

**Н.Н. Неведрова, А.М. Санчаа, А.Е. Шалагинов,  
П.В. Пономарев, М.Г. Рохина**

## **ХАРАКТЕРИСТИКА АКТИВНОСТИ РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ С КОНТРОЛИРУЕМЫМИ ИСТОЧНИКАМИ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)\***

Методы геоэлектрики с контролируемыми источниками (нестационарные электромагнитные зондирования, вертикальные электрические зондирования, электротомография) используются при проведении мониторинга электрофизических параметров геологического массива, находящегося под воздействием природных и техногенных геодинамических процессов. Основной целью таких работ является прогнозирование опасных природных явлений, оползней, горных ударов, суффозиозно-просадочных процессов в шахтах, открытых выработках, расположенных в сейсмоактивных районах, либо подверженных сильным техногенным воздействиям. Разломные трещиноватые зоны, имеющиеся в осадочных отложениях и фундаменте геологического массива могут являться сейсмогенерирующими, поэтому определение их активности является актуальной задачей. Для анализа данных электромагнитного мониторинга рассмотрены два электрофизических параметра – удельное электрическое сопротивление и коэффициент электрической анизотропии. Оценки вариаций этих параметров и сопоставление их интенсивности с элементами разломной тектоники дает возможность оценить степень активности выявленных разломных нарушений. Использование двух параметров увеличивает информативность исследования.

*Ключевые слова:* нестационарное электромагнитное зондирование, вертикальное электрическое зондирование, электротомография, электромагнитный мониторинг, вариации удельного электрического сопротивления, коэффициент электрической анизотропии, активность разломных нарушений.

---

### **Введение**

**Г**еофизические характеристики разломных структур являются важными для целого ряда научных направлений, таких как неотектоника, геоморфология, сейсмология, мониторинг опасных геологических процессов в зонах разработки месторождений полезных ископаемых и сейсмоактивных регионах, где разломы фактически определяют строение. По современной геологической концепции разлом – это не только некоторая

дизъюнктивная граница, корректнее употреблять термин – «разломная зона» или «область динамического влияния разлома». Специалистами-геологами эта область определяется в основном по поверхностным геоморфологическим и тектонофизическим признакам с учетом сейсмологических данных, в частности рассматривается приуроченность к зоне разлома эпицентров землетрясений. Ширина разломных зон может колебаться от сантиметров до многих километров и выражается в

---

\* Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15–35–20614 мол\_а\_вед.

развитии областей хрупкого разрушения либо в более сложных структурно-вещественных преобразованиях [18]. Например, по комплексу данных геолого-геофизических методов размеры зон генеральных разломов Приольхонья достигают сотен метров [22].

В терминах геоэлектрики разломную зону также можно характеризовать определенными размерами в трехмерном пространстве с электрофизическими параметрами отличными от параметров вмещающей среды. Можно отметить, что чаще всего для этих зон наблюдается понижение значений удельного электрического сопротивления (УЭС), хотя нельзя исключить вариант его повышения. Кроме того, разломные зоны могут отличаться от соседних участков среды по своим анизотропным электрическим свойствам, что подтверждается теоретическими расчетами и целым рядом полевых экспериментов. При этом наиболее вероятную причину анизотропии геологического массива связывают с развитием трещиноватости в верхней части земной коры под воздействием различных происходящих геодинамических процессов. Геологический массив с закономерно ориентированными трещинами соответствует одноосной анизотропной среде, которая характеризуется тензором электропроводности с компонентами  $\sigma_n$  и  $\sigma_t$  поперек и вдоль трещин и коэффициентом анизотропии  $\lambda = \sigma_n/\sigma_t$  ([4], [6]).

В настоящее время электромагнитные методы с контролируемым источником достаточно широко используются для мониторинга электрофизических характеристик геологического массива горных пород, который подвержен влиянию природных и техногенных геодинамических процессов. К опасным явлениям могут быть отнесены землетрясения, обвалы оползни, горные удары, карстовые процессы, как в зонах разработки месторожде-

ний полезных ископаемых, так и на территориях жилой и промышленной инфраструктуры. Для целей прогнозирования деструктивных процессов важно выявление и прослеживание изменений геофизических параметров активизированных разломных зон.

Поэтому актуальной является задача определения активности разломных структур, точнее критериев их активности. Этот вопрос обсуждается достаточно давно. Разные авторы предлагают классификации разломов по степени активности, учитывающие геолого-геоморфологические аспекты [20], комплекс сейсмологических данных [19]. Многие исследователи ограничиваются дешифрированием аэрофотоснимков и спутниковой съемки [2], обработкой GPS-наблюдений [1]. Существует также подход, предложенный С.И. Шерманом и развиваемый О.В. Луниной с коллегами, который заключается в создании базы данных для оценки активности разломов [23], [11], при этом учитывается достаточно широкий спектр прямых и косвенных признаков, включая геодезические и инженерно-геологические. Но во всех указанных работах геофизические данные учитываются недостаточно, хотя именно они позволяют ввести наиболее точные количественные критерии.

Для этой статьи привлечены данные регулярных электромагнитных наблюдений с контролируемым источником на постоянном и переменном токе, выполненных в сейсмоопасном районе Горного Алтая, на основе которых можно оценить активность разломных структур. Наблюдения за вариациями электрофизических параметров (электромагнитный мониторинг) осуществляются в течении 10 лет на трех участках эпицентральной области разрушительного Чуйского землетрясения 2003 г. ( $M = 7,3$ ), которое произошло в ближнем горном обрамлении Чуйской впадины Горного Алтая

и по сейсмологическим наблюдениям сопровождается продолжительным афтершоковым процессом [9]. В результате этого события образовалась протяженная зона магистрального разрыва, которая проявилась на поверхности многочисленными первичными сейсморазрывами и вторичными сейсмогенными деформациями как в ближайшем горном обрамлении Чуйской и Курайской впадин, так и непосредственно на их территории [3]. По данным электромагнитных методов показано, что в результате сильного сейсмического воздействия был активизирован целый ряд внутривпадинных разломных структур.

