

Метод переходных процессов при изучении геологических сред с магнитной вязкостью

© Н. О. Кожевников, Е. Ю. Антонов, Г. Г. Матасова, Я. К. Камнев, 2012

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Поступила 25 апреля 2012 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом

У статті обговорено вплив магнітної в'язкості геологічних середовищ на індукційні перехідні характеристики. Магнітна в'язкість — одна з властивостей ферромагнетизму. В гірських породах і ґрунтах вона пов'язана передусім з релаксацією намагніченості суперпарамагнітних ультрадисперсних часточок феримагнітних мінералів. В методі перехідних процесів (МПП) магнітна в'язкість проявляється у вигляді ЕРС, яка спадає обернено пропорційно першому степеню часу. Здебільшого вплив магнітної в'язкості розглядають як геологічну перешкоду, яка утруднює та унеможливає інтерпретацію індукційних перехідних характеристик у термінах електропровідності. Водночас є свідчення того, що прояви магнітної в'язкості в МПП відбивають історію формування та деякі особливості мінералогії геологічних середовищ. Унаслідок цього уявляється актуальним навчитися, по-перше, застосовуючи установки різної геометрії, послабляти або підвищувати ефекти магнітної в'язкості і, по-друге, інтерпретувати їх в термінах, які вживають фахівці у сфері магнетизму гірських порід. Розглянуто способи і результати розрахунків індукційних перехідних характеристик за наявності середовищ з магнітною в'язкістю, а також дані лабораторних вимірів цього параметра на частотній та тимчасовій ділянках. На прикладі інверсії польових матеріалів у межах моделі середовища з магнітною сприйнятливістю, яка залежить від часу, показано, яка магнітна в'язкість може бути використана як джерело важливої геологічної інформації. Відображено перший досвід застосування МПП для цілеспрямованого вивчення релаксації намагніченості геологічних середовищ. У статті не висвітлено проблеми еквівалентності, роздільної здатності, впливу похибок вимірювань на якість розв'язку оберненої задачі, які мають скласти предмет спеціального дослідження.

The paper discusses the effect of magnetically viscous geological materials on the TEM response. Magnetic viscosity is a property of ferromagnetism. In rocks and soils it is often associated with superparamagnetism, or magnetic relaxation of ultra-fine ferrimagnetic mineral grains. Magnetic viscosity in TEM data shows itself as voltage decaying inversely proportional to the first power of time. Most often it is treated as a geologic noise that hinders inversion of TEM response in terms of electrical conductivity. On the other hand, there is evidence that magnetic viscosity effects are related to the mineralogy and history of natural and man-made geological materials. Therefore, it appears reasonable to learn how, (1) using TEM systems of different geometry, to amplify or depress the magnetic viscosity response and (2) interpret it in terms of rock magnetism. We show, through forward calculation of TEM responses, laboratory magnetic viscosity measurements both in time and frequency domains, and inversion of the field TEM data in terms of time-dependant magnetic susceptibility, how magnetic viscosity effects can be used as a source of important information on the near-surface geology. The discussed results present a first experience in applying the TEM method to purposeful investigation into magnetic relaxation of rocks. There are still a number of important issues that remain beyond this consideration and will be a subject of a special study, namely, equivalence, resolution, and influence of measurement errors on the inversion quality.

Введение. Магнитная вязкость — одно из свойств ферромагнетизма. В большинстве случаев при проведении геофизических съемок методом переходных процессов (МПП) эффекты магнитной вязкости, или магнитного последствия, слабо проявлены по сравнению с вкладом вихревых токов. Однако существу-

ют геологические природные и антропогенные объекты, при наличии которых эффекты магнитной вязкости становятся заметными или даже преобладают. Влияние магнитной вязкости проявляется в виде необычайно медленно (чаще всего, обратно пропорционально первой степени времени) убывающей ЭДС. При исследовании

довании таких объектов уже нельзя игнорировать методы импульсной индуктивной электроразведки, фиксирующие эффекты магнитной вязкости. О проявлениях магнитной вязкости упоминается все чаще по мере того, как расширяется класс объектов, которые изучают или пытаются изучить с помощью МПП и его аналогов (ЗСБ, ЗМПП), и совершенствуется аппаратура (повышение реальной чувствительности, расширение временного диапазона).

Впервые влияние магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики земли было отмечено в Англии при археологических изысканиях крепостных сооружений времен римского нашествия, проводившихся с помощью импульсного металлоискателя [Colani, Aitken, 1966]. В последнее десятилетие интерес к проявлениям магнитной вязкости в импульсной индуктивной электроразведке поддерживается в связи с проблемой обнаружения и диагностики неразорвавшихся боеприпасов [Pasion et al., 2002].

Обычно проявления магнитной вязкости рассматривают как геологическую помеху, затрудняющую интерпретацию данных МПП в терминах «нормальной» электропроводности [Захаркин и др., 1988; Пат. РФ ..., 1995; Buselli, 1982; Dabas, Skinner, 1993; Lee, 1984a, b; Pasion et al., 2002]. Так, формальная интерпретация медленно убывающей ЭДС приводит к появлению не существующих в реальности слоев очень низкого удельного сопротивления [The geophysics ..., 1980]. Вместе с тем результаты некоторых исследований свидетельствуют о том, что измеряемые с помощью индуктивных методов эффекты магнитной вязкости отражают особенности генезиса и строения природных и антропогенных геологических сред и объектов, а также происходивших в приповерхностных слоях геологических процессов [Барсуков, Файнберг, 2002; Кожевников и др., 1998; Кожевников, Никифоров, 1999; Кожевников, Снопков, 1990, 1995; Barsukov, Fainberg, 2001; Kozhevnikov et al., 2001; Kozhevnikov, Nikiforov, 1995; Thiesson et al., 2007]. Таким образом, представляется актуальным, во-первых, дать методические рекомендации по поводу того, каким образом можно усилить или, наоборот, ослабить влияние магнитной вязкости; во-вторых, научиться средствами импульсной индуктивной электроразведки картировать распределение магнитной вязкости верхних горизонтов земной коры в плане и на глубину; в-третьих, найти способы истолкования результатов таких съемок в терминах петро-

физики и, возможно, магнитной минералогии.

Релаксация намагниченности и ее связь с индукционной переходной характеристикой. На рис. 1 изображены генераторная и приемная петли. Предположим, что в генераторной петле в течение длительного времени протекает постоянный ток I , а среда, на поверхности которой располагаются петли, немагнитная. В этом случае магнитный поток Φ_0 , пронизывающий приемную петлю, можно определить как $\Phi_0 = IM_0$, где M_0 — коэффициент взаимной индуктивности между петлями при их расположении в немагнитной среде.

