

ИССЛЕДОВАНИЕ МАГНИТНОЙ ВЯЗКОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ
ИХ ЕСТЕСТВЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ИМПУЛЬСНОЙ
ИНДУКТИВНОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Вас.В. Стогний, Н.О. Кожевников*, Е.Ю. Антонов*

Ботубинская геолого-разведочная экспедиция АК «АЛРОСА», 678170, Мирный, ул. Ленина, 44б, Россия

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Обсуждаются результаты полевого эксперимента, выполненного в Малоботубинском районе (Западная Якутия) на участке, где ранее были зарегистрированы медленно убывающие переходные процессы. Временная зависимость, описывающая убывание ЭДС в приемной петле, указывала на то, что здесь имеют место проявления эффектов магнитной вязкости, связанной с релаксацией намагниченности присутствующих в горных породах суперпарамагнитных частиц. С целью оконтуривания аномалии были проведены площадные детальные съемки методом переходных процессов, а для изучения вертикального распределения магнитной вязкости — параметрические зондирования с установками разной геометрии. Инверсия параметрических зондирований выполнялась методом подбора в рамках горизонтально-слоистой модели магнитовязкой среды. Подбор проводился вручную и автоматически. В первом случае расчет отклика модели осуществлялся по аналитическим формулам, во втором — путем численного решения электродинамической задачи методом разделения переменных. Согласно результатам как автоматической, так и ручной инверсии, геологическая среда в центре аномального участка близка к горизонтально-слоистой и описывается трехслойной моделью с промежуточным магнитовязким слоем. Данная модель согласуется с априорной информацией о геологическом строении участка работ и, возможно, уточняет его. По результатам инверсии и с учетом того, что основным ферромагнитным минералом в геологических средах является магнетит, получена оценка объемного содержания суперпарамагнитных частиц в магнитовязком слое.

Метод переходных процессов, траппы, магнитная вязкость, суперпарамагнитные частицы, инверсия, Якутия.

TEM SURVEYS FOR MAGNETIC VISCOSITY OF ROCKS *IN SITU*

Vas.V. Stognii, N.O. Kozhevnikov, and E.Yu. Antonov

We discuss the results of a field experiment in the Malaya Botuobiya area (West Yakutia) at a site where earlier surveys revealed slowly decaying transient responses. That time-dependent voltage decay indicated magnetic viscosity effects associated with magnetic relaxation of superparamagnetic grains in rocks. In this study, we have applied a high-resolution array TEM survey to contour the anomaly and parametric soundings with systems of different configurations to explore the vertical pattern of magnetic viscosity. The parametric data have been inverted, by means of manual and automated fitting, with a reference model of a layered magnetically viscous earth, using, respectively, analytical formulas and simulation based on a forward solution by separation of variables. According to both automated and manual inversion, the section at the center of the anomalous site fits a three-layer earth model with an intermediate magnetically viscous layer between two nonmagnetic layers. This model is consistent with a priori evidence for local geology and might provide more details of the latter. The inversion results have been further used to estimate the volumetric percentage of superparamagnetic grains in the magnetically viscous layer, assuming magnetite to be the main ferrimagnetic phase.

TEM method, flood basalt, magnetic viscosity, superparamagnetic grains, inversion, Yakutia

ВВЕДЕНИЕ

Магнитная вязкость – одно из проявлений ферромагнетизма. В индуктивной электроразведке эффекты магнитной вязкости связаны с релаксацией намагниченности присутствующих в горных породах ультрадисперсных частиц ферримангнитных минералов — явлением суперпарамагнетизма [Buselli, 1982; Кожевников, Снопков, 1990, 1995].

Как свидетельствуют публикации последних двух десятилетий, измеряемые с помощью индуктивных методов эффекты магнитной вязкости отражают особенности генезиса и строения природных и антропогенных геологических сред и объектов, а также происходящих в верхних горизонтах земной коры геологических процессов [Кожевников, Снопков, 1990, 1995; Barsukov, Fainberg, 2001; Барсуков, Файнберг, 2002; Neumann, 2006]. Тем не менее в большинстве случаев проявления магнитной вязкости рассматривают как геологическую помеху, затрудняющую интерпретацию результатов индуктивной электроразведки в терминах «нормальной» электропроводности [Buselli, 1982; Lee, 1984; Захаркин и др., 1988; А.с...., 1995]. Очевидно, именно по этой причине среди публикаций по электроразведке отсутствуют такие, где бы описывались результаты исследований магнитной вязкости геологических сред, как явления, представляющего самостоятельный интерес. Магнитная вязкость изучалась лишь потому, что она иногда случайно «проявлялась» при проведении работ методом переходных процессов.

В работах [Lee, 1984; Pasion et al., 2002; Кожевников, Антонов, 2008, 2009а] средствами математического моделирования изучено влияние магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики. В настоящей статье развиваются подходы, изложенные ранее. В ней описаны результаты полевого эксперимента, выполненного Вас.В. Стогнием с целью изучения эффектов магнитной вязкости пород трапповой формации в условиях их естественного залегания. Кроме этого, приводится описание процедуры и результатов инверсии той части индукционных переходных характеристик, которая связана с релаксацией намагниченности, и дается геолого-геофизическая интерпретация этих результатов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ И КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ЭКСКУРС

Экспериментальное изучение эффектов магнитной вязкости горных пород в условиях их естественного залегания выполнено на одном из детализационных участков в междуречье р. Ирелях и руч. Чуоналыр Малоботуобинского района в 30 км западнее г. Мирный (рис. 1). Проявления магнитной вязкости связаны здесь с туфами основного состава чичиканской свиты триаса. Вулканогенно-осадочные образования чичиканской свиты вскрываются в тектонических блоках между силлами долеритов и состоят из разнообломочных туфов основного состава. Подчиненное значение имеют линзы туфогенно-осадочных пород: туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты. При выбросе туфового материала в атмосферу во время вулканических извержений происходило его быстрое остывание, поэтому кристаллизация частиц ферримангнитных минералов заканчивалась, когда их размеры были настолько малы, что многие из этих частиц являются суперпарамагнитными [Worm, 1999]. В импульсной индуктивной электроразведке релаксация намагниченности этих частиц проявляется в виде «длинных хвостов», т.е. необычно медленно убывающей ЭДС переходного процесса.