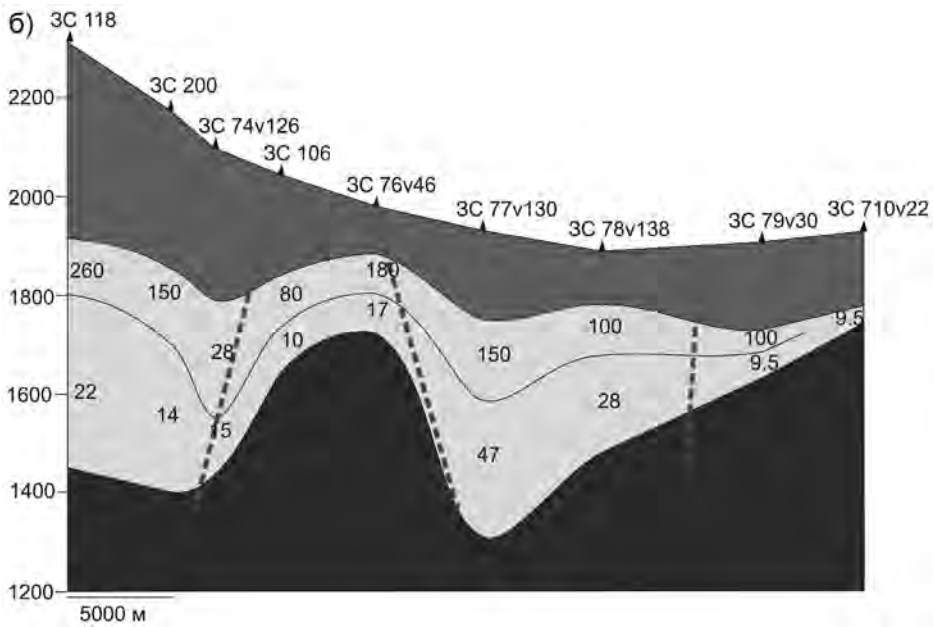
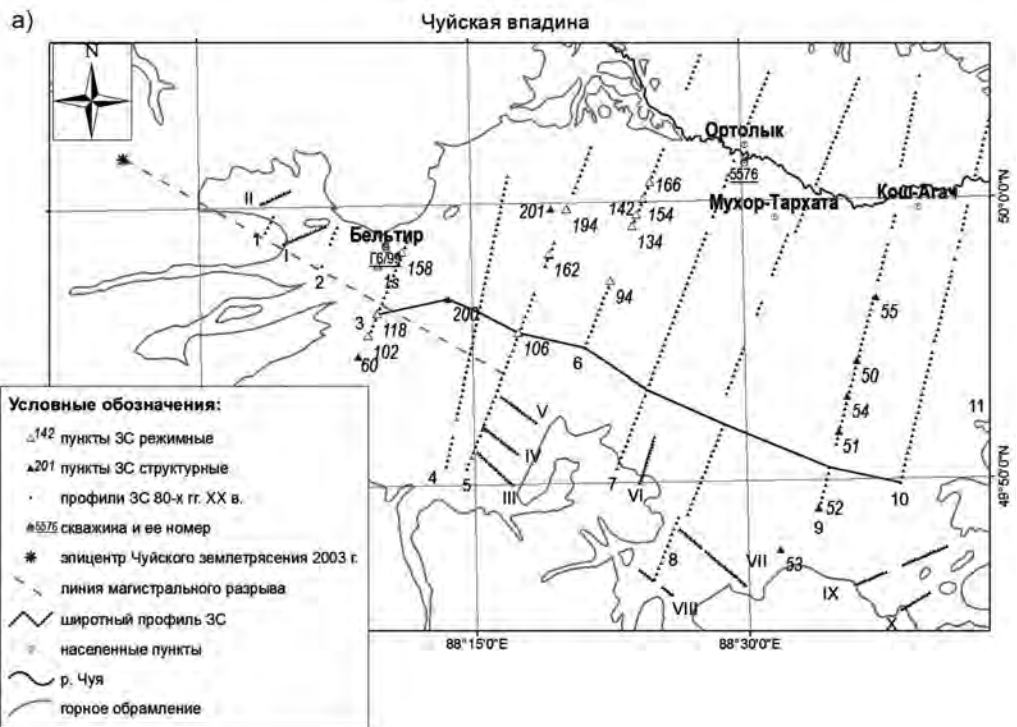
Для анализа данных электромагнитного мониторинга, полученных в эпицентральной зоне, были рассмотрены два электрофизических параметра – удельное электрическое сопротивление и коэффициент электрической анизотропии. Оценки вариаций этих параметров получены на основе решения обратной задачи. Сопоставление интенсивности вариаций с элементами разломной тектоники на участках измерений дает возможность оценить степень активности выявленных разломных нарушений.

### **Вариации удельного электрического сопротивления в разломных зонах по данным нестационарных зондирований с центральными соосными петлями**

Регулярные наблюдения за изменениями УЭС геологического массива методом становления электромагнитного поля (ЗС) с соосными петлями больших размеров (400×400 м) выполняются в западной части Чуйской впадины (рис. 1, а). Измерения начаты в 2004 г. после Чуйского землетрясения и продолжают в настоящее время. Параллельно с электромагнитным мониторингом осуществляются работы по уточнению строения участка из-

мерений. Ранее, по архивным данным ЗС, полученным в период сейсмического затишья, была построена базовая геоэлектрическая модель Чуйской впадины, характеризующая разломно-блоковое строение осадочного заполнения и палеозойского фундамента, и определена электропроводность разреза до разрушительного землетрясения [13]. Модель, обоснована геологическими данными и представлена тремя осадочными горизонтами: верхний высокоомный включает породы бенкенской свиты, средний горизонт отнесен к туерыку с УЭС в интервале от 80 до 200 Ом·м и нижний, наиболее мощный и проводящий слой с УЭС ~20 Ом·м соотнесен с тонкослоистыми глинами, песчаниками кош-агачской свиты [7]. Для выделения основных блоков и разломных структур, их ограничивающих, с учетом новых данных были построены субширотные геоэлектрические разрезы по данным всех имеющихся измерений метода ЗС (рис. 1, б).

Размещение одного из профилей показано на рис. 1, а. Он пересекает Чуйскую впадину с северо-запада на юго-восток от долины р. Чаган, расположенной в западном замыкании, и далее протягивается до уровня пос. Кош-Агач в центральной части. Профиль проходит через два пункта мониторинга ЗС 118 и ЗС 106. При интерпретации учтены как современные, так и архивные данные ЗС, по которым построен полный разрез осадочного чехла и верхней части фундамента. Так как расстояние между пунктами ЗС достаточно большое, получены осредненные характеристики разреза, тем не менее, четко выделяются приподнятые блоки с общей мощностью осадков в 200–300 м и погруженные блоки, где мощность достигает 800 м. Границы между выделенными блоками разломные, что в большинстве случаев обосновано современ-



**Рис. 1. Профили и пункты индуктивных зондирований становлением электромагнитного поля с соосными петлями в западной части Чуйской впадины (а); геоэлектрический разрез по субширотному профилю по данным ЗС (б)**

ными геологическими данными [21], [16], [8].

Пункты мониторинга ЗС с соосными петлями размещены в двух крупных тектонических блоках, разделенных магистральным разрывом Чуйского землетрясения и на разных расстояниях от него. В результате анализа вариаций удельного сопротивления за афтершоковый период 2004–2013 гг. было выяснено, что их интенсивность в каждом конкретном пункте зависит не только от текущей сейсмической активности, но и от геолого-геофизических характеристик участка, на котором они расположены (расстояния до разрывных нарушений, суммарной мощности осадочного заполнения, значений удельного сопротивления отдельных литологических комплексов). По совокупности признаков были сформулированы закономерности эволюции геоэлектрических параметров массива горных пород, подвергнутого сильному сейсмическому воздействию и выявлены пункты наиболее чувствительные к этим воздействиям. К ним отнесены пункты ЗС 106, 102, 118. В качестве примера рассмотрены данные ЗС 106 (рис. 2).

Кривые кажущегося сопротивления ( $\rho_{\tau}$ ) ЗС 106, полученные в афтершоковый период, сопоставлены с кривой в этом пункте за 1980 г. Измерения ЗС во второй половине прошлого столетия характеризуют геоэлектрические параметры среды в течение довольно длительного сейсмического затишья, когда ее состояние было стабильным [13], [5]. Из сопоставления кривых следует, что после разрушительного события удельное сопротивление горных пород на участке размещения пункта 106 значительно изменилось. Для проводящих горизонтов оно понизилось практически в 2 раза. Наиболее интенсивный процесс восстановления геоэлектрических параметров массива горных пород наблюдался в течение первых трех лет. Затем, начиная с 2007 по 2013 г., на изменение удельного сопротивления влияет текущая сейсмичность: вариации УЭС отражают особенности продолжающегося афтершокового процесса. При возрастании сейсмической активности в регионе интенсивность вариаций увеличивается [14], [10].