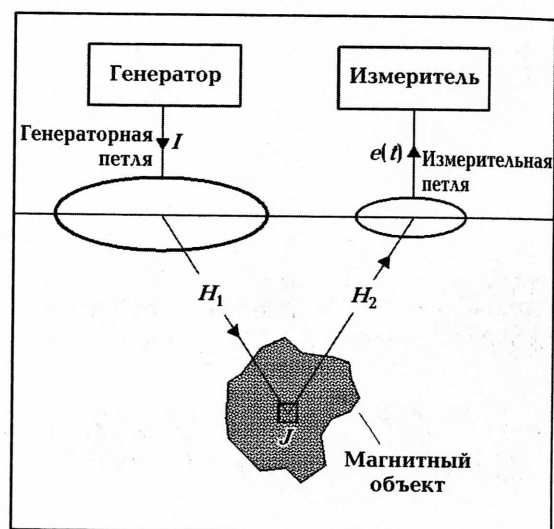


Рис. 1. Система для измерений методами импульсной индуктивной электроразведки и магнитный объект.

Если в окрестностях петли располагается магнитный объект, то под действием первичного магнитного поля H_1 каждый элементарный объем объекта приобретает намагниченность J . Намагниченный объект создает вторичное магнитное поле H_2 , которое вносит добавку $\Delta\Phi$ в магнитный поток Φ_0 . Соответственно, M_0 изменяется на величину ΔM , которую называют внесенной индуктивностью. В зависимости от геометрии установки и пространственного распределения магнитной восприимчивости ΔM увеличивает или уменьшает начальную индуктивность. Измерив ΔM , можно судить о наличии объекта и его свойствах. Индуктивность с учетом влияния одного или нескольких намагниченных объектов (в их числе может быть и магнитное полупространство) назовем эффективной и обозначим как M_e . Ее удобно представить как $M_e = \mu_e M_0$, где μ_e — эффективная относительная магнитная проницаемость, учитывающая влияние расположенных в

окрестности установки магнитных объектов. Если таких объектов нет, то $\mu_e = 1$. В том случае когда для возбуждения первичного поля и измерения вторичной ЭДС используется однопетлевая или совмещенная установка, взаимная индуктивность равна собственной индуктивности L_0 петли.

В момент $t=0$ ток в петле быстро выключается и так же быстро исчезает первичное магнитное поле. Если намагниченность объекта вязкая, ее спад после снятия первичного поля происходит медленно. Убывающая намагниченность создает синхронное с ней вторичное магнитное поле H_2 , магнитный поток которого, пронизывая приемную петлю, индуцирует в ней ЭДС $e(t)$: $e(t) = -\frac{d\Phi}{dt}$.

$$e(t) = -\frac{d\Phi}{dt}.$$

При характеристике геологических сред вместо магнитной проницаемости принято использовать магнитную восприимчивость κ . В Международной системе СИ связь между относительной магнитной проницаемостью μ и магнитной восприимчивостью выражается соотношением $\mu = 1 + \kappa$. Соответственно, для эффективных относительной магнитной проницаемости и восприимчивости $\mu_e = 1 + \kappa_e$, откуда $M_e = M_0(1 + \kappa_e)$.

Для сред с магнитным последствием изменение намагниченности отстает от изменения приложенного магнитного поля, а параметры μ_e , κ_e и M_e зависят от времени. Показано [Кожевников, Антонов, 2008], что в этом случае ЭДС на зажимах приемной петли составляет:

$$e(t) = -\frac{d\Phi}{dt} = \delta(t) I_0 M_0 + I_0 M_0 \frac{d\kappa_e}{dt}.$$

Здесь первое слагаемое представляет собой ЭДС, индуцируемую в приемной петле в момент выключения тока в генераторной петле. Это слагаемое не содержит информации о магнитной вязкости. Приведенная к току ЭДС, индуцируемая в приемной петле за счет релаксации намагниченности геологической среды, записывается как

$$\frac{e(t)}{I_0} = M_0 \frac{d\kappa_e}{dt}.$$

Для того чтобы практически воспользоваться этой формулой, необходимо рассчитать коэффициент M_0 и располагать моделью, описывающей $\kappa_e(t)$ в зависимости от пространственного распределения истинной восприимчивости и параметров установки.

Магнитная восприимчивость ансамбля однодоменных частиц. При воздействии внеш-

него магнитного поля на «обычные» среды их намагниченность устанавливается мгновенно во временном масштабе эксперимента. Иными словами, приложенное поле H и намагниченность J изменяются синфазно и связаны соотношением $J = \kappa H$, где κ не зависит от времени.

Если среда характеризуется магнитной вязкостью, намагниченность зависит от времени. Для магнитного поля, которое включается в момент $t=0$, $J(t) = \kappa(t)H$, где $\kappa(t)$ — зависящая от времени магнитная восприимчивость.

В большинстве случаев магнитная вязкость геологических сред связана с релаксацией намагниченности однодоменных частиц. Если размер однодоменной частицы достаточно мал или температура достаточно велика, то вследствие тепловых флуктуаций направление намагниченности частицы может переходить из одного стабильного состояния в другое, «подстраиваясь» под внешнее магнитное поле.

Реакцию отдельной частицы принято характеризовать временем релаксации τ , зависящим от энергетического барьера E между стабильными состояниями ($E = KV$, где K — постоянная анизотропии; V — объем частицы) и температуры T [Néel, 1949]: $\tau = \frac{1}{f_0} e^{\frac{KV}{kT}}$, где $f_0 \approx 10^9 \text{ с}^{-1}$; k — постоянная Больцмана. Феномен суперпарамагнетизма возникает в том случае, если ансамбль таких частиц достигает состояния теплового равновесия за время, намного меньшее продолжительности эксперимента.

Поскольку в реальных геологических средах содержатся частицы разного размера, процесс приобретения (или спада) намагниченности ансамбля таких частиц характеризуются спектром времен релаксации. При исследовании магнитной вязкости особое значение имеет функция Фрелиха [Fannin, Charles, 1995], описывающая распределение времен релаксации ансамбля однодоменных частиц, у которых энергетические барьеры между соседними состояниями намагниченности распределены равномерно. Для такой функции времена релаксации τ распределены на интервале от τ_1 до τ_2 : $\tau_1 \leq \tau \leq \tau_2$. Внутри этого интервала $f(\tau) = \frac{1}{\tau \ln(\tau_2/\tau_1)}$, тогда как вне интервала $f(\tau) = 0$.