Впервые медленно убывающие переходные процессы в этом районе были зарегистрированы в начале 80-х годов прошлого столетия, когда Иреляхская геофизическая экспедиция ПГО «Якутскгеология» проводила детальные съемки методом переходных процессов на Иреляхском участке с целью поиска перекрытых траппами кимберлитовых тел. Работы выполнялись совмещенной установкой размером 100 × 100 м с аппаратурой Импульс-Ц. В результате были выявлены 17 локальных аномалий повышенной электропроводности, 12 из них находились в области развития траппов, залегающих на карбонатных породах нижнего палеозоя. Наиболее интенсивные переходные процессы были зарегистрированы в окрестностях оз. Сиеллях. Было высказано предположение, что в связи с наличием в верхней части разреза туфогенных образований в

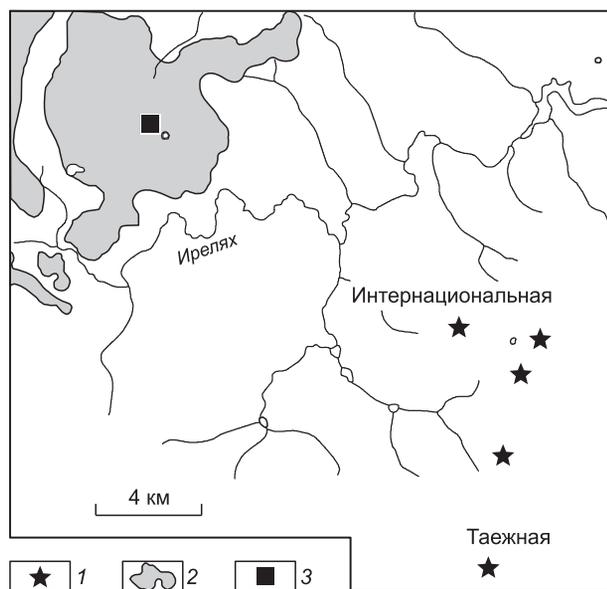


Рис. 1. Схема расположения участка работ.

1 — кимберлитовая трубка, 2 — трапповый массив, по данным аэромагнитной съемки, 3 — участок работ.

Рис. 2. Переходная характеристика, измеренная совмещенной установкой размером 25 × 25 м в районе оз. Сиеллях.

1 — экспериментальные точки; 2 — степенная зависимость, аппроксимирующая «длинный хвост». Данные предоставлены сотрудником ЯНИГП ЦНИГРИ В.А. Ванчуговым [Kozhevnikov, Vanchugov, 1998].

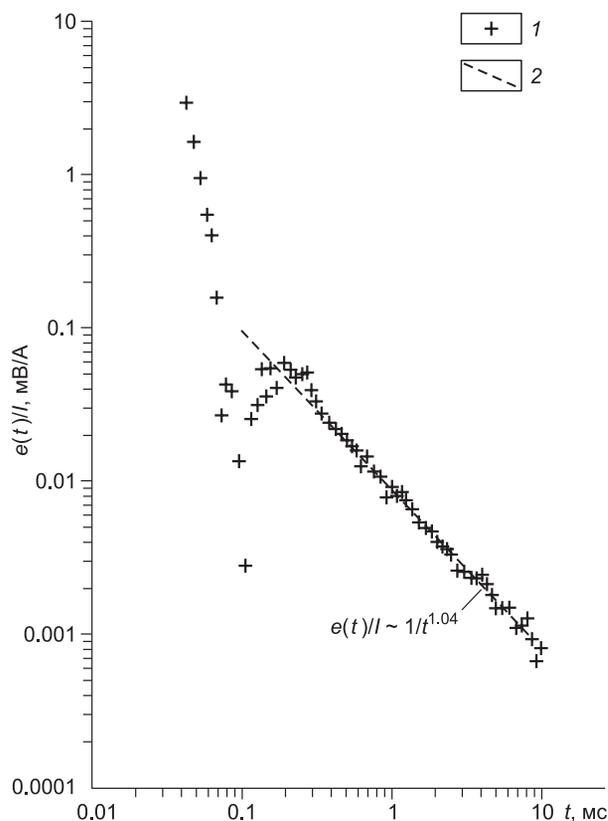
окрестностях озера возможно присутствие трубчатого тела базитового состава.

На самом озере по предложению Иреляхской геофизической экспедиции опытно-методической партией ВНИИГИС НПО «Союзпромгеофизика» под руководством В.А. Сидорова были проведены детализационные работы методом переходных процессов. Для возбуждения и регистрации переходных процессов использовалась аппаратура «Каскад». В то время исполнители работ не знали, что причиной медленно убывающих переходных процессов может быть релаксация намагниченности суперпарамагнитных частиц. Интерпретация материалов МПП была выполнена в рамках традиционного подхода, т.е. в терминах «нормальной» электропроводности. В результате был сделан вывод о том, что под озером располагается область с аномально повышенной электропроводностью карбонатных пород, хотя В.А. Сидоров с коллегами, по-видимому, понимали, что здесь «что-то не так», и объяснение медленно убывающих переходных процессов аномально высокой электропроводностью выглядит несколько «натянутым» [Сидоров и др., 1990].

В следующий раз геофизические исследования на этом участке проводились во второй половине 1990-х годов опытно-методической партией ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». В это время сотрудники, проводившие здесь работы под руководством В.А. Ванчугова, уже знали, что наиболее вероятной причиной медленно убывающих переходных процессов является суперпарамагнетизм пород трапповой формации. Основной объем измерений был выполнен совмещенной установкой размером 100 × 100 м; кроме этого, на нескольких точках, где были зарегистрированы наиболее интенсивные сигналы, были проведены измерения совмещенной установкой размером 25 × 25 м. Это позволило снизить влияние индукционных эффектов и получить практически «чистые» сигналы, порождаемые релаксацией намагниченности (рис. 2). К сожалению, на тот момент было еще не известно, каким образом нужно организовать измерения, чтобы не только убедиться в том, что причина появления аномальных сигналов заключается в магнитной вязкости, но и получить данные, на основе которых можно было бы дать количественную оценку этого явления. В настоящей статье представлены результаты, полученные в 2008 г., во время «третьего прихода» геофизиков в данный район. В общей сложности, от момента, когда здесь впервые были зарегистрированы аномальные переходные процессы, до того времени, когда стала возможной их интерпретация, прошло около тридцати лет.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследования в пределах детализационного участка проводились с аппаратурой «Цикл» и включали два этапа. Сначала была выполнена площадная съемка. Для возбуждения переходных процессов использовалась квадратная петля с длиной стороны 75 м, для измерения — приемная рамка с эффективной площадью 10⁴ м² (аналог петли 100 × 100 м). При каждом положении генераторной петли производились пять измерений — одно симметричной (соосной) установкой, т.е. при расположении приемной рамки в центре генераторной петли, и четыре — разнесенной, когда приемная рамка располагалась снаружи генераторной петли вблизи каждого из ее углов (рис. 3). Такая методика измерений применяется в АК «АЛРОСА» при поисках кимберлитовых тел в Западной Якутии [Стогний, Жандалинов, 2006; Жандалинов, Стогний, 2008]. Всего на участке размером 225 × 300 м были проведены измерения при 30 положениях генераторной петли.