Площадное распределение относительных вариаций УЭС первого, вто-

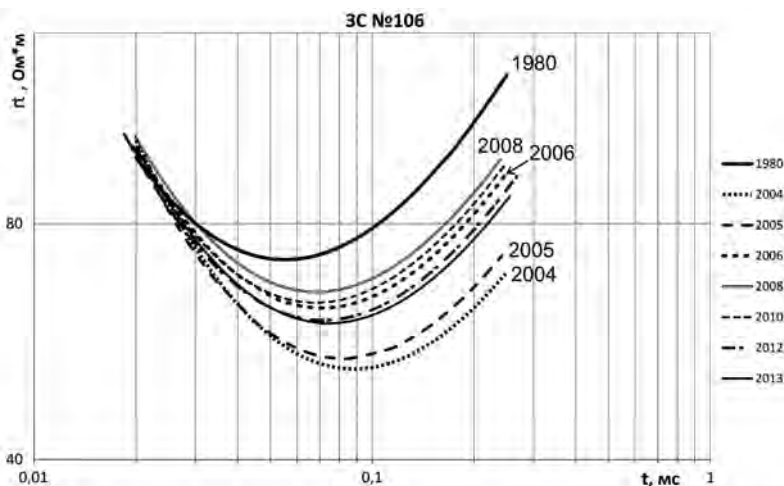
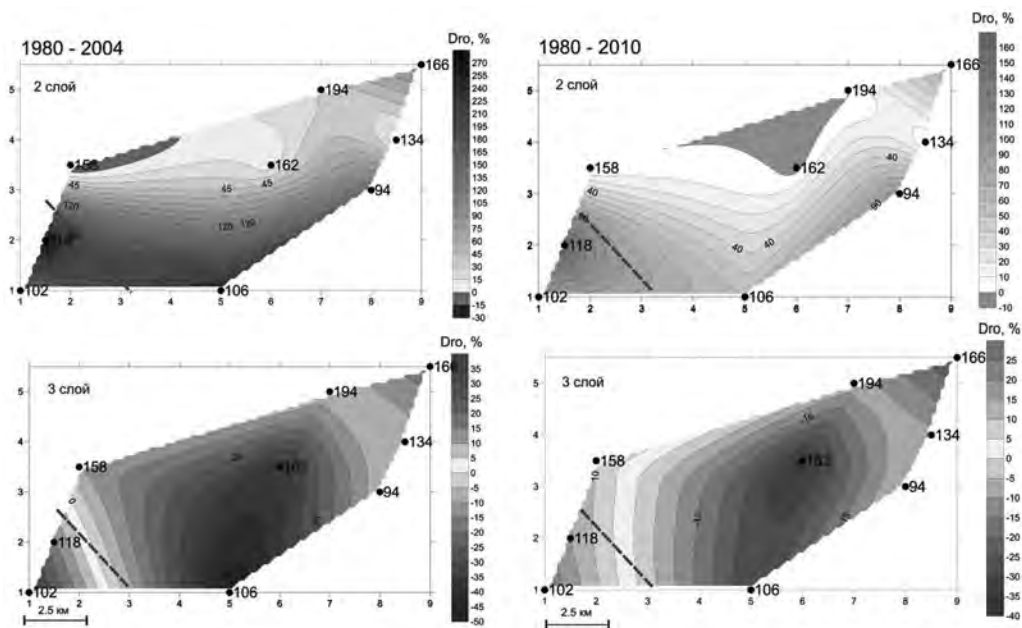


Рис. 2. Сопоставление кривых  $\rho_{\tau}$  за разные годы наблюдений по данным ЗС 106 в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г.



**Рис. 3. Площадное распределение аномалий второго и третьего осадочных горизонтов разреза после Чуйского землетрясения на глубинах более 300 м в 2004 г. и в 2010 г.**

рого и третьего осадочных горизонтов разреза ( $\Delta\rho_1$ ,  $\Delta\rho_2$ ,  $\Delta\rho_3$ ) были рассчитаны относительно значений, полученных в 80-х годах с учетом знака этих изменений. Рассмотрим вариации для второго и третьего проводящих горизонтов ( $\Delta\rho_2$ ,  $\Delta\rho_3$ ). Красным цветом на рисунке отмечены области, где сопротивление слоев после события увеличилось, а синим – где значения УЭС уменьшались (рис. 3).

На площадном распределении вариаций осадочных горизонтов штрихпунктирной линией трассируется выход на дневную поверхность тектонического магистрального разрыва Чуйского землетрясения, механизм которого определен как правосторонний сдвиг. Для третьего слоя максимальные положительные аномалии наблюдаются на участках размещения пунктов ЗС 102 и 118, максимальные отрицательные аномалии – ЗС 106, 162, причем плоскость основного разрыва фактически разделяет области аномалий с

разным знаком. Сравнивая распределение аномалий обоих слоев в 2004 и 2010 можно отметить, что с течением времени контрастность между положительными и отрицательными аномалиями уменьшается, это хорошо видно по приведенной справа шкале, но величины аномалий по-прежнему остаются значительными.

По результатам интерпретации данных ЗС установлено, что интенсивность вариаций УЭС зависит от места расположения пункта ЗС на участке исследования и временного интервала измерений. В 2004 г. вскоре после Чуйского землетрясения по данным ЗС 106 и 102, 118 получены максимальные вариации для всех горизонтов разреза, а по данным ЗС 158, 194, 134, 94 отмечаются сравнительно небольшие их значения. Причин такого различия, по крайней мере, несколько и их необходимо рассматривать индивидуально для каждого пункта измерений. Например, для ЗС 106, 102, 118

с максимальной реакцией на сильное сейсмическое воздействие пункты измерений расположены либо непосредственно в зоне магистрального разрыва (ЗС 102, 118), либо в области влияния активных межблоковых разломных нарушений, примыкающих к генеральному разрыву. В частности, пункт ЗС 106 расположен в пределах межблокового разлома, что подтверждает разрез, показанный на рис. 1, б.

В целом вариации УЭС по данным регулярных пунктов отражают повышение сейсмической активности в 2008 г. и в 2011–2012 гг. [14] и характеризуют активность разломных зон, в пределах которых они расположены. Так по данным пунктов 102, 118 определяется активный участок магистрального разрыва, прослеженный в Чуйской впадине в районе этих пунктов, а данные ЗС

106 характеризуют активность соответствующего межблокового разлома.

### Геоэлектрические характеристики разломных зон с учетом вариаций коэффициента электрической анизотропии

Коэффициент электрической анизотропии горных пород в Чуйской впадине был определен по измерениям, выполненным методами постоянного и переменного тока. По данным вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) получены вариации коэффициента электрической анизотропии ( $\lambda$ ) геологического массива в долине р. Чаган (полигон «Бельтир»), где последствия землетрясения были наиболее разрушительными. По результатам интерпретации данных модификации метода ЗС с гальваниче-