Точные, или «истинные», значения τ_1 и τ_2 обычно неизвестны, однако это не влияет на результаты практических измерений. Обычно времена релаксации распределены в интервале, перекрывающем много порядков, а вязкую намагниченность измеряют в диапазоне времен t , удовлетворяющих неравенствам $\tau_1 \ll t \ll \tau_2$. В

этом случае при ступенчатом включении внешнего магнитного поля намагниченность ансамбля частиц возрастает пропорционально логарифму времени [Кожевников, Антонов, 2008]:

$$J(t) = \frac{\kappa_0 H}{\ln(\tau_2/\tau_1)} (B + \ln t).$$

В этом выражении κ_0 — статическая магнитная восприимчивость, $B = 1 + \gamma + \ln \tau_2$, где $\gamma \approx 0,577$ (постоянная Эйлера). Поделив обе его части на H , найдем зависящую от времени магнитную восприимчивость:

$$\kappa(t) = \frac{\kappa_0}{\ln(\tau_2/\tau_1)} (B + \ln t).$$

Если измерения выполняются в гармоническом режиме, магнитная восприимчивость сред с магнитной вязкостью является комплексной и частотно-зависимой [Worm, 1999]. В частотной области магнитная восприимчивость ансамбля однодоменных частиц, распределение времен релаксации которых описывается функцией Фрелиха, определяется формулой [Трухин, 1973; Fannin, Charles, 1995; Lee, 1984a, b]

$$\kappa^*(\omega) = \kappa_0 \left[1 - \frac{1}{\ln(\tau_2/\tau_1)} \ln \frac{(1 + j\omega\tau_2)}{(1 + j\omega\tau_1)} \right],$$

где $j = \sqrt{-1}$; ω — круговая частота. На низких частотах магнитная восприимчивость, описываемая этой формулой, приближается к статическому значению κ_0 , а на высоких — к нулю. В диапазоне частот $1/\tau_2 < \omega < 1/\tau_1$ реальная компонента $\kappa^*(\omega)$ убывает пропорционально логарифму частоты, тогда как мнимая не зависит от частоты [Fannin, Charles, 1995].

Расчет индукционных переходных характеристик с учетом магнитной вязкости. При расположении генераторной и приемной петель на поверхности однородного полупространства с зависящей от времени истинной магнитной восприимчивостью $\kappa(t)$ ЭДС, индуцируемая в приемной петле за счет релаксации намагниченности после выключения установившегося тока I_0 в генераторной петле, определяется выражением [Кожевников, Антонов, 2008]

$$e(t) = \frac{1}{2} I_0 M_0 \frac{d\kappa}{dt}.$$

Для неоднородного полупространства вместо истинной необходимо использовать кажущуюся магнитную восприимчивость κ_k , определяемую пространственным распределением

истинной магнитной восприимчивости и геометрией установки:

$$e(t) = \frac{1}{2} I_0 M_0 \frac{d\kappa_k}{dt}.$$

По существу расчет кажущейся магнитной восприимчивости сводится к вычислению магнитного потока через приемную петлю, создаваемого намагниченностью среды с известным распределением $\kappa(x, y, z)$. Для некоторых моделей, в частности для горизонтально-слоистой среды, известны аналитические выражения, которые были использованы авторами для расчета индукционных переходных характеристик [Кожевников, Антонов, 2009, 2011].

Способ, основанный на связи между вязкой намагниченностью и создаваемым ею магнитным потоком, позволяет упростить расчеты путем использования известных аналитических решений, однако не учитывает эффекты взаимодействия вихревых токов и релаксации намагниченности и в этом смысле не является «строгим». Другой способ расчета переходных характеристик основан на решении уравнения Гельмгольца в частотной области с учетом зависимости магнитной проницаемости от частоты и с последующей трансформацией во временную область. Этот способ является общим, поскольку в решении учитывается взаимодействие между вязкой намагниченностью и вихревыми токами.

Сравнение переходных характеристик, рассчитанных обоими способами для одних и тех же установок и модели однородного полупространства, показало, что переходные характеристики совпадают, если расстояние между проводами генераторной и приемной петель превышает первые сантиметры. Это свидетельствует о том, что для несовмещенных петель оба метода дают правильные результаты. При близком (расстояние порядка 1 см и менее) расположении проводов генераторной и приемной петель наблюдаются расхождения. Возможные причины данного расхождения обсуждаются в работе [Кожевников, Антонов, 2008], где на основании расчетов, выполненных обоими способами для модели однородного магнитовязкого полупространства, показано, что в этом случае правильные результаты дает первый способ.

Оба способа использованы авторами для систематических расчетов переходных характеристик различных петлевых установок при наличии горизонтально-слоистых магнитовязких сред. Параметры i -го слоя включали стати-

ческую восприимчивость κ_0 , а также нижнюю и верхнюю границы диапазона времен релаксации намагниченности τ_{1i} , τ_{2i} . Как отмечалось выше, обычно время 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 $\tau_{1i} = \tau_1$, $\tau_{2i} = \tau_2$. При выполнении расчетов, результаты которых обсуждаются в настоящей статье, было принято, что $\tau_1 = 10^{-6}$, $\tau_2 = 10^6$ с.

Сводка основных результатов. Моделирование переходных индукционных характеристик установок с горизонтальными незаземленными петлями при наличии магнитовязких однородного полупространства, двухслойной среды и горизонтального пласта позволило сделать следующие выводы [Кожевников, Антонов, 2008; 2009; 2011; Антонов и др., 2011].

1. Хотя в зависимости от геометрии установок и параметров среды переходные характеристики изменяются сложным образом, в этих изменениях просматриваются закономерности, которые могут оказаться полезными на этапе проектирования работ и при интерпретации данных МПП.

2. При использовании установок с измерительной петлей, вынесенной за пределы генераторной, сочетание релаксации намагниченности и диффузии вихревых токов приводит к смене полярности переходной характеристики (рис. 2). Эта смена полярности наблюдается после более раннего изменения знака ЭДС, обусловленного исключительно диффузией вихревых токов.

3. Если для измерения устанавливаемого магнитного поля используется одновитковая петля, совмещенная установка по сравнению с установкой «петля в петле» в абсолютном выражении обеспечивает больший уровень сигнала. Это является недостатком совмещенной установки, когда исследуется распределение удельного электрического сопротивления, и преимуществом, если необходимо изучить магнитную вязкость.

4. При погружении магнитовязкого пласта большой мощности на глубину h , сравнимую с характерным размером петли, ЭДС, измеренная на фиксированной временной задержке установкой «петля в петле», убывает как h^{-3} ; для совмещенной установки наблюдается экспоненциальное убывание сигнала с глубиной.