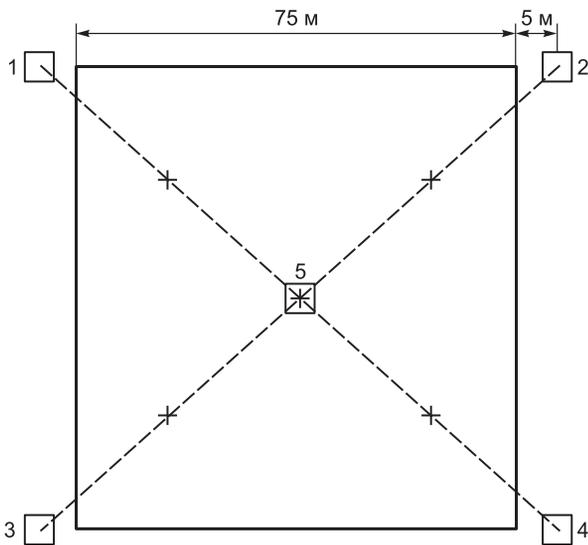


Рис. 3. Схема расположения генераторной петли и приемной рамки (1—5, показана не в масштабе) при проведении площадных измерений.

Крестиками показаны точки, которые при построении карт ЭДС использовались в качестве «точек записи».

По результатам измерений были построены карты площадного распределения приведенной к току ЭДС $e(t)/I$ переходного процесса на фиксированных временных задержках. На рис. 4 приведены карты ЭДС на времени 4.7 мс. Геоэлектрические условия на участке работ таковы, что при использовании установки с генераторной петлей размером 75×75 м на этом времени вихревые токи практически полностью затухают, поэтому карты ЭДС отражают распределение по площади интенсивности проявлений магнитной вязкости. При построении карты ЭДС для сим-

метричной установки точка записи относилась к ее центру. Для каждой из разнесенных установок было принято, что точка записи находится посередине отрезка, соединяющего центр генераторной петли с центром соответствующей приемной рамки (см. рис. 3). Напомним, что по сравнению с «нормальными» переходными процессами (затухание вихревых токов) для соосной установки ЭДС за счет релаксации намагниченности имеет положительную, тогда как для разнесенной установки — отрицательную полярность [Кожевников, Антонов, 2008].

На обеих картах выделяется аномальная область, где эффекты магнитной вязкости проявлены в максимальной степени. В обоих случаях аномалия располагается в центральной части участка, в основных чертах ее контуры по данным измерений с разными установками совпадают. На флангах участка ЭДС снижается до уровня фоновой, что свидетельствует об отсутствии здесь магнитовязких объектов. Небольшая разница в пространственном положении точек 1 и 1' (фоновый сигнал), 2 и 2' (центр аномалии) связана с тем, что, как отмечено выше, точки записи для симметричной и разнесенной установок не совпадают.

Типичные переходные характеристики, измеренные на флангах участка и в центре аномалии, приведены на рис. 5. В первом случае центр генераторной петли располагался в точке 1, во втором — в точке 2 (см. рис. 4, а). Переходные характеристики показаны для соосной установки и для установки с приемной рамкой, расположенной вне контура генераторной петли (см. рис. 5).

Переходная характеристика, измеренная на фланге аномалии (см. рис. 5, а) соосной установкой, на ранних (в интервале от 20 до 80 мкс) временах осложнена индукционно-вызванной поляризацией (ВПИ). Влияние ВПИ проявлено в виде нарушения монотонности сигнала вплоть до изменения полярности ЭДС. На переходной характеристике, измеренной установкой с вынесенной измерительной рам-

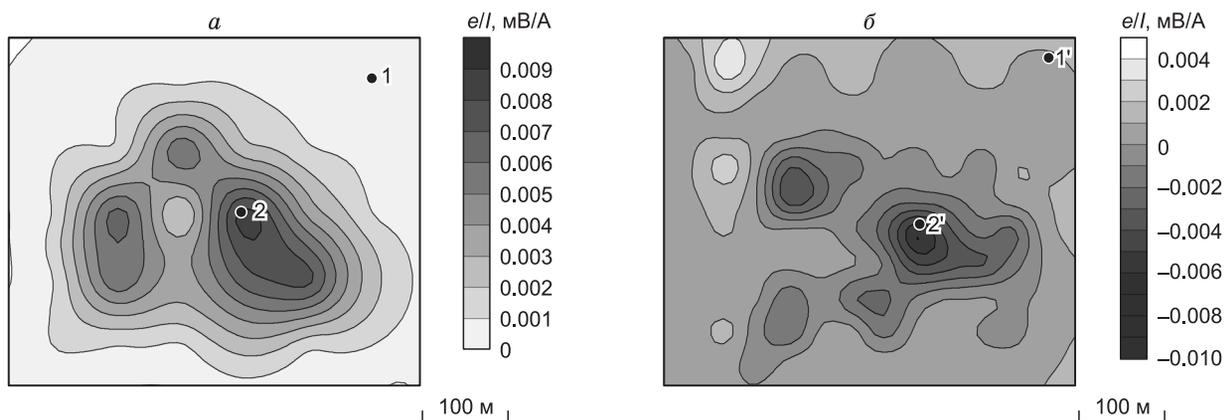


Рис. 4. Карты распределения приведенной к току ЭДС, измеренной на времени $t = 4.7$ мс при расположении приемной рамки в центре (а) и снаружи (б) генераторной петли размером 75×75 м.

Точки 1 и 1' соответствуют фоновым, 2 и 2' — аномальным сигналам.