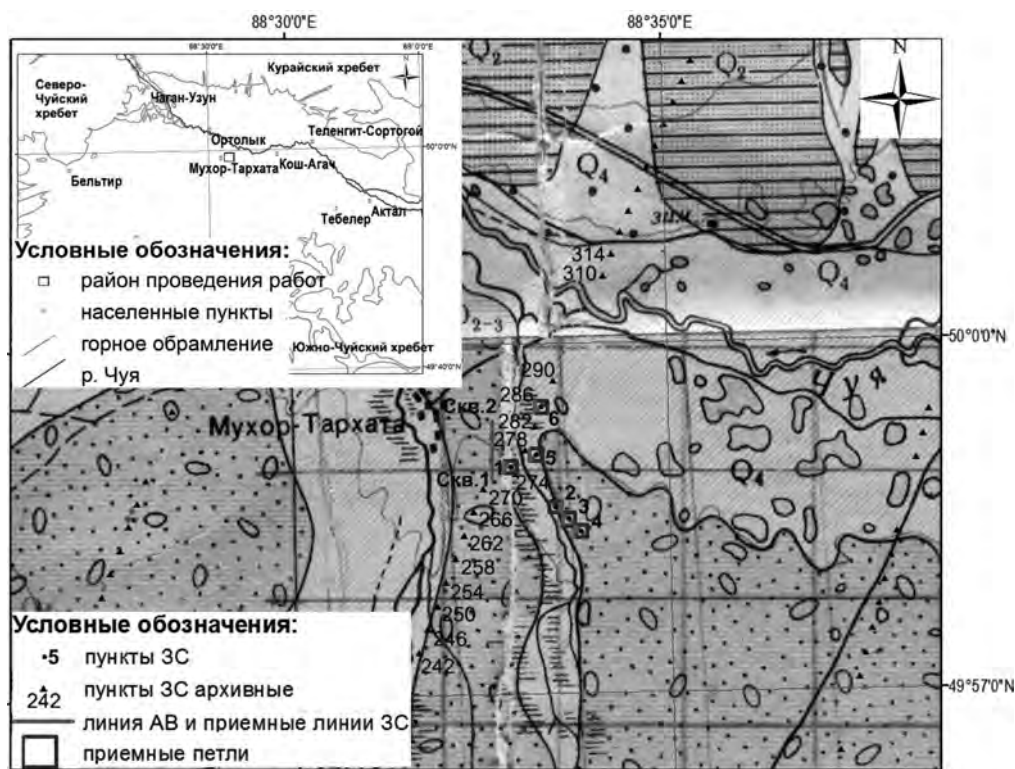


Рис. 4. Схема размещения пунктов ЗС в районе Мухор-Тархата Чуйской впадины

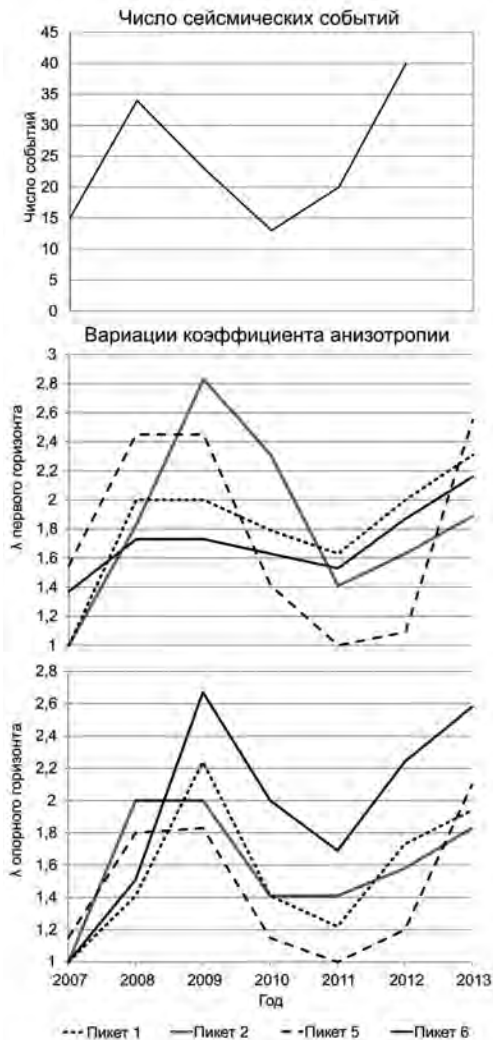
скими установками в районе пос. Мухор-Тархата (западная часть впадины) также получены вариации этого параметра.

Участок Мухор-Тархата расположен в западной части Чуйской впадины (пос. Ортолык, Мухор-Тархата). Регулярные наблюдения начаты в 2007 г. и продолжаются по настоящее время несколькими модификациями метода

становления электромагнитного поля (ЗС) с использованием индукционных ( $Q, q$ ), гальванических (АВ-МN) и комбинированных (АВ- $q$ ) установок (рис. 4). Выбранная методика измерений обусловлена наименьшим влиянием искажающих факторов на установку «сосные петли», а установки АВ- $q$  и АВ-МN наиболее технологичны при проведении полевых работ и по измерениям с гальваническими установками возможно определение коэффициента анизотропии.

Базовая трехслойная геоэлектрическая модель этого участка построена по данным ЗС с установкой соосные петли ( $Q, q$ ). И только после выбора и верификации интерпретационной модели была выполнена обработка данных ЗС с гальваническими установками (заземленные генераторная и приемная линии АВ-МN) для определения коэффициента анизотропии. Интерпретация осуществлялась с помощью программного комплекса Rubai вначале с использованием полученной изотропной модели, а на втором этапе была введена модель с анизотропией электропроводности. Комплекс Rubai предназначен для моделирования и инверсии данных ЗС с гальваническими установками в рамках горизонтально-слоистых моделей [12]. В результате обработки выяснено, что анизотропные характеристики имеются у верхнего и опорного горизонтов разреза.

По полевым данным всех модификаций ЗС за 2007–2013 гг. получены значения как удельного сопротивления, так и параметра электрической анизотропии ( $\lambda$ ) для каждого слоя разреза. Анализ вариаций УЭС за разные годы показал, что по данным ЗС 1, 5 их амплитуды достигают 20% и более, а для ЗС 2, 3, 4 они достигают примерно 10% [15]. Также установлено, что вариации коэффициента анизотропии в афтершоковый период Чуйского зем-



**Рис. 5. Сопоставление временных изменений коэффициента анизотропии с параметром сейсмической активности на участке Мухор-Тархата**



летрясения существенно превышают величины вариаций УЭС. Вариации  $\lambda$  для двух анизотропных горизонтов разреза (верхнего и опорного) по данным ЗС 1, 2, 5 и 6 достигают 100% и более. Увеличение значений коэффициента анизотропии по данным этих зондирований наблюдается в периоды повышения сейсмической активности, когда увеличивается число сейсмических событий, повышается количество выделившейся энергии (рис. 5).

Сопоставление временных графиков изменения  $\lambda$  и числа сейсмических событий показывает, что повышение сейсмичности региона в 2008–2009 г. и в 2012–2013 г., коррелирует с увеличением значений  $\lambda$  обоих анизотропных слоев. Можно также отметить, что вариации  $\lambda$  для опорного горизонта более значимы, чем  $\lambda$  для первого слоя.

По геолого-геофизическим данным пикеты 1, 2, 5 и 6 ЗС с учетом геоморфологии участка и понижения значений УЭС находятся в зоне влияния разломной зоны. Существование активного разлома подтверждается и максимальными вариациями значений коэффициента анизотропии зафиксированных именно в районе этих пикетов. Таким образом, величины вариаций  $\lambda$  можно отнести к одному из критериев активности выделенной разломной зоны.