5. В случае тонкого пласта увеличение глубины h также приводит к экспоненциальному

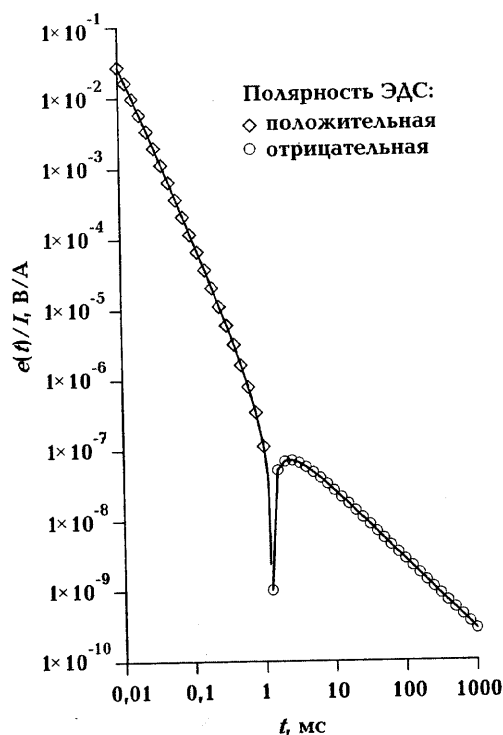


Рис. 2. Переходная характеристика установки с разнесенными петлями, расположенными на поверхности однородного полупространства ($\rho = 10^3$ Ом·м, $\kappa_0 = 0,001$ ед. СИ). Параметры установки: размеры генераторной петли 100×100 м, приемной петли — 50×50 м, разнос — 80 м.

убыванию ЭДС при измерениях совмещенной установкой (рис. 3, а). Однако для установки «петля в петле» наблюдается иная картина (рис. 3, б): при увеличении h ЭДС возрастает, достигает максимума и затем убывает. Чем тоньше пласт, тем отчетливее выражен максимум.

6. Для обеих установок увеличение мощности пласта приводит к росту ЭДС, сначала (т. е. при малой мощности) быстрому, а потом все более медленному. При большой мощности эффект пласта становится неотличимым от создаваемого магнитовязким полупространством.

7. При значениях удельной электропроводности, характерных для геологических сред, процессы релаксации намагниченности и диффузии вихревых токов являются независимыми, что позволяет рассчитывать переходные характеристики магнитовязких проводящих сред на основе принципа суперпозиции. В то же время независимость этих процессов приводит к тому, что по отношению к магнитной вязкости принцип электромагнитного зондирования не работает. Поэтому для изучения вертикального распределения магнитной вяз-

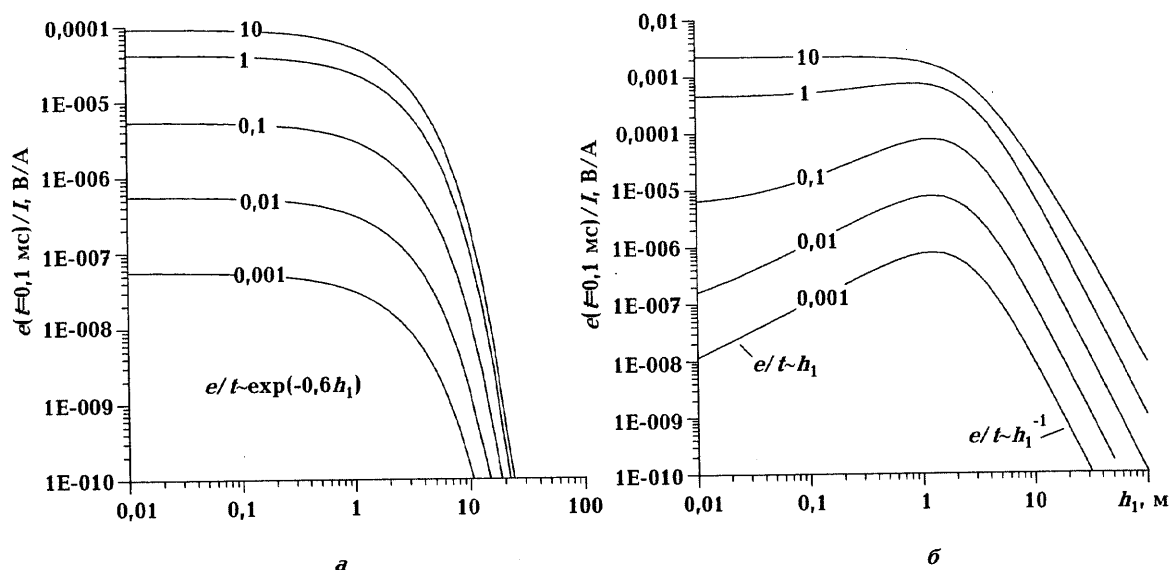


Рис. 3. ЭДС, индуцируемая на времени $t=0,1$ мс при наличии магнитовязкого ($\kappa_{02}=0,01$ ед. СИ) слоя в совмещенной с генераторной (а) и расположенной в ее центре (б) приемных петлях. Диаметр генераторной петли $D=10$ м, эффективная площадь расположенной в центре установки приемной петли 10^4 м². Шифр графиков — мощность h_2 слоя, м.

кости необходимо использовать *геометрические зондирования*.

Лабораторные измерения. Исследование магнетизма однодоменных частиц петромагнитными методами давно используется при решении разнообразных, в том числе весьма «тонких», проблем геологии и геоэкологии [Oldfield et al., 1981; Thompson, Oldfield, 1986]. Однако наряду с достоинствами этим методам присущи и недостатки. Один из них связан с тем, что ансамбль магнитных зерен в геологических средах, как правило, неоднороден. В нем сосуществуют группы однодоменных (стабильных и суперпарамагнитных), псевдооднодоменных и многодоменных частиц. Обычно для диагностики суперпарамагнитных частиц в петромагнетизме используется ограниченный диапазон частот, позволяющий фиксировать главным образом крупные частицы на границе перехода из однодоменного в суперпарамагнитное состояние ($\sim 0,003$ мкм для магнетита). Частицы более мелких размеров в этом случае не фиксируются, и их вклад в магнитные свойства породы в целом оценить затруднительно. Даже очень малое содержание суперпарамагнитной фракции в образце может существенно увеличивать индуктивную намагниченность [Dunlop, Özdemir, 1997], поэтому при изучении магнитного гистерезиса отличить ее от парамагнитного эффекта сложно. В подобных случаях тесты, применяемые для

оценки доменного состояния магнитных зерен по отношениям гистерезисных характеристик, могут давать трудно интерпретируемые или неправильные результаты.

Методы импульсной индуктивной электрозащелки свободны от этого недостатка. С их помощью можно реализовать изучение магнитной вязкости горных пород в их естественном залегании. Результаты таких измерений, выполненных в поле, носят интегральный характер, при этом путем изменения геометрии генераторно-приемной установки имеется возможность контролировать эффективный объем исследуемой пробы. Для того чтобы убедиться в наличии суперпарамагнитных частиц и оценить их содержание, нет необходимости прибегать к допущениям, на которых основаны тесты магнитной минералогии. Импульсные индукционные системы реагируют только на однодоменные частицы, времена релаксации которых распределены в диапазоне от первых микросекунд до десятков—сотен миллисекунд (именно такие частицы называются суперпарамагнитными). Стабильные однодоменные частицы характеризуются практически бесконечными, а многодоменные — очень малыми временами релаксации. Данные частицы при любых концентрациях оказываются «невидимыми» для импульсных индукционных систем. Поэтому такие системы представляют собой почти идеальные детекторы суперпарамагнитных частиц.