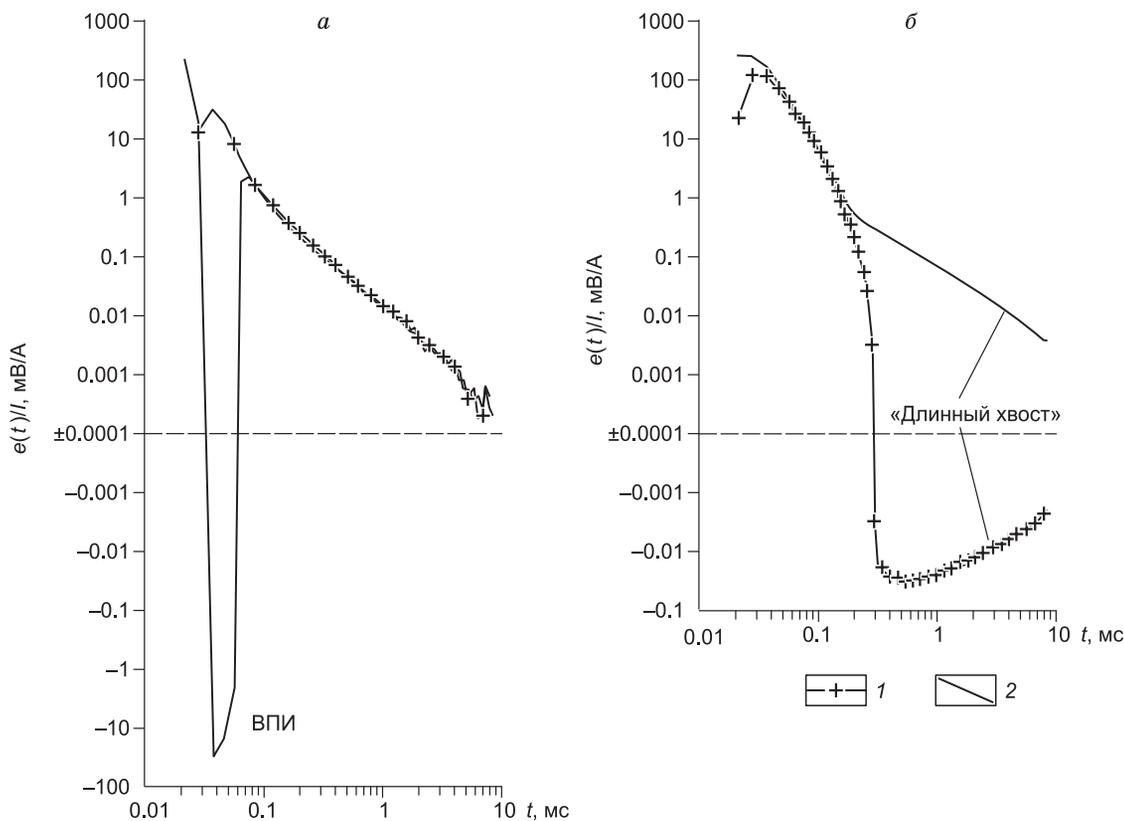


Рис. 5. Переходные характеристики, измеренные на фланге участка (т. 1, см. рис. 4) и в центре аномалии (т. 2, см. рис. 4).

а — соосная установка, *б* — разнесенная. 1, 2 — приемная рамка: 1 — снаружи генераторной петли, 2 — в центре.

кой, видимые проявления ВПИ отсутствуют. Причина этого состоит в том, что установка с вынесенной рамкой по сравнению с симметричной имеет больший разнос, вследствие чего поляризационные эффекты по сравнению с индукционными в относительном выражении проявлены слабее [Жандалинов, Стогний, 2008; Стогний, 2008; Кожевников, Антонов, 2009а]. На временах, превышающих 0.1 мс, переходные характеристики для обеих установок совпадают. Это свидетельствует о том, что на поздних временах основной вклад в переходную характеристику вносят вихревые токи, а геологическая среда близка к горизонтально-слоистой. На поздних временах ЭДС переходного процесса убывает как t^{-2} , что соответствует разрезу с умеренно проводящим основанием.

Иная картина наблюдается в центре аномалии (см. рис. 5, б). На переходной характеристике, измеренной симметричной установкой, эффекты ВПИ визуально не проявляются. В поздней стадии ЭДС переходного процесса убывает как $1/t$. Такой медленный спад ЭДС является характерным признаком релаксации намагниченности, т.е. эффектов магнитной вязкости. Сигнал, измеренный разнесенной установкой, на ранних временах положителен, однако около 0.25 мс меняет полярность, быстро достигает максимального по абсолютной величине отрицательного значения, после чего, оставаясь отрицательным, убывает обратно пропорционально времени в первой степени, т.е. как $1/t$. Согласно результатам математического моделирования именно такие переходные характеристики должны наблюдаться в случае, если разнесенная установка располагается на поверхности магнитовязкого полупространства [Кожевников, Антонов, 2008].

На втором этапе на пикете, где по результатам площадной съемки были зарегистрированы наиболее сильные проявления магнитной вязкости, были выполнены многомерные параметрические зондирования.

Поскольку в отличие от вызванной электрической поляризации релаксация намагниченности в геологических средах протекает независимо от «нормального» индукционного становления, по отношению к магнитной вязкости принцип электромагнитного зондирования не работает. Поэтому для изучения вертикального распределения магнитной вязкости необходимо использовать *геометрические* зондирования [Кожевников, Антонов, 2009б]. В рассматриваемом случае такие зондирования были реализованы путем выполнения на одной точке измерений тремя симметричными (соосными) установ-

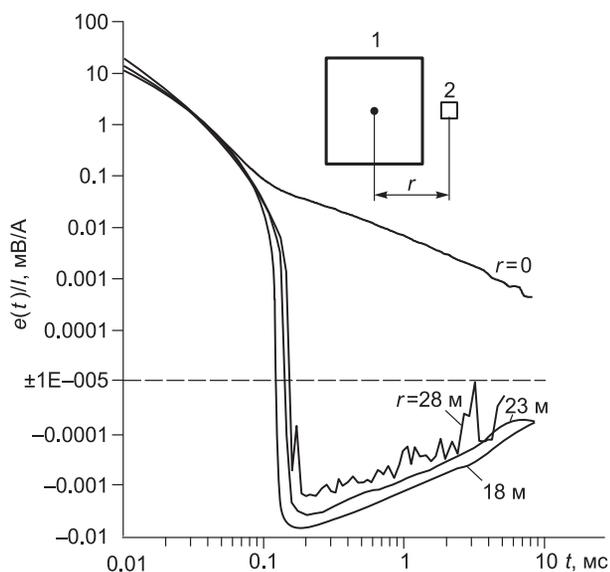


Рис. 6. Влияние разноса на переходные характеристики, измеренные в присутствии пород с магнитной вязкостью.

Центр генераторной петли размером 25×25 м располагался в центре аномалии. В верхней части рисунка показана схема установки.

ками с генераторными петлями размером 25×25 м, 50×50 м и 75×75 м. Центр каждой из генераторных петель и приемная рамка располагались в точке 2 (см. рис. 4, а). Кроме этого, здесь же были выполнены измерения установками с генераторными петлями размером 25×25 м и 50×50 м, при этом приемная рамка последовательно перемещалась на все большее расстояние r от центра генераторной петли вдоль линии, проходящей через ее центр и середину стороны. Измерения с петлей размером 25×25 м были выполнены при четырех ($r = 0, 18, 23$ и 28 м), с петлей 50×50 м — при трех ($r = 0, 20$, и 40 м) разносах. Для измерения переходных процессов, возбуждаемых петлей размером 75×75 м, использовалась приемная рамка с эффективной площадью 10^4 м², во всех остальных случаях — $4 \cdot 10^2$ м².

В качестве иллюстрации на рис. 6 показано, как в зависимости от разноса r изменяется переходная характеристика установки с генераторной петлей 25×25 м; здесь же приведена схема установки. Видно, что при выносе приемной рамки за пределы петли на временном интервале $0.15 - 0.2$ мс происходит быстрая смена полярности ЭДС, после чего сигнал, оставаясь отрицательным, убывает по абсолютной величине как $1/t$. При фиксированной временной задержке величина отрицательной ЭДС тем больше, чем меньше разнос, т.е. чем ближе приемная рамка находится к стороне генераторной петли. Это легко понять с учетом того, что при прочих равных условиях ЭДС, индуцируемая в приемной рамке за счет релаксации намагниченности, прямо пропорциональна взаимной индуктивности между генераторной и приемной петлями [Кожевников, Антонов, 2008]. При увеличении разноса взаимная индуктивность и, соответственно, сигнал, быстро убывают, что — как это видно из переходной характеристики для разноса $r = 28$ м — приводит к ухудшению отношения сигнал/помеха.