В долине р. Чаган (полигон «Бельтир») осуществляются регулярные наблюдения за электрическим полем также с целью оценки влияния сейсмотектонических процессов на электрофизические параметры разреза. Этот участок находится в западном замыкании Чуйской впадины, в 20 км от эпицент-

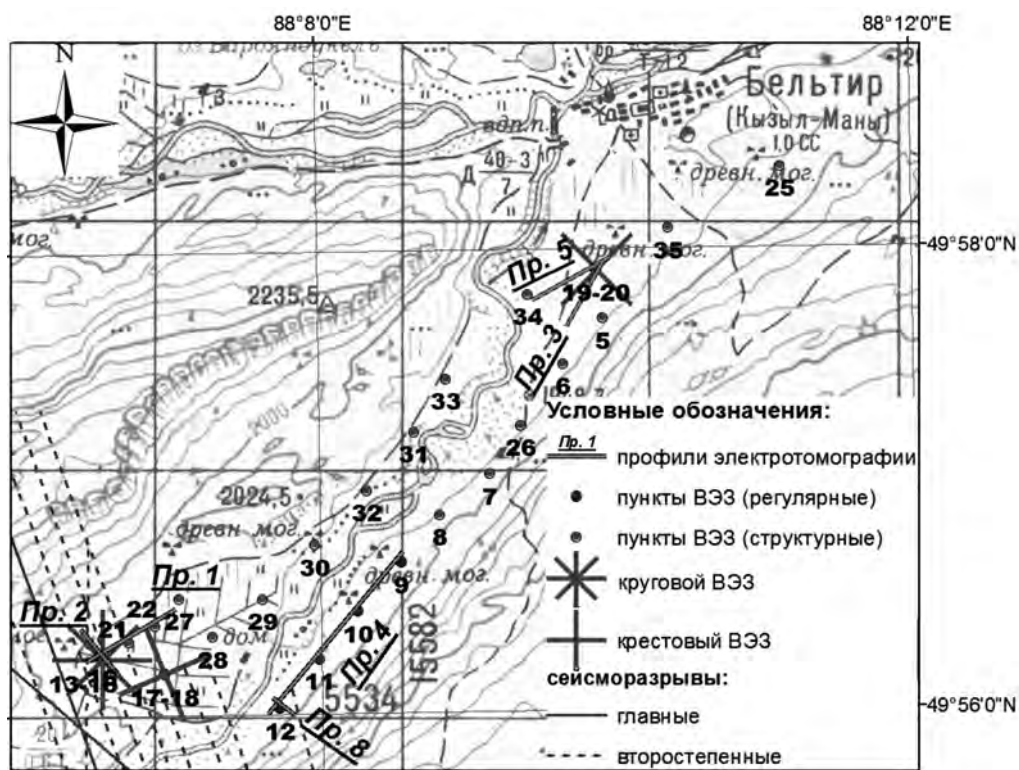


Рис. 6. Схема размещения пунктов ВЭЗ и профилей электротомографии в долине р. Чаган

ра Чуйского землетрясения 2003 г. Последствия крупного сейсмического события ярко проявились на дневной поверхности в водоразделе р. Чаган в виде оползней и обвалов скальных пород, кроме того после толчка образовались многочисленные вторичные сейсмодислокации, представленные грифонами, разливами грязевой массы, системой разномасштабных разрывных нарушений в южном замыкании долины, ориентированных в основном с северо-запада на юго-восток [3].

Размещение пунктов измерений метода сопротивлений обусловлено топографическими особенностями долины с крутыми разломными бортами, местами сильно заболоченной (рис. 6).

Пункты зондирования методом ВЭЗ выполнены по трем профилям и размещены как в южной трещиноватой зоне, где находятся круговой и крестовый ВЭЗ 13–16, 17–18, так и в зоне с отсутствием трещин в окрестности пос. Бельтир (крестовый ВЭЗ 19–20). Все крестовые и круговой ВЭЗ повторяются ежегодно. Кроме того, повторяются ВЭЗ 9, 10, 11, 12 протяженного профиля (ВЭЗ 12–25) на правом берегу р. Чаган. Круговой и крестовые ВЭЗ выполнены для исследования анизотропных характеристик разреза.

По результатам интерпретации данных ВЭЗ построены геоэлектрические разрезы по профилям наблюдений. Разрез по профилю 2, пересекающего весь участок исследования с юго-за-

пада на северо-восток, отражает разломно-блоковое строение осадочного чехла и фундамента, а также особенности осадконакопления характерные для всей Чуйской впадины (рис. 7). На высокоомном фундаменте присутствует мощный проводящий горизонт, сложенный в соответствии с данными по скважинам тонкослоистыми песчано-глинистыми породами с удельным сопротивлением в 20–100 Ом·м (более высокие сопротивления наблюдаются ближе к бортам долины). Выше по разрезу залегают неоднородные по составу породы, речные отложения: от мелкозернистых алевролитов до валунно-галечников с присутствием многолетнемерзлых пород с УЭС в широком диапазоне значений [7], [17].

В северо-восточной части разреза по профилю 2 наблюдается приподнятый блок, для которого глубина до кровли опорного горизонта не превышает 120 м, тогда как в юго-западном блоке она достигает 300 м. Предполагаемое разломное нарушение, показанное на разрезе, выделено на этапе одномерной интерпретации по резкому изменению мощности осадков в двух соседних пунктах ВЭЗ. Для уточнения приповерхностного строения разломной зоны разделяющей два крупных тектонических блока, определения положения сместителя были выполнены профили электротомографии. Геоэлектрический разрез по профилю электротомографии № 5 детально отражает строение

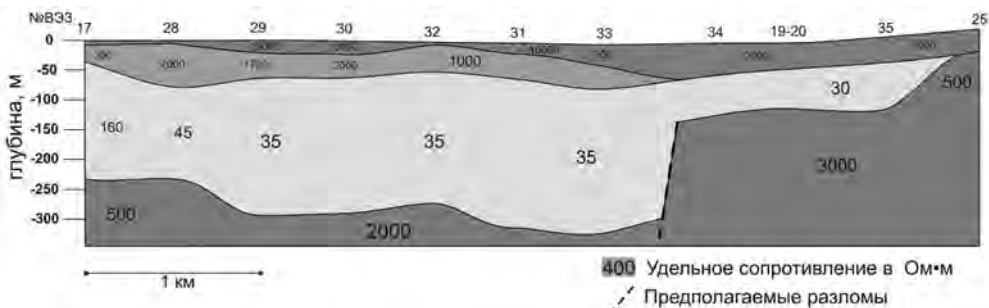
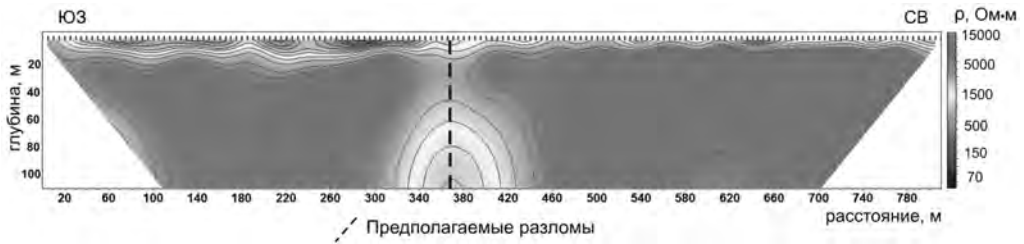


Рис. 7. Геоэлектрический разрез по данным ВЭЗ в долине р. Чаган по профилю № 2



**Рис. 8. Геоэлектрический разрез по данным электротомографии по профилю 5 в северо-восточной части долины р. Чаган**

верхней части осадочного чехла в зоне разлома до глубин в 100 м (рис. 8). Интерпретация всех данных электротомографии выполнена с помощью программного комплекса Zond2Dinv (<http://zond-geo.ru>).