Очевидно, при изучении распределения мельчайших зерен магнитных минералов магнитные и импульсный электромагнитный методы могут дополнять друга. Однако здесь существует проблема, которую мы определяем как «языковой барьер». В публикациях, посвященных проявлениям релаксации намагниченности при съемках методом переходных процессов, обычно не рассматриваются вопросы интерпретации эффектов магнитной вязкости в терминах, используемых специалистами в области магнетизма горных пород, магнитной минералогии и т. п. И наоборот, в работах по магнетизму и геомагнетизму не говорится о том, как соотнести результаты измерений традиционными лабораторными методами с теми, которые получены с индукционными системами.

Поэтому представляется целесообразным на одних и тех же наборах образцов измерить «традиционные» магнитные свойства, а также с помощью небольших катушек и специализированной аппаратуры их индукционные переходные характеристики. Поскольку публикации о подобных экспериментах отсутствуют, авторами настоящей статьи отобраны образцы на объектах с проявлениями магнитной вязкости и измерены их магнитные свойства и индукционные переходные характеристики. Ниже кратко описаны методы и результаты измерения параметров, характеризующих супер-

парамагнетизм базальтов Амалатского плато (Витимский урановорудный район, Республика Бурятия), перекрывающих гидрогенные месторождения урана в неогеновых палеодолинах. Ранее здесь при съемках методом переходных процессов отмечены значительные проявления магнитной вязкости [Антонов и др., 2011].

Для измерения переходных характеристик образцов применялась цилиндрическая катушка с генераторной и приемной обмотками [Камнев и др., 2012]. В катушку помещались образцы керна базальтов. Диаметр образцов составлял 63 мм, высота — 30 мм. Геометрические параметры индукционной системы были выбраны так, чтобы обеспечивалось эффективное потокоцепление между генераторной катушкой и образцом, а также между образцом и измерительной катушкой. Для уменьшения помех применялась дополнительная катушка, идентичная измерительной и включенная таким способом, что обе катушки образовывали компенсационную систему. В качестве измерительной аппаратуры использовалась станция Fast-Snap для работ МПП производства фирмы СибГеоСистемы (г. Новосибирск).

Результаты измерений индукционных переходных характеристик образцов показаны на рис. 4, а. Начальное время измерений t_1 определяется собственной переходной характеристикой катушек и для рассматриваемой системы составляет 0,1—0,2 мс. Конечное время изме-

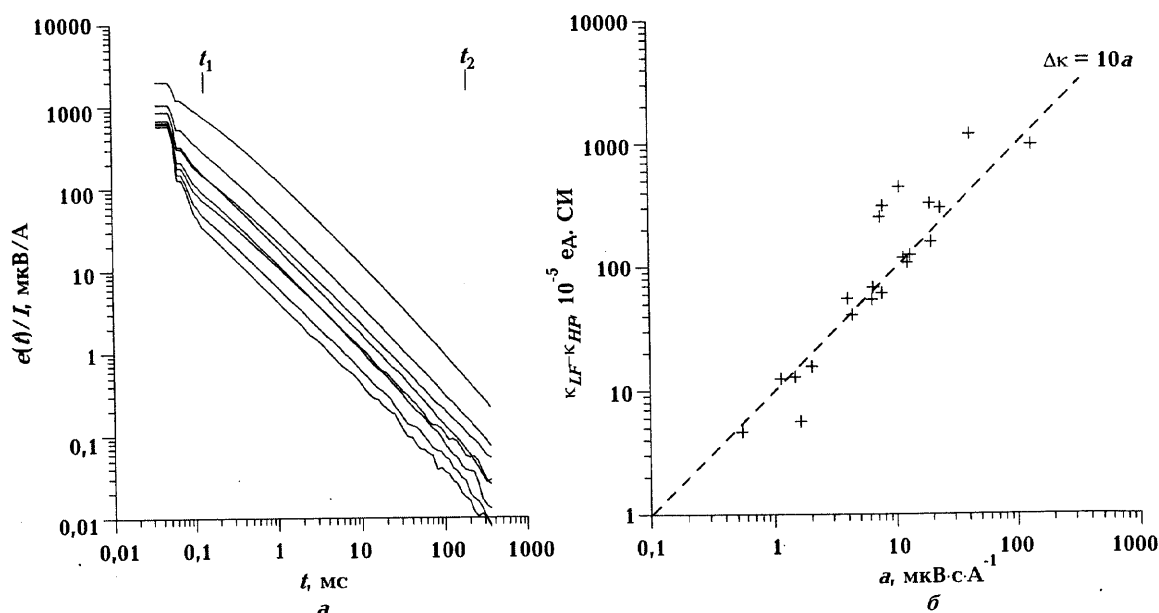


Рис. 4. Результаты лабораторных измерений магнитной вязкости базальтов: а — индукционные переходные характеристики; б — график, иллюстрирующий корреляцию между результатами измерений во временной и частотной областях.

рений t_2 зависит от силы тока в генераторной катушке и уровня помех. Для данных, представленных на рис. 4, а, $t_2 \approx 200\text{--}300$ мс. Таким образом, временной диапазон измерений t_1 — t_2 перекрывает три порядка. Следует отметить, что этот диапазон тем шире, чем интенсивнее магнитовязкий отклик образца.

Для всех образцов приведенная к току ЭДС $e(t)/I$, индуцируемая в приемной катушке, описывается зависимостью a/t . Такой характер убывания ЭДС свидетельствует о том, что переходный процесс порождается релаксацией намагниченности суперпарамагнитных частиц. Параметр a , представляющий амплитуду переходного процесса, пропорционален количеству (содержанию) суперпарамагнитных частиц в образце. Как можно видеть на рис. 4, а, для изучаемых образцов содержание частиц изменяется примерно в 30 раз.

Оценка проявлений магнитной вязкости в частотной области выполнена в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Института геологии и геофизики СО РАН с помощью измерителя магнитной восприимчивости Bartington MS2B. Этот прибор позволяет измерять магнитную восприимчивость на двух частотах — низкой (460 Гц) и высокой (4600 Гц). Разница $\Delta\kappa$ между низкочастотной (κ_{LF}) и высокочастотной (κ_{HF}) восприимчивостями служит мерой магнитной вязкости. Если ее проявления связаны с релаксацией намагниченности суперпарамагнитных частиц, логично предположить, что параметр $\Delta\kappa$ пропорционален их содержанию.