Из графиков (см. рис. 6) видно, что при увеличении разноса смена полярности ЭДС происходит на более поздних временах. Это также согласуется с результатами, описанными в работе [Кожевников, Антонов, 2008]. Момент изменения полярности определяется конкуренцией между индукционными процессами и релаксацией намагниченности. Чем больше разнос, тем, с одной стороны, меньше взаимная индуктивность между генераторной петлей и приемной рамкой и, с другой, — тем сильнее влияние индукционных процессов. Поэтому при увеличении разноса та составляющая суммарного сигнала, которая создается релаксацией намагниченности, начинает доминировать на более поздних временах, и, соответственно, смена полярности ЭДС суммарного переходного процесса происходит позже.

Известно, что при работе с разнесенными установками наблюдается еще одна смена полярности ЭДС переходного процесса, создаваемая исключительно диффузией вихревых токов [Кожевников, Антонов, 2008]. Для рассматриваемых установок и геоэлектрических условий более ранняя по времени смена полярности ЭДС переходного процесса происходит на временах менее 10 мкс, т.е. в области, где ее практически невозможно зарегистрировать вследствие инерционности аппаратуры и генераторно-приемной установки.

ИНВЕРСИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Краткое описание процедуры. Инверсия параметрических зондирований выполнялась в рамках модели горизонтально-слоистой среды, магнитная восприимчивость которой зависит от времени/частоты. Напомним, что проявления магнитной вязкости, являющиеся объектом изучения в индуктивной электроразведке, связаны с релаксацией намагниченности присутствующих в горных породах суперпарамагнитных зерен. В этом случае магнитная восприимчивость i -го слоя [Кожевников, Антонов, 2008, 2009б]

$$\kappa_i(t) = \frac{\kappa_{0i}}{\ln(\tau_{2i}/\tau_{1i})} (B + \ln t),$$

где κ_{0i} — статическая магнитная восприимчивость, τ_{1i}, τ_{2i} — нижняя и верхняя границы диапазона времени релаксации намагниченности i -го слоя, B — константа, t — временная задержка. Как правило, вре-

мая t , на котором измеряется ЭДС переходного процесса, удовлетворяет неравенствам $\tau_1 \ll t \ll \tau_2$, поэтому можно принять, что верхняя и нижняя границы диапазона распределения времен релаксации для всех слоев одинаковы, т.е. для каждого слоя $\tau_{1i} = \tau_1$, $\tau_{2i} = \tau_2$.

В частотной области магнитная восприимчивость i -го слоя определяется формулой [Lee, 1984]

$$\kappa_i(\omega) = \kappa_{0i} \left[1 - \frac{1}{\ln(\tau_{2i}/\tau_{1i})} \cdot \ln \frac{(1 + j\omega\tau_{2i})}{(1 + j\omega\tau_{1i})} \right].$$

Здесь $j = \sqrt{-1}$, ω — круговая частота, с^{-1} . На практике частота ω , на которой производится измерение магнитной восприимчивости, почти всегда удовлетворяет неравенствам $1/\tau_1 \ll \omega \ll 1/\tau_2$. Тогда, как и при измерениях во временной области можно принять, что верхняя и нижняя границы диапазона распределения времен релаксации для всех слоев одинаковы, т.е. для каждого слоя $\tau_{1i} = \tau_1$, $\tau_{2i} = \tau_2$.

Для поиска «наилучшей» модели использовался как ручной, так и автоматический подбор. В первом случае модель подбиралась вручную до тех пор, пока, по мнению интерпретатора, расхождение между экспериментальными и синтетическими данными не становилось приемлемым. Во втором случае решение обратной задачи в рамках обсуждаемого эксперимента осуществлялось отысканием набора параметров \mathbf{P} из пространства модельных данных \mathbf{M} , обеспечивающего минимум целевой функции $\Phi(\mathbf{P})$:

$$\Phi(\mathbf{P}) = \left\{ \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N \left[\frac{\varepsilon^{\text{эксп.}}(t_j) - F_{\mathbf{P}}(t_j)}{\delta(t_j)\varepsilon^{\text{эксп.}}(t_j)} \right]^2 \right\}^{1/2}, \quad (1)$$

где t_j — временная задержка с номером j , N — общее количество временных задержек, $F_{\mathbf{P}}$ — оператор прямой задачи, $\delta(t_j)$ — относительная погрешность измерений для временной задержки t_j . Целевая функция является усредненной взвешенной суммой квадратов относительных расхождений синтетической и экспериментальной переходных характеристик. Набор модельных параметров представляет собой вектор $\mathbf{P} = (\kappa_{0i}, h_i)_{i=1, M}$, где M — общее число слоев, κ_{0i} — статическая магнитная восприимчивость, h_i — мощность i -го слоя. Для поиска минимума целевой функции использовался модифицированный метод Нелдера—Мида, который не требует вычисления производных функции прямой задачи, входящей в выражение для минимизируемого функционала [Nelder, Mead, 1965].

В зависимости от того, как проводилась инверсия, расчет переходных характеристик, который необходимо неоднократно выполнять при поиске «наилучшей» модели методом подбора, осуществлялся двумя разными способами. Для ручного подбора использовался способ, основанный на связи между релаксацией намагниченности горных пород и создаваемым ею магнитным потоком, пронизывающим приемную петлю. В основу второго способа положено решение краевой задачи для горизонтально-слоистой среды методом Фурье с учетом зависимости магнитной проницаемости от частоты. Подробное описание обоих способов расчета можно найти в работах [Кожевников, Антонов, 2008, 2009б]. Поскольку временные задержки, на которых измерялась ЭДС, не выходили за пределы диапазона 0.01—10 мс, при расчетах обоими способами было принято, что $\tau_1 = 10^{-6}$ с, $\tau_2 = 10^6$ с.

Поскольку одна из целей описываемых исследований заключалась в том, чтобы ответить на вопрос, возможно ли в принципе дать количественную интерпретацию данных импульсной индуктивной электроразведки в терминах магнитной вязкости, важно было получить именно *независимые* оценки распределения магнитной вязкости. Это было достигнуто за счет того, что для инверсии использовались разные решения прямой задачи и подходы к подбору модели. Кроме этого, автоматическая и ручная инверсии проводилась разными интерпретаторами (Е.Ю. Антоновым и Н.О. Кожевниковым).

Результаты инверсии: ручной подбор. На рис. 7, а приведены переходные характеристики, измеренные соосными установками с генераторными петлями размером 25 × 25 м, 50 × 50 м и 75 × 75 м. Центры установок находились на одном и том же пикете, где располагалась многовитковая приемная рамка размером 0.8 × 0.8 м с эффективной площадью 400 м². Начиная с временной задержки порядка 0.1—0.2 мс ЭДС переходного процесса убывает как $1/t$. Поэтому значения ЭДС при $t \geq 0.1$ —0.2 мс можно использовать для инверсии в рамках подхода, основу которого составляет расчет зависящей от времени кажущейся магнитной восприимчивости [Кожевников, Антонов, 2008, 2009а].