Интервал от дневной поверхности до глубины ~10 м представлен аллювиальными отложениями с УЭС 200–1000 Ом·м. Высокоомные породы, залегающие ниже с УЭС достигающем 10 000–15 000 Ом·м, соответствуют грубообломочным отложениям с наличием многолетней мерзлоты. По простиранию профиля на отметках в интервале 300–440 м выделяется более низкоомный субвертикальный участок, который интерпретируется как зона разлома. Ширина этой зоны оценивается в 130–140 м, сопротивление в нижней части, начиная с глубин в 30 м, понижается до 500 Ом·м относительно вмещающих отложений.

Электрическая анизотропия отложений долины по данным ВЭЗ была

оценена на основе решения обратной задачи. Коэффициенты электрической анизотропии рассчитаны как отношение суммарной продольной проводимости разреза вдоль и поперек трещиноватой зоны для крестовых и кругового ВЭЗ за все годы наблюдений после сильного сейсмического события 2003 г. Значения коэффициентов анизотропии приведены в табл. 1–3.

По данным ВЭЗ 19–20, который размещен в зоне влияния описанного выше межблокового разлома, коэффициент  $\lambda$  имеет стабильное значение, близкое к единице за весь период наблюдений 2004–2012 гг. (табл. 1), следовательно, анизотропия на этом участке фактически отсутствует, что может свидетельствовать об отсутствии активности в настоящее время разломной зоны, разделяющей два крупных блока.

Если рассмотреть коэффициенты анизотропии по данным кругового ВЭЗ 13–16 (табл. 2), то самые большие значения  $\lambda$  получены вскоре после собы-

Таблица 1

**Коэффициенты анизотропии для крестового ВЭЗ 19–20**

	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
$\lambda_{19-20}$	0,99	1	1,02	1,02	1,05	1,01	1,02	1,04	1,03

Таблица 2

**Коэффициенты анизотропии для кругового ВЭЗ 13–16 в зоне трещин**

	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
$\lambda_{13-14}$	4,87	1,19	0,79	0,74	0,78	0,86	0,67	0,60	0,76
$\lambda_{15-16}$	2,04	1,05	0,90	0,94	1,06	0,90	0,81	0,96	0,90

Таблица 3

**Коэффициенты анизотропии для крестового ВЭЗ 17–18 в зоне трещин**

	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
$\Lambda_{17-18}$	1,84	1,36	1,20	1,62	1,50	1,36	1,40	1,35	1,28

тия в 2004, 2005 гг., ( $\lambda$  соответственно равно 4,87, 2,4, 1,2), а далее с течением времени они существенно уменьшаются. Начиная с 2006 г. по данным ВЭЗ 13–16, коэффициент  $\lambda$  становится близким к единице, что, свидетельствует о процессе консолидации нарушенной среды на этом участке. Полученные значения коэффициентов  $\lambda$  меньше единицы объясняются присутствием в разрезе приповерхностных неоднородностей.

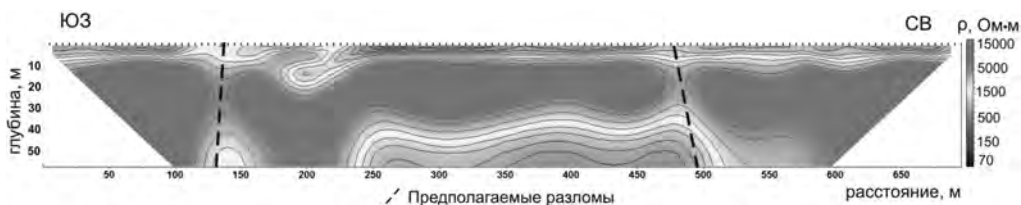
Для обоснования разломных зон и их активности в южной части долины были выполнены профили электро-томографии. Профиль 1 начинается от пункта кругового ВЭЗ 13–16 и направлен с юго-запада на северо-восток вкрест простирания практически вертикальных трещин, хорошо выраженных на дневной поверхности.

На разрезе по профилю 1 электро-томографии наблюдаются субвертикальные и наклонные зоны пониженных сопротивлений разной протяженности в глубину, в целом зоны соответствуют вторичным тектоническим проявлениям землетрясения на поверхности долины (рис. 9). Субвертикальные зоны с более низкими сопротивлениями на разрезе профиля 1 можно интерпретировать вторичные трещины, сопровождающие магистральный разрыв, на-

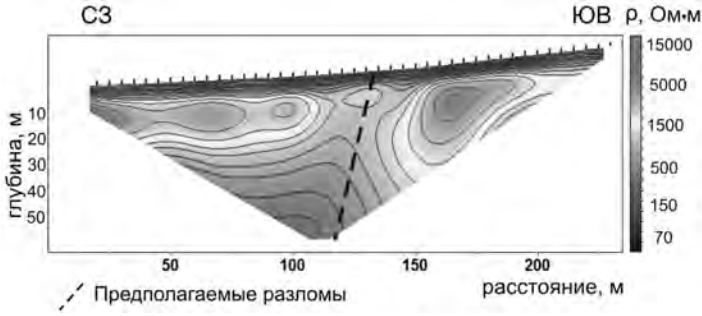
лонные более короткие зоны, скорее всего, соответствуют каналам грязевых извержений. Учитывая регулярные наблюдения кругового ВЭЗ 13–16, на этом участке геоэлектрические параметры разреза в настоящее время стабильны, вариаций не наблюдается.

Иная картина наблюдается в зоне размещения пункта крестового ВЭЗ 17–18, расположенного в 500 м к востоку от ВЭЗ 13–16, и по данным которого среднее значения коэффициента  $\lambda$  за все годы наблюдений превышает 1,4 (табл. 3).

На участке размещения больших разносов ВЭЗ 17–18 в 2010 г. были выполнены структурные геологические работы. В 2009, 2010 гг. были обнаружены новые сейсмодислокации на юго-западном борту долины в области больших разносов ВЭЗ 17–18. Кроме того, описания шурфов в этой зоне показали, что на стенках шурфа среди пород бурого цвета выделяется более светлыми оттенками канал излияния водно-грязевой массы по трещинам во время Чуйского землетрясения, вернее, его состояние на момент исследования, а также что на глубинах более 2 м наблюдаются незалеченные трещины, частично обводненные. Из анализа представленных геолого-геофизических материалов следует, что



**Рис. 9. Разрез по профилю 1 электро-томографии в юго-западной части долины р. Чаган**



**Рис. 10. Геоэлектрический разрез электромографии по профилю 8**

на массив горных пород в этом участке влияют активные сейсмостектонические процессы афтершокового периода, которые существенно изменяют анизотропные характеристики горных пород, чем и обусловлены повышенные значения  $\lambda$  в течение всего интервала наблюдений по данным ВЭЗ 17–18 (табл. 3).

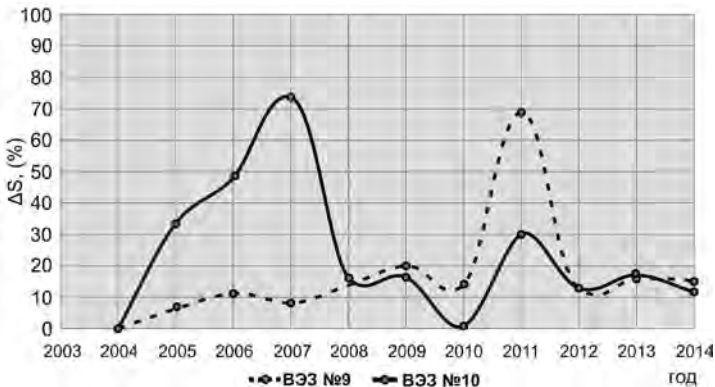
По склону юго-западного борта долины был выполнен профиль электромографии 8 (рис. 10). Он проходит от пункта ВЭЗ 12, расположенного в осадках долины, на юго-восток к борту грабена. В разрезе по профилю 8 в его центральной части выделяется проводящая наклонная вставка, разделяющая более высокоомные вмещающие блоки. Юго-восточный блок соответствует моренным отложениям правого борта долины. Вставку мож-

но интерпретировать как приповерхностную часть разломной зоны, ограничивающей долину на юго-западе.

