živčić, S. Džeroski, J. Vaupotič, I. Kobal // Applied Radiation and Isotopes. – 2006. – Vol. 64, No. 6. – P. 725-734.

270. Zmazek, B. Radon in soil gas: how to identify anomalies caused by earthquakes / B. Zmazek, M. Živčić, L. Todorovski, S. Džeroski, J. Vaupotič, I. Kobal // Appl. Geochem. – 2005. – No. 20. – P. 1106-1119.

271. Zmazek, B. Soil radon monitoring in the Krško Basin, Slovenia / B. Zmazek, M. Živčić, J. Vaupotič, M. Bidovec, M. Poljak, I. Kobal // Applied Radiation and Isotopes. – 2002b. – Vol. 56, No. 4. – P. 649-657.