С учетом сказанного для ручной инверсии были использованы значения ЭДС, измеренные установками с генераторными петлями указанных размеров на времени $t = 1$ мс. Измеренная ЭДС показана на рис. 7, б маленькими ромбами. Подчеркнем, что при изучении вертикального распределения магнитной вязкости симметричными установками аналогом разности, контролирующим эффективную глубину зондирования, является размер генераторной петли.

Сплошной линией на рис. 7, б показан модельный график, а на рис. 7, в приведена соответствующая модель горизонтально-слоистой среды. Сверху располагается немагнитный ($\kappa_{01} = 0$) слой неболь-

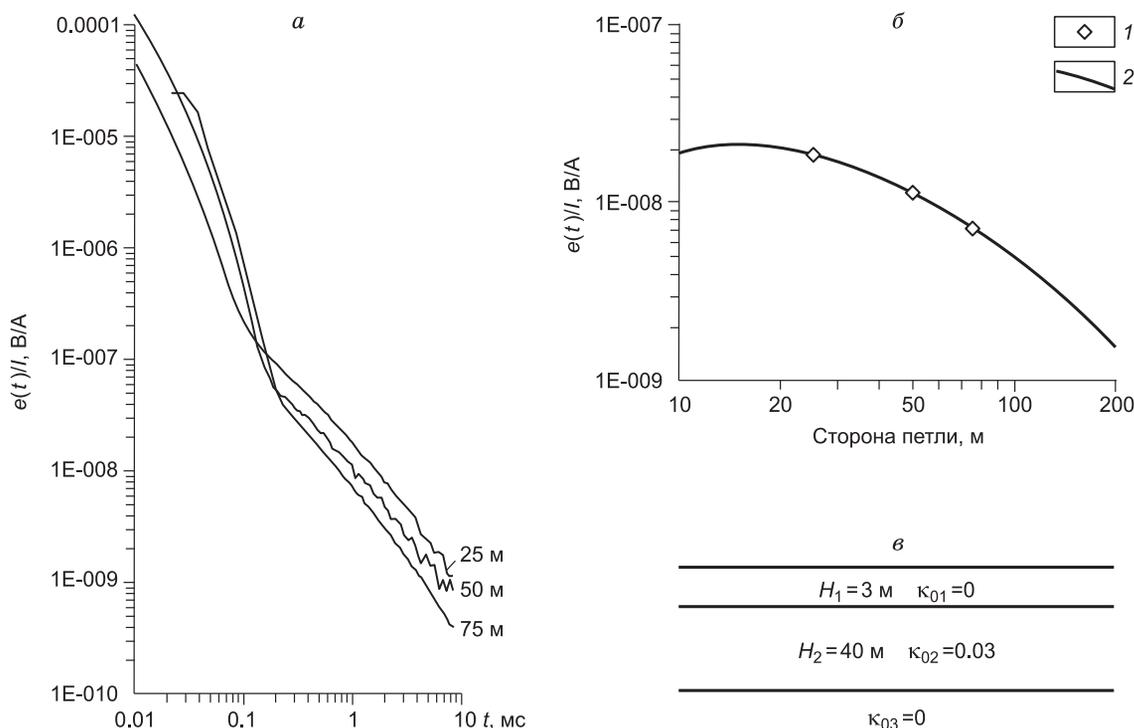


Рис. 7. Ручная инверсия параметрического зондирования: переходные характеристики, измеренные приемной рамкой, которая располагалась в центре квадратной генераторной петли с длиной стороны 25, 50 и 75 м (а); экспериментальный и модельный графики зависимости ЭДС на времени $t = 1$ мс от длины стороны генераторной петли (б); модель среды (в).

а, б — значения ЭДС приведены к рамке площадью 1 м^2 . 1 — эксперимент, 2 — модель.

шой ($H_1 = 3 \text{ м}$) мощности. Ниже залегает магнитовязкий ($\kappa_{02} = 0.03 \text{ ед. СИ}$) слой мощностью около 40 м , который подстилается немагнитным ($\kappa_{03} = 0$) основанием.

Результаты инверсии: автоматический подбор. Возможности автоматической инверсии на примере данных, измеренных при различном положении приемной рамки, которая располагалась на прямой линии, проходящей через центр генераторной петли размером $25 \times 25 \text{ м}$ и середину ее стороны, иллюстрирует рис. 8.

Сплошными линиями (см. рис. 8) показаны синтетические переходные характеристики, рассчитанные для модели, которая была найдена путем минимизации функционала (1). Подчеркнем, что синтетические переходные характеристики рассчитаны на основе модели, найденной путем *совместной* инверсии. Результаты измерений для каждой из четырех установок, т.е. с разносом $0, 18, 23$ и 28 м (см. рис. 6), были объединены в *единый* вектор данных, после чего отыскивалась модель, обеспечивающая минимум функционала (1) для этого вектора. Параметры модели приведены в таблице. Детали процедуры можно найти в работах [Kozhevnikov, Antonov, 2008; Кожевников, Антонов, 2009а], где описаны результаты ее

применения для совместной инверсии данных МПП с учетом быстро устанавливающейся вызванной электрической поляризации.

Комментируя рис. 8, необходимо сделать дополнительные пояснения. Во-первых, для инверсии были использованы только правые участки переходных характеристик, содержащие информацию именно о магнитной вязкости, изучение которой является целью настоящей работы. Во-вторых, при решении прямой задачи учитывалась конечная длительность импульсов тока в генера-

Параметры моделей, найденных путем ручной и автоматической инверсии

Параметр	Ручной подбор	Автоматический подбор		
	генераторные петли $25 \times 25, 50 \times 50, 75 \times 75 \text{ м}$; $r = 0$	генераторные петли $25 \times 25, 50 \times 50, 75 \times 75 \text{ м}$; $r = 0$	генераторная петля $25 \times 25 \text{ м}$; $r = 0, 18, 23, 28 \text{ м}$	генераторная петля $50 \times 50 \text{ м}$; $r = 0, 30, 40 \text{ м}$
κ_{01} , ед. СИ	0	0	0	0
H_1 , м	3	3.2	2.6	3.1
κ_{02} , ед. СИ	$3 \cdot 10^{-2}$	$3.1 \cdot 10^{-2}$	$2.6 \cdot 10^{-2}$	$2.5 \cdot 10^{-2}$
H_2 , м	40	41	93	121
κ_{03} , ед. СИ	0	0	0	0