Для анализа активности выделенной разломной зоны были привлечены данные регулярных наблюдений в пунктах ВЭЗ 9, 10, 11, 12. По данным этих ВЭЗ отмечаются значительные вариации суммарной продольной проводимости разреза, достигающие 70% (рис. 11). Учитывая также вариации коэффициента анизотропии по данным крестового ВЭЗ 17–18 (значения  $\lambda$  находятся в интервале 1,3–1,4), можно говорить о повышенной активности выявленного разлома, ограничивающего правый борт долины.

### Заключение

Регулярные наблюдения комплексом электромагнитных методов с конт-



**Рис. 11. Вариации суммарной продольной проводимости по данным ВЭЗ 9 и 10**

ролируемым источником выполнены в районе Горного Алтая, после разрушительного землетрясения, которое радикально изменило ландшафт всей эпицентральной зоны, гидрогеологический и сейсмологический режимы. Как выяснилось основной толчок и события афтершокового периода существенно влияют на электрофизические параметры разреза – они значительно изменились после события и по результатам электроразведочных работ удастся проследить закономерности их изменений в афтершоковый период.

С самого начала было понятно, что разломные структуры не только определяют строение участка исследования, но их размещение относительно пунктов наблюдений влияет на амплитуды вариаций удельного сопротивления и коэффициента анизотропии. Сопоставление разломно-блокового строения с размещением регулярных пунктов и учет вариаций электрофизических параметров в этих пунктах показали, что интенсивность вариаций указывает не только на изменение сейсмического режима, но и характеризуют степень активности разломных нарушений, в зоне влияния которых пункты расположены.

Анализируя результаты интерпретации регулярных измерений методами ЗС и ВЭЗ непосредственно в зоне магистрального разрыва Чуйского события, рассматривая при этом вариации параметра УЭС и электрической анизотропии, можно сделать вывод,

что, по интенсивности вариаций выделяются отдельные активные участки этого разрыва в настоящее время. В частности, по данным постоянного тока вариации коэффициента анизотропии и УЭС свидетельствуют о низкой активности зоны магистрального разрыва в долине р. Чаган. С учетом блокового строения Чуйской впадины и амплитуд вариаций в разных пунктах регулярных наблюдений ЗС с осевыми петлями в ее западной части, следует отметить активность участка магистрального разрыва непосредственно в районе пунктов ЗС 102 и 118. По этим же признакам можно отнести межблоковый разлом, примыкающий к генеральному разрыву в районе пункта ЗС 106 к активным структурам. По данным ЗС, полученным в районе пос. Мухор-Тархата также наблюдается участок активного межблокового разлома, а данные ВЭЗ свидетельствуют о повышенной активности разлома, ограничивающего долину р. Чаган на юго-западе.

Таким образом, показано, что интенсивность вариаций электрофизических параметров является одним из критериев активности трещиноватых разломных структур на территории Горного Алтая. Не вызывает сомнений, что этот критерий можно использовать для оценки активности разломных зон в массиве горных пород, находящихся под сильным техногенным или сейсмическим воздействием, в любых других регионах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ассиновская Б.А., Горшков В.П., Шербакова Н.В., Панас Н.М. Активные разломы, выявленные по данным геодинимических наблюдений в Балтийском море // Инженерные изыскания. – 2013. – № 2. – С. 50–55.

2. Баранов Б.В., Гедике К., Фрейтаг Р., Дозорова К.А. Активные разломы юго-вос-

точной части Камчатского полуострова и Командорская зона сдвига // Вестник Краунц. Науки о Земле. – 2010. – № 2. – Вып. 16. – С. 66–77.

3. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатов А.Р., Деев Е.В., Скобелицин Г.А., Макарова Д.Д. Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения

- 2003 года (Горный Алтай) / Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 2004. – С. 65–67.
4. Губатенко В.П., Огаджанов В.А., Назаров А.А. Мониторинг динамики разуплотнения горных пород методами электроразведки // Физика земли. – 2000. – № 9. – С. 103–109.
5. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады РАН. – 2004. – Т. 395. – № 4. – С. 1–4.
6. Дашевский Ю.А., Куликов В.А., Неведрова Н.Н. и др. Сейсмическая и электрическая анизотропия как индикатор напряженного состояния трещиноватого массива горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2006. – № 4. – С. 31–46.
7. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – М.: Наука, 1981. – 196 с.
8. Деев Е.В., Н.Н. Неведрова, Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. – 2012. – № 1. – С. 120–139.
9. Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. – 2009. – т. 12. – № 1. – С. 29–36.
10. Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 113–123.
11. Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 1. – С. 49–60.
12. Алексеев А.С., Неведрова Н.Н. и др. Методы решения прямых и обратных задач сейсмологии, электромагнетизма и экспериментальные исследования в проблемах изучения геодинамических процессов в коре верхней мантии Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. – 310 с.
13. Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1399–1416.
14. Неведрова Н.Н., Эпов М.И. Электромагнитный мониторинг в сейсоактивных районах Сибири // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – № 4. – С. 209–223.
15. Неведрова Н.Н., Шалагинов А.Е. Мониторинг электромагнитных параметров в зоне сейсмической активизации Горного Алтая // Геофизика. – 2015. – № 1. – С. 31–40.
16. Русанов Г.Г. Разрез Чаган (Юго-Восточный Алтай): строение и реконструкция условий осадконакопления // Известия Русского Географического Общества. – 2011. – Т. 143. – Вып. 1. – С. 67–72.
17. Русанов Г.Г., Важов С.В. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2014. – 163 с.
18. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск: ГЕО. – 2005. – 275 с.
19. Шерман С.И. Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 401. – № 3. – С. 395–398.
20. Чипизубов А.В. Классификация активных разломов по степени активности, возрасту, активизации и достоверности / Тектоника океанов и палеоокеанов. Тезисы докладов всесоюзного тектонического совещания. – М., 1991. – С. 25–27.
21. Lunina O.V., Gladkov A.V., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics, 2008. V. 453. P. 276–294.
22. Seminsky K.Zh. Internal structure of fault zones: spatial and temporal evolution studies on clay models // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, № 3. P. 183–194. doi:10.5800/GT-2012-3-3-0070.
23. Sherman S.I. Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities // Geodynamics & Tectonophysics. – 2012. – V. 3. – № 4. – P. 315–344.
24. Kaminskii A.E., <http://zond-geo.ru>, 2001. **ГИАБ**

## КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

---

Неведрова Нина Николаевна<sup>1,2</sup> – доктор геолого-минералогических наук, доцент, ведущий научный сотрудник, e-mail: NevedrovaNN@ipgg.sbras.ru

Санчаа Айдиса Михайловна<sup>1</sup> – кандидат геолого-минералогических наук, ученый секретарь, e-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.ru,

Шалагинов Александр Евгеньевич<sup>1</sup> – младший научный сотрудник, e-mail: ShalaginovAE@ipgg.sbras.ru

Пономарев Петр Валерьевич<sup>1</sup> – младший научный сотрудник, e-mail: PonomarevPV@ipgg.sbras.ru,

Рохина Марина Геннадьевна<sup>1</sup> – инженер, e-mail: RohinaMG@ipgg.sbras.ru.

<sup>1</sup> Учреждение РАН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет.

---

UDC 550.837+551.248.2

## CHARACTERISTICS OF THE ACTIVE FAULT STRUCTURES ACCORDING GEOELECTRICS CONTROLLED SOURCE

Nevedrova N.N.<sup>1,2</sup>, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Assistant Professor, e-mail: NevedrovaNN @ipgg.sbras.ru,

Sanchaa A.M.<sup>1</sup>, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Scientific Secretary, e-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.ru,

Shalaginov A.E.<sup>1</sup>, Junior Researcher, e-mail: ShalaginovAE@ipgg.sbras.ru,

Ponomarev P.V.<sup>1</sup>, Junior Researcher, e-mail: PonomarevPV@ipgg.sbras.ru,

Rohina M.G.<sup>1</sup>, Engineer, e-mail: RohinaMG@ipgg.sbras.ru,

<sup>1</sup> Establishment of Russian Academy of Sciences

Institute of Petroleum Geology and Geophysics A.A.Trofimuk, 630090, Novosibirsk, Russia,

<sup>2</sup> Novosibirsk State University, 630090, Novosibirsk, Russia.

---

*Methods geoelectrics controlled source (transient electromagnetic sounding, vertical electrical sounding, electrical resistivity tomography) are used for monitoring the electrical parameters of the geological massif, under the influence of natural and anthropogenic geodynamic processes. The main goal of such work is the prediction of natural hazards, landslides, rock bursts, suffozion-subsidence processes in the mining, quarrying, located in seismic areas, or exposed to strong anthropogenic influences. The fault fractured zone, available in sediments and geological foundation of the array may be seismogenerating, so the definition of their activities is an important task.*

*For data analysis, electromagnetic monitoring of the electrical parameters considered two – electrical resistivity and coefficient of electrical anisotropy. Estimates of variations of these parameters and their comparison with the intensity of the elements of fault tectonics makes it possible to assess the degree of fault activity revealed violations. Using the two parameters increases the information content of the study.*

*Key words: non-stationary electromagnetic sounding, vertical electric sounding, electrical resistivity tomography, electromagnetic monitoring, variations of the electrical resistance, the coefficient of electrical anisotropy, activity of fault disorders.*

## ACKNOWLEDGEMENTS

The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, Grant No. 15-35-20614mol\_a\_ved.

## REFERENCES

1. Assinovskaya B.A., Gorshkov V.P., Shcherbakova N.V., Panas N.M. *Inzhenernyye izyskaniya*, 2013, no 2, pp. 50–55.

2. Baranov B.V., Gedike K., Freytag R., Dozorova K.A. *Vestnik Kraunts. Nauki o Zemle*. 2010, no 2. issue 16, pp. 66–77.



3. Vysotskiy E.M., Novikov I.S., Agatova A.R., Deev E.V., Skobelitsin G.A., Makarova D.D. *Rel'efoobrazuyushchie protsessy: teoriya, praktika, metody issledovaniya. Materialy XXVIII Plenuma Geomorfologicheskoy komissii RAN* (Relief-generating processes: Theory, practice, research methods. Proceedings of XXVIII Plenary Session of Geomorphology Committee of the Russian Academy of Sciences), Novosibirsk, OIGGM SO RAN, 2004, pp. 65–67.
4. Gubatenko V.P., Ogadzhyanov V.A., Nazarov A.A. *Fizika zemli*. 2000, no 9, pp. 103–109.
5. Gol'din S.V., Seleznev V.S., Emanov A.F. *Doklady Rossiyskoy Akademii nauk*. 2004, vol. 395, no 4, pp. 1–4.
6. Dashevskiy Yu.A., Kulikov V.A., Nevedrova N.N. *Fiziko-tekhnicheskie problemy razrabotki poleznykh iskopayemykh*. 2006, no 4, pp. 31–46.
7. Devyatkin E.V. *Kaynozoy Vnutrenney Azii (stratigrafiya, geokhronologiya, korrelyatsiya)* (Кайнозой Внутренней Азии (Cainozoe in the Central Asia (stratigraphy, geochronology, correlation)), Moscow, Nauka, 1981, 196 p.
8. Deev E.V., N.N. Nevedrova, Zol'nikov I.D., Rusanov G.G., Ponomarev P.V. *Geologiya i geofizika*. 2012, no 1, pp. 120–139.
9. Emanov A.A., Leskova E.V., Emanov A.F., Fateev A.V. *Fizicheskaya mezomekhanika*. 2009, vol. 12, no 1, pp. 29–36.
10. Leskova E.V., Emanov A.A. *Geologiya i geofizika*. 2013, vol. 54, no 1, pp. 113–123.
11. Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2012, vol. 31, no 1, pp. 49–60.
12. Alekseev A.S., Nevedrova N.N. *Metody resheniya pryamykh i obratnykh zadach seysmologii, elektromagnetizma i eksperimental'nye issledovaniya v problemakh izucheniya geodinamicheskikh protsessov v kore verkhney mantii Zemli* (Methods of solving direct and inverse problems in seismology, electromagnetism and the experimental research in studying geodynamic processes in the Earth's crust), Novosibirsk, Izd-vo SO RAN, 2010, 310 p.
13. Nevedrova N.N., Epov M.I., Antonov E.Yu., Dashevskiy Yu.A., Duchkov A.D. *Geologiya i geofizika*. 2001, vol. 42, no 9, pp. 1399–1416.
14. Nevedrova N.N., Epov M.I. *Geofizicheskii zhurnal*. 2012, vol. 34, no 4, pp. 209–223.
15. Nevedrova N.N., Shalaginov A.E. *Geofizika*. 2015, no 1, pp. 31–40.
16. Rusanov G.G. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. 2011, vol. 143, issue 1, pp. 67–72.
17. Rusanov G.G., Vazhov S.V. *Opornye razrezy chetvertichnykh otlozheniy Gornogo Altaya (Bele, Kubadru, Chagan)* (Reference sections of the quaternary deposits in Gorny Altai (Bele, Kubadru, Chagan)), Biysk, FGBOU VPO «AGAO», 2014, 163 p.
18. Seminskiy K.Zh., Gladkov A.S., Lunina O.V., Tugarina M.A. *Vnutrennyaya struktura kontinental'nykh razlomnykh zon. Prikladnoy aspekt* (Internal structure of continental faulting zones. Applied aspect), Novosibirsk, GEO. 2005, 275 p.
19. Sherman S.I., Sorokin A.P., Savitskiy V.A. *Doklady Akademii nauk*. 2005, vol. 401, no 3, pp. 395–398.
20. Chipizubov A.V. *Tektonika okeanov i paleookeanov. Tezisy dokladov vsesoyuznogo tektonicheskogo soveshchaniya* (Tectonics of oceans and paleo-oceans. Proceedings of All-Union Tectonic Conference), Moscow, 1991, pp. 25–27.
21. Lunina O.V., Gladkov A.V., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskiy E.M., Emanov A.A. *Geometry of the fault zone of the 2003 Ms.=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai. Tectonophysics*, 2008, vol. 453, P. 276–294.
22. Seminsky K.Zh. *Internal structure of fault zones: spatial and temporal evolution studies on clay models. Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. V. 3, № 3. P. 183–194. doi:10.5800/GT-2012-3-3-0070.
23. Sherman S.I. *Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. Geodynamics & Tectonophysics*. 2012, vol. 3, no 4. P. 315–344.
24. Kaminskii A.E., <http://zond-geo.ru>, 2001.



**Все примитивные теории заманчивы для необразованных людей. Поэтому их следует тщательно проверять.**