На рис. 4, б результаты измерений магнитной вязкости базальтов показаны в виде крестиков на графиках, где по осям координат отложены соответствующие значения a и $\Delta\kappa$. Нетрудно увидеть, что между этими параметрами наблюдается довольно сильная корреляция: большинство экспериментальных точек располагается вблизи прямой $\Delta\kappa = 10a$, показанной на рис. 4, б штриховой линией.

Представленные результаты отражают первый опыт подобных исследований. Тем не менее они со всей определенностью свидетельствуют о возможности конвертировать индукционные переходные характеристики в параметры, характеризующие магнитную вязкость в частотной области. Вместе с тем эти результаты показывают, что данные лабораторных частотных измерений могут быть использованы для оценки влияния магнитной вязкости на результаты съемок методом переходных процессов.

Пример инверсии полевых переходных характеристик. 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 Мало-ботуобинского района в 30 км западнее г. Мирный [Стогний и др., 2010]. Проявления магнитной вязкости, впервые отмеченные здесь в начале 1980-х годов при съемках МПП [Сидоров и др., 1990], связаны с триасовыми туфами основного состава. Вулканогенно-осадочные образования вскрываются здесь в тектонических блоках и между силами 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 ферромагнитных минералов заканчивалась, когда их размеры были настолько малы, что многие из них являются суперпарамагнитными.

Как показали результаты математического моделирования (см. выше), для изучения вертикального распределения магнитной вязкости необходимо использовать геометрические зондирования [Кожевников, Антонов, 2009]. В рассматриваемом случае такие зондирования были реализованы путем выполнения измерений тремя симметричными (соосными) установками с генераторными петлями размером 25×25 , 50×50 и 75×75 м. Центр каждой из генераторных петель и приемная рамка располагались в одной точке. Кроме того, 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 ($r=0, 30$ и 40 м) расстояниях. Для измерения переходных процессов, возбуждаемых петлей размером 75×75 м, использовалась приемная рамка с эффективной площадью 10^4 м^2 , во всех остальных случаях — $4 \cdot 10^2 \text{ м}^2$.

Для поиска «наилучшей» модели использовался ручной 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 отыскивался набор параметров P из пространства модельных данных M , обеспечивающий минимум среднеквадратичного расхождения между экспериментальными и модельными данными. Для поиска минимума использовался метод Нелдера—Мида.

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 уравнения Гельмгольца методом Фурье с учетом зависимости магнитной проницаемости от частоты.

Результаты инверсии. Ручной подбор. На рис. 5, а приведены переходные характеристики,

измеренные соосными установками с генераторными петлями разных размеров. 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, 2009].

С учетом указанного для ручной инверсии были использованы значения ЭДС, измеренные установками с генераторными петлями на времени $t=1$ мс. Измеренная ЭДС показана на рис. 5, б маленькими ромбами. Отметим, что при изучении вертикального распределения магнитной вязкости симметричными установками аналогом разности, контролирующим эффективную глубину зондирования, является размер генераторной петли.

На рис. 5, б сплошной линией показан модельный график, а на рис. 5, в приведена соответствующая модель горизонтально-слоистой среды. Сверху располагается немагнитный ($\kappa_{01}=0$) слой небольшой ($H_1=3$ м) мощности.

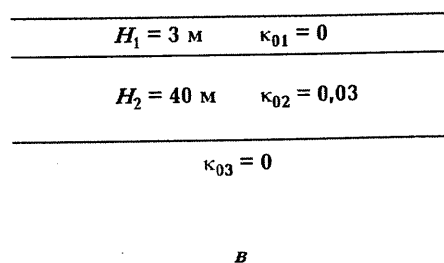
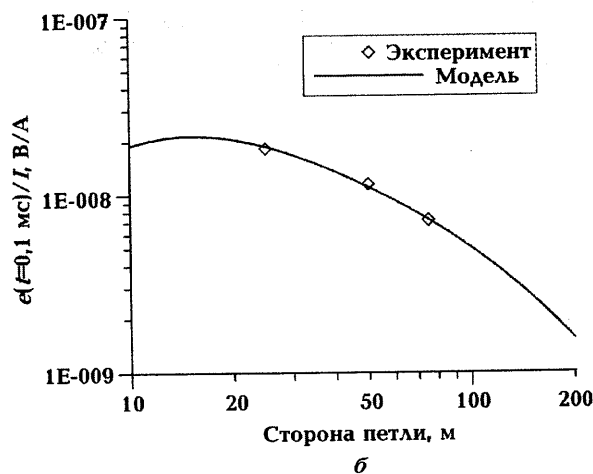
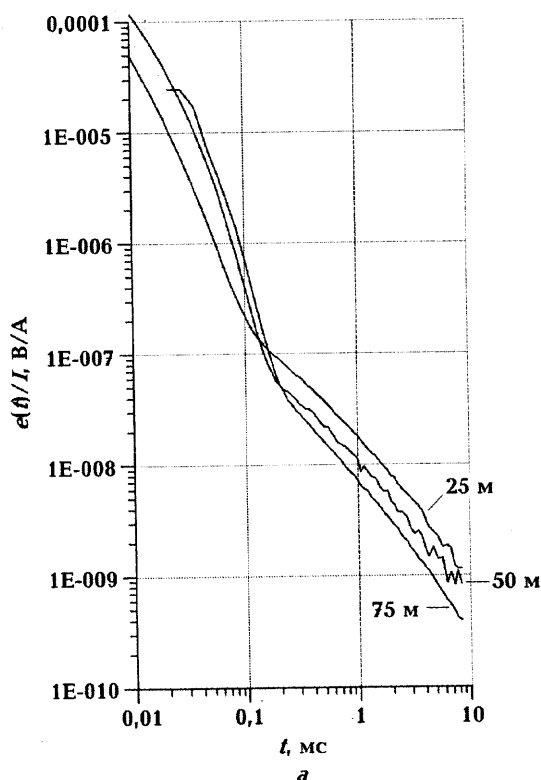


Рис. 5. Ручная инверсия параметрического зондирования: переходные характеристики, измеренные приемной рамкой, которая располагалась в центре квадратной генераторной петли с длиной стороны 25, 50 и 75 м (а); экспериментальный и модельный графики зависимости ЭДС на времени $t=1$ мс от длины стороны генераторной петли (б); модель среды (в). Значения ЭДС на рис. а, б приведены к рамке площадью 1 м^2 .

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

Автоматический подбор. Возможности автоматической инверсии на примере данных, измеренных при различном положении приемной рамки, иллюстрирует рис. 6. Рамка располагалась на прямой линии, проходящей через центр генераторной петли и середину ее стороны.

Сплошными линиями на рис. 6 показаны синтетические переходные характеристики, рассчитанные для модели, которая была найдена путем минимизации функционала невязки между измеренными и модельными переходными характеристиками. Подчеркнем, что синтетические переходные характеристики рассчитаны на основе модели, найденной путем совместной инверсии. Результаты измерений для каждой из четырех установок, т. е. с раз-

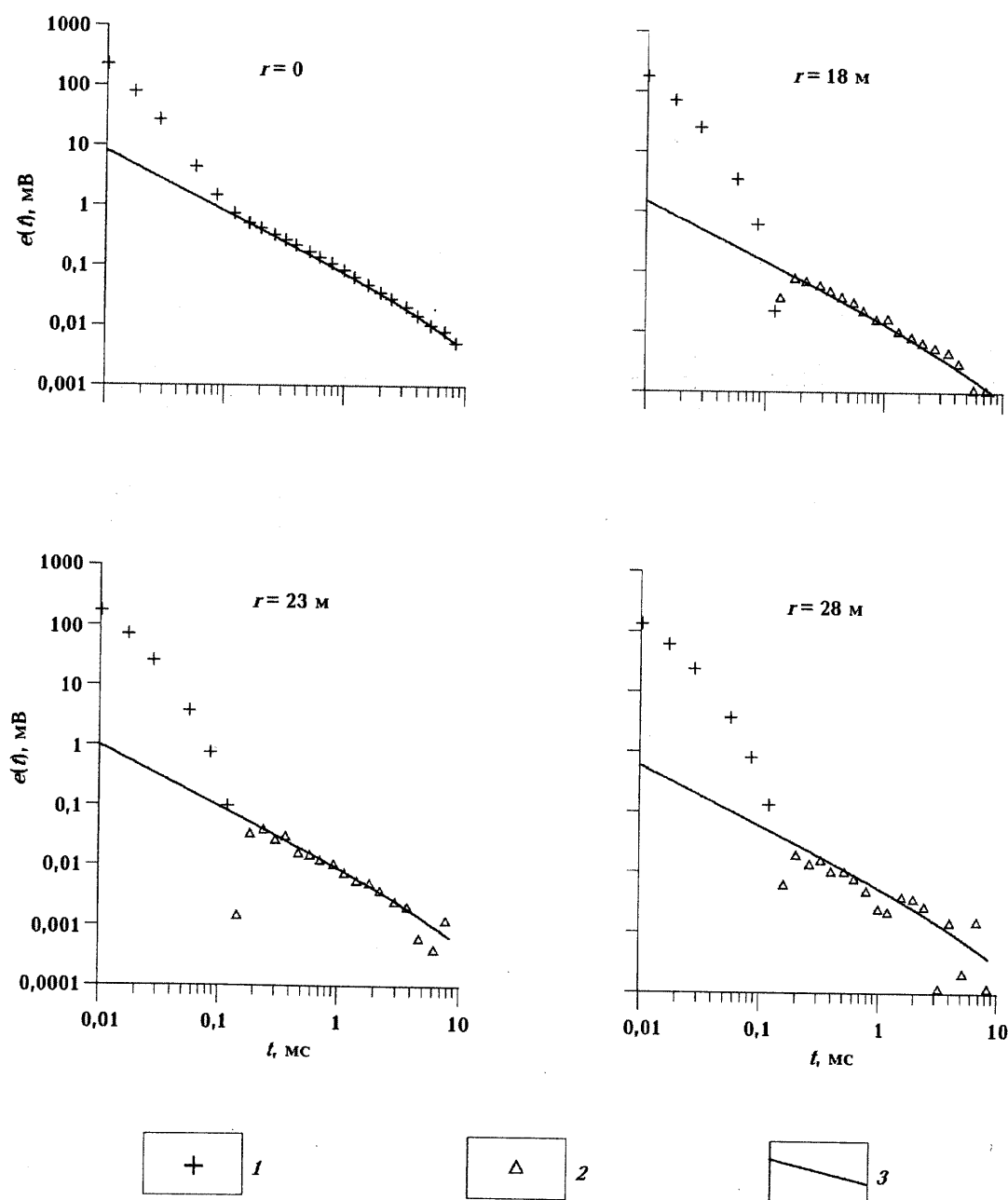


Рис. 6. Результаты автоматической инверсии параметрического зондирования с генераторной петлей размером 25×25 м. Измеренная ЭДС: 1 — положительная, 2 — отрицательная; 3 — модельный график ЭДС. Эффективная площадь приемной рамки $4 \cdot 10^2$ м², ток в генераторной петле 11,7 А.

Параметры моделей, найденных путем ручной и автоматической инверсии

Параметр	Ручной подбор	Автоматический подбор		
	Генераторные петли 25×25 м, 50×50 м, 75×75 м; $r=0$	Генераторные петли 25×25 м, 50×50 м, 75×75 м; $r=0$	Генераторная петля 25×25 м; $r=0, 18, 23,$ 28 м	Генераторная петля 50×50 м; $r=0, 30, 40$ 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

носом 0, 18, 23 и 28 м, были объединены в единый вектор данных, после чего отыскивалась модель, которая обеспечивала минимум функционала невязки для этого вектора. Параметры модели приведены в таблице.

Комментируя данные рис. 6, необходимо сделать дополнительные пояснения. Во-первых, для инверсии были использованы только правые участки переходных характеристик, содержащие информацию именно о магнитной вязкости, изучение которой было целью описываемых работ. Во-вторых, при решении прямой задачи учитывалась конечная длительность импульсов тока в генераторной петле, что позволило объяснить более быстрый (по сравнению с убыванием по закону $1/t$) спад ЭДС на самых поздних временах.

Представленный на рис. 6 результат применения совместной автоматической инверсии не единственный. Аналогично были проинтерпретированы переходные характеристики, измеренные в данной точке установками с другой геометрией (см. таблицу).

Обсуждение результатов. Согласно результатам инверсии, полученным разными способами и для разных установок, геологическая среда соответствует здесь 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 $3 \cdot 10^{-2}$ 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 со

значениями параметров в таблице, приводят к большим расхождениям между экспериментальными и модельными данными. Следовательно, чувствительность данных МПП по отношению к указанным параметрам модели высокая, и можно предположить, что найденные параметры близки к истинным. Мощность H_2 второго слоя определяется не так уверенно. Причина этого заключается в том, что размер самой большой генераторной петли (75×75 м) слишком мал для того, чтобы используемая установка в достаточной мере реагировала на изменения глубины залегания подошвы магнитовязкого слоя. Так, представленный на рис. 5, б модельный график изменится лишь незначительно, если, например, вместо $H_2=40$ м при расчетах принять, что $H_2=50$ м. Как показали расчеты, дополнительные измерения с генераторной петлей размером порядка 200×200 м позволили бы снизить неоднозначность в определении H_2 .

В целом же близость моделей, полученных в результате инверсии данных, при измерениях на установках разной геометрии указывает на то, что локальная модель геологической среды на участке параметрических зондирований близка к 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]. Разделив

на эту величину определенное в результате инверсии значение магнитной восприимчивости ($\kappa_{02}=3\cdot 10^{-2}$ ед. СИ), находим, что объемное содержание суперпарамагнитных зерен магнетита в промежуточном слое составляет $1,3\cdot 10^{-4}$, или 0,013 %. Соответственно, массовое содержание ультрадисперсных частиц, с учетом того что плотность магнетита равна $4,7\text{ г/см}^3$, а плотность туфов в среднем около 2 г/см^3 [Кобранова, 1986], оценивается величиной порядка 0,03 %. Таким образом, МПП представляет собой чувствительный инструмент для *in situ* обнаружения и оценки содержания суперпарамагнитных частиц в породах трапповой формации.

Заключение. В статье представлен обзор некоторых наиболее важных результатов, полученных авторами при изучении влияния магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики. Приведенные материалы отражают первый опыт применения МПП для целенаправленного исследования релаксации намагниченности геологических сред в условиях их естественного залегания, а также инверсии данных метода в терминах

магнитной вязкости. Этот опыт свидетельствует о том, что при правильно организованной методике магнитная вязкость может и должна быть переведена из разряда геологической помехи в явление, заслуживающее специального изучения методами импульсной индуктивной электроразведки.

Дальнейшие возможности и перспективы использования МПП для изучения магнитной вязкости геологических сред связаны с разработкой индукционных систем, которые характеризуются высокой чувствительностью по отношению к магнитовязким сигналам (например, использование активных индукционных датчиков с большой эффективной площадью). Другое важное направление исследований — моделирование индукционных переходных характеристик геологических сред с трехмерным распределением зависящей от времени магнитной восприимчивости. Для геологического истолкования проявлений магнитной вязкости в индуктивной электроразведке необходимо тесное взаимодействие со специалистами в области магнетизма горных пород.

Список литературы

- Антонов Е. Ю., Кожевников Н. О., Максимов П. С., Гомульский В. В. Импульсная индуктивная электроразведка геологических сред с вязкостью // Материалы Пятой всерос. школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли — ЭМЗ-2011. — В 2 кн. — СПб.: СПбГУ, 2011. — Кн. 2. — С. 11—14.
- 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.
- Захаркин А. К., Бубнов В. М., Крыжановский В. А., Полетаева Н. Г., Тарло Н. Н. Магнитная вязкость горных пород — новый осложняющий фактор метода ЗСБ // Поиск полезных ископаемых в Сибири методом зондирования становлением поля. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1988. — С. 19—26.
- Камнев Я. К., Кожевников Н. О., Матасова Г. Г. Измерение магнитной вязкости во временной области лабораторной индукционной установкой // Материалы VIII Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 10—20 апр. 2012 г.) «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых». — В 2 т. — Новосибирск: СГГА, 2012. — Т. 1. — С. 38—43.
- Кобранова В. Н. Петрофизика. — Москва: Недра, 1986. — 392 с.
- Кожевников Н. О., Антонов Е. Ю. Влияние релаксации намагниченности однородного полупространства на индукционные переходные характеристики // Геология и геофизика. — 2008. — 49, № 3. — С. 262—276.
- Кожевников Н. О., Антонов Е. Ю. Влияние релаксации намагниченности двухслойного полупространства на индукционные переходные характеристики // Геология и геофизика. — 2009. — 50, № 10. — С. 1157—1170.
- Кожевников Н. О., Антонов Е. Ю. Влияние релаксации намагниченности горизонтального пласта на индукционные переходные характеристики // Геология и геофизика. — 2011. — 52, № 4. — С. 512—520.
- Кожевников Н. О., Кожевников О. К., Харинский А. В. Как поиски решения геофизической проблемы привели к открытию археологического памятника // Геофизика. — 1998. — № 6. — С. 48—60.
- Кожевников Н. О., Никифоров С. П. Магнитная вязкость обожженных глин и возможность ее использования при археологических изысканиях

- // Рос. геофиз. журн. — 1999. — № 13 — 14. — С. 42—46.
- Кожевников Н. О., Снопков С. В. Суперпарамагнетизм в геоэлектрике. — 1990. — 32 с. — Деп. в ВИНТИ 13.08.90, № 4584.
- 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. — 36, № 5. — С. 91—102.
- Пат. 2045083 РФ. Способ геоэлектроразведки // А. К. Захаркин, В. М. Бубнов. — Опубл. 27.09.95, Бюл. № 27.
- Сигоров 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. — Москва: Наука, 1990. — С. 84—85.
- Стогний В. В., Кожевников Н. О., Антонов Е. Ю. Исследование магнитной вязкости горных пород в условиях их естественного залегания с помощью импульсной индуктивной электроразведки // Геология и геофизика. — 2010. — 51, № 11. — С. 1565—1575.
- Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. — Москва: Изд-во МГУ, 1973. — 272 с.
- Barsukov P. O., Fainberg B. E. Superparamagnetism effect over gold and nickel deposits // Eur. J. Environmental and Engi. Geophysics. — 2001. — 6. — P. 61—72.
- Colani C., Aitken M. J. Utilization of magnetic viscosity effects in soils for archaeological prospecting // Nature. — 1966. — № 5069. — P. 1315—1324.
- Buselli G. The effect of near surface superparamagnetic material on electromagnetic transients // Geophysics. — 1982. — 47, № 9. — P. 1315—1324.
- Dabas M., Skinner J. R. Time-domain magnetization of soils (VRM), experimental relationship to quadrature susceptibility // Geophysics. — 1993. — 58, № 3. — P. 326—333.
- Fannin P. C., Charles S. W. On the influence of distribution functions on the after-effect function of ferrofluids // J. Phys. D. Appl. Phys. — 1995. — 28. — P. 239—242.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers — New York; London; Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1997. — 573 p.
- Kozhevnikov N. O., Nikiforov S. P. Magnetic viscosity of fired clays and the possibility of its use for archaeological prospecting // Proceed. of the Archaeological Science Conf. — Bournemouth Univ., 1995. — P. 163—169.
- Kozhevnikov N. O., Kharinsky A. V., Kozhevnikov O. K. An accidental geophysical discovery of an Iron age archaeological site on the western shore of lake Baikal // J. Appl. Geophysics. — 2001. — 47, № 2. — P. 107—122.
- Lee T. The effect of a superparamagnetic layer on the transient electromagnetic response of a ground // Geophys. Prospecting. — 1984a. — 32. — P. 480—496.
- Lee T. J. The transient electromagnetic response of a magnetic or superparamagnetic ground // Geophysics, 1984b. — 49, № 7. — P. 854—860.
- Néel L. Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fin avec application aux terres cuites // Ann. Géophys. — 1949. — 5. — P. 99—136.
- Oldfield F., Thomson R., Dickson D. P. E. Artificial magnetic enhancement of stream bedload: a hydrological application of