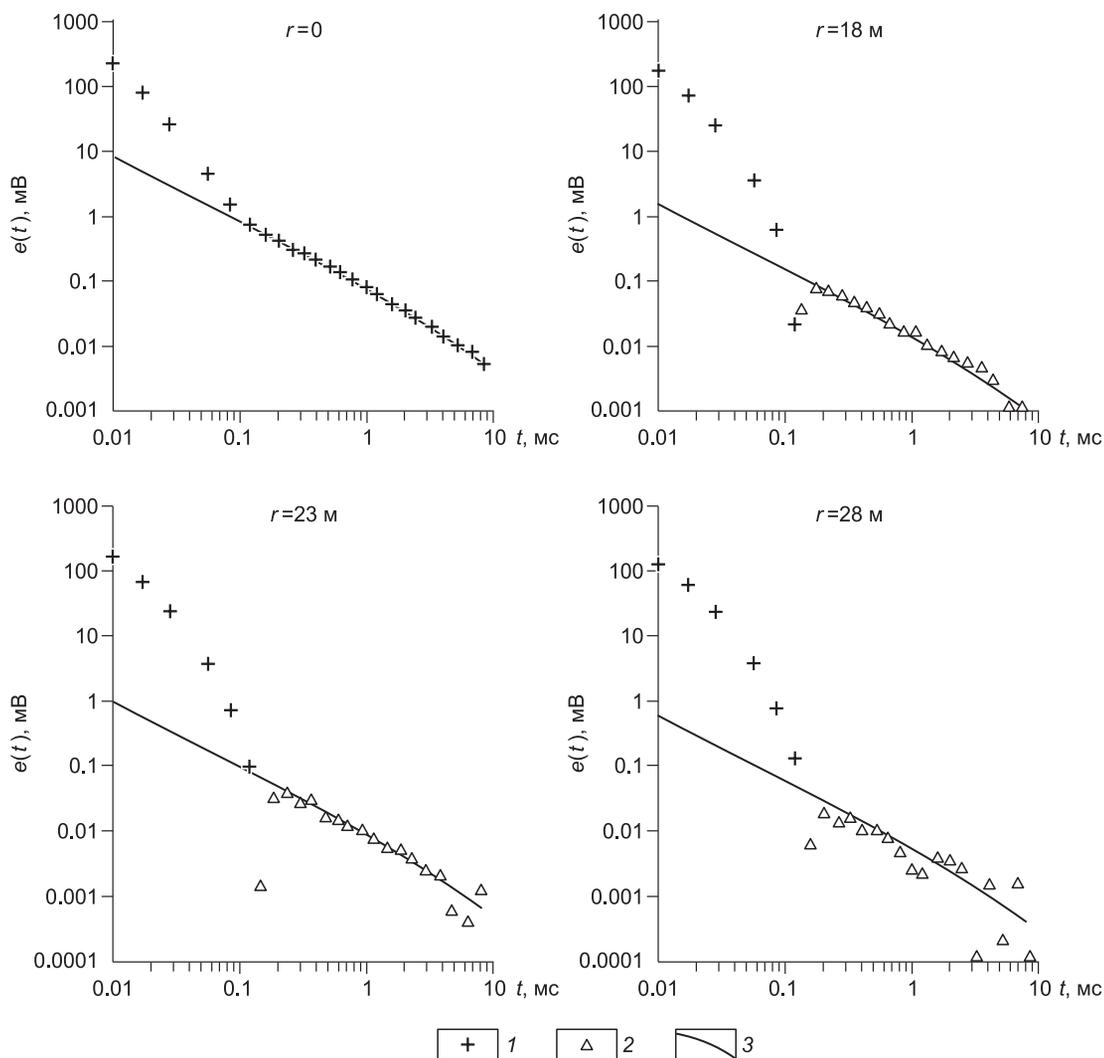


Рис. 8. Результаты автоматической инверсии параметрического зондирования с генераторной петлей размером 25×25 м.

1, 2 — измеренная ЭДС: 1 — положительной, 2 — отрицательной полярности; 3 — модельный график ЭДС. Эффективная площадь приемной рамки $4 \cdot 10^2$ м², ток в генераторной петле 11.7 А.

торной петле, что позволило объяснить более быстрый (по сравнению с убыванием по закону $1/t$) спад ЭДС на «хвостах» переходных характеристик, т.е. на самых поздних временах.

Представленный на рис. 8 результат применения совместной автоматической инверсии не является единственным. Аналогичным образом были проинтерпретированы данные, полученные с генераторной петлей размером 50×50 м при разносах 0, 30 и 40 м (см. рис. 3), а также переходные характеристики, измеренные в точке 2 тремя симметричными установками. Параметры соответствующих моделей приведены в таблице.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно результатам инверсии, полученным разными способами и для разных установок (см. таблицу), геологическая среда в окрестностях точки 2 соответствует трехслойной модели. Сверху располагается тонкий немагнитный ($\kappa_{01} = 0$) слой, мощность которого составляет около 3 м. Ниже располагается магнитовязкий слой. Его статическая восприимчивость κ_{02} по данным всех установок и независимо от способа инверсии составляет около 0.03 ед. СИ. Этот слой подстилается немагнитным ($\kappa_{03} = 0$) основанием. В оценках мощности H_2 магнитовязкого слоя наблюдаются существенные (от 40 до 120 м) расхождения.

При подборе моделей, объясняющих экспериментальные данные, оказалось, что небольшие отклонения мощности H_1 верхнего слоя и статической магнитной восприимчивости κ_{02} промежуточного

слоя (по сравнению с помещенными в таблице) приводят к большим расхождениям между экспериментальными и модельными данными. Это значит, что чувствительность данных МПП по отношению к указанным параметрам модели высокая, и это дает основания предположить, что найденные параметры близки к истинным. Что касается мощности H_2 второго слоя, то она определяется не так уверенно. Причина этого заключается в том, что размер самой большой генераторной петли (75×75 м) слишком мал для того, чтобы эта установка в достаточной мере реагировала на изменения глубины залегания подошвы магнитовязкого слоя. Так, модельный график (см. рис. 7, б) изменится лишь незначительно, если, например, вместо $H_2 = 40$ м при расчетах принять, что $H_2 = 50$ м. Результаты численного эксперимента показали, что дополнительное зондирование с генераторной петлей размером 200×200 м позволяет существенно снизить неоднозначность восстановления параметра H_2 при решении обратной задачи.

В целом же близость моделей, полученных в результате инверсии данных, измеренных установками разной геометрии, говорит о том, что локальная модель геологической среды на участке параметрических зондирований близка горизонтально-слоистой. С учетом геологии участка работ, где выполнены измерения, модель представляется довольно «разумной». Верхний, немагнитный слой толщиной около 3 м образован четвертичными отложениями, промежуточный магнитовязкий слой — туфами основного состава и вулканогенно-осадочными породами триаса. Основание сложено слабомагнитными карбонатными породами палеозойского возраста.

Если предположить, что суперпарамагнитные частицы представлены мельчайшими зернами магнетита, можно оценить их содержание. Объемная магнитная восприимчивость суперпарамагнитного зерна магнетита составляет 230 ед. СИ [The geophysics..., 1980]. Поделив на эту величину найденное в результате инверсии значение магнитной восприимчивости ($\kappa_{02}=0.03$ ед. СИ), находим, что объемное содержание суперпарамагнитных зерен магнетита в промежуточном слое составляет $1.3 \cdot 10^{-4}$, или 0.013 %. Соответственно, весовое содержание ультрадисперсных частиц — с учетом того, что плотность магнетита равна 4.7 г/см³, а плотность туфов в среднем составляет около 2 г/см³ [Кобранова, 1986] — оценивается величиной порядка 0.03 %. Это говорит о том, что метод переходных процессов представляет собой чувствительный инструмент для *in situ* обнаружения и оценки содержания суперпарамагнитных частиц в породах трапповой формации.

Иногда в данной статье во избежание повторов геологические среды, которые не являются магнитовязкими, называются немагнитными. В общем случае это неверно, так как немагнитных пород не бывает. Кроме вязкой, в горных породах всегда образуется «нормальная» индуцированная намагниченность, т.е. такая, которая во временном масштабе эксперимента устанавливается практически мгновенно. Эта составляющая намагниченности оказывает влияние на сигналы, измеряемые в низкочастотной индуктивной электроразведке [Низкочастотная..., 1986], однако является «невидимой» для метода переходных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование проявлений магнитной вязкости геологических сред в условиях их естественного залегания представляет собой актуальную проблему импульсной индуктивной электроразведки и, видимо, магнетизма горных пород. В настоящей статье представлены результаты полевого эксперимента, выполненного на участке, где ранее были зарегистрированы аномальные переходные процессы, свидетельствующие о сильных эффектах магнитной вязкости. С целью оконтуривания аномалии были проведены площадные детальные съемки, а для изучения вертикального распределения магнитной вязкости — параметрические зондирования с установками разной геометрии.

Инверсия параметрических зондирований выполнялась методом подбора в рамках горизонтально-слоистой модели магнитовязкой среды. Подбор проводился вручную и автоматически. В первом случае расчет отклика модели осуществлялся по аналитическим формулам, во втором — путем численного решения уравнения Гельмгольца. Согласно результатам как автоматической, так и ручной инверсии, геологическая среда в центре аномального участка близка к горизонтально-слоистой и описывается трехслойной моделью с промежуточным магнитовязким слоем. Данная модель согласуется с априорной информацией о геологическом строении участка работ и, возможно, уточняет его.

По результатам инверсии и с учетом того, что основным ферромагнитным минералом в геологических средах является магнетит, получена оценка объемного содержания суперпарамагнитных частиц в магнитовязком слое.

Приведенные в статье материалы отражают первый опыт применения метода переходных процессов для целенаправленного изучения релаксации намагниченности геологических сред в условиях их естественного залегания, а также инверсии данных МПП в терминах магнитной вязкости. В статье рассмотрены проблемы эквивалентности, разрешающей способности, влияния погрешностей измерений на качество решения обратной задачи, которые должны составить предмет специального исследования.

Представленные в статье научные результаты получены при поддержке РФФИ (грант 10-05-00263).

ЛИТЕРАТУРА

А.с. № 2045083 РФ. Способ геоэлектроразведки / А.К. Захаркин, В.М. Бубнов. Оpubл. в БИ, 27.09.95, № 27, 5 с.

Барсуков П.О., Файнберг Э.Б. Исследование окружающей среды методом переходных процессов с использованием ВП и СПМ эффектов // Физика Земли, 2002, № 11, с. 82—85.

Жандалинов В.М., Стогний Вас.В. Новая технология многокомпонентных измерений при поисках поляризующихся кимберлитовых тел методом переходных процессов // Материалы 3-й Международной конференции и выставки, Ленэкспо, Россия, Санкт-Петербург, 7—10 апреля 2008 г., 6 с.

Захаркин А.К., Бубнов В.М., Крыжановский В.А., Тарло Н.Н. Магнитная вязкость горных пород – новый осложняющий фактор метода ЗСБ // Поиск полезных ископаемых в Сибири методом зондирования становлением поля. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1988, с. 19—26.

Кобранова В.Н. Петрофизика. М., Недра, 1986, 392 с.

Кожевников Н.О., Снопков С.В. Суперпарамагнетизм в геоэлектрике. Иркутск, 1990, 32 с. Деп. в ВИНТИ 13.08.90, № 4584—В90.

Кожевников Н.О., Снопков С.В. Магнитная вязкость траппов и ее связь с аномалиями электромагнитного поля в методе переходных процессов (Якутская кимберлитовая провинция) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 91—102.

Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Влияние релаксации намагниченности однородного полупространства на индукционные переходные характеристики // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 262—276.

Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Совместная инверсия данных МПП с учетом индукционно-вызванной поляризации // Геология и геофизика, 2009а, т. 50 (2), с. 181—190.

Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Влияние релаксации намагниченности двухслойного полупространства на индукционные переходные характеристики // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (10), с. 1157—1170.

Низкочастотная индуктивная электроразведка при поисках и разведке магнитных руд / Ю.И. Блох, Е.М. Гаранский, И.А. Доброхотова, И.В. Ренард, Ю.В. Якубовский. М., Недра, 1986, 192 с.

Сидоров В.А., Ткаченко А.К., Яхин А.М., Курьянов Ю.С. Соловьев А.М. Особые случаи переходных процессов // Электромагнитная индукция в верхней части земной коры. М., Наука, 1990, с. 84—85.

Стогний Вас.В. Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 4, с. 46—56.

Стогний Вас.В., Жандалинов В.М. Импульсная индуктивная электроразведка при поисках кимберлитовых тел в условиях диспергирующей среды Малоботуобинского и Среднемархинского алмазодобных районов // Геофизика, 2006, № 2, с. 53—57.

Barsukov P.O., Fainberg V.E. Superparamagnetism effect over gold and nickel deposits // European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 2001, v. 6, p. 61—72.

Buselli G. The effect of near surface superparamagnetic material on electromagnetic transients // Geophysics, 1982, v. 47, № 9, p. 1315—1324.

Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu. Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: numerical simulation experiment with homogeneous half-space // J. Appl. Geophys., 2008, v. 66, p. 31—43.

Kozhevnikov N.O., Vanchugov V.A. TEM sounding method in the search for kimberlites in Western Yakutiya, Russia // 60th EAGE meeting, Expanded Abstracts. Leipzig, 1998, p. 147.

Lee T.J. The transient electromagnetic response of a magnetic or superparamagnetic ground // Geophysics, 1984, v. 49, № 7, p. 854—860.

Nelder J.A., Mead R. A simplex method for function minimization // Computer J., 1965, № 7, p. 308—313.

Neumann J. Untersuchung von EM-Transienten einer Altlast auf superparamagnetischen Einfluss. Diplomarbeit, Universität zu Köln, 2006, 97 p.

Pasion L.R., Billings S.D., Oldenburg D.W. Evaluating the effects of magnetic soils on TEM measurements for UXO detection // Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 2002, p. 1428—1431.

The geophysics of the Elura orebody / Ed. D.M. Emerson. Sydney, Austral. Soc. Expl. Geophys., 1980, 205 p.

Worm H.-U. The superparamagnetism of Yucca Mountain tuff // J. Geophys. Res., 1999, v. 104, № B11, p. 25415—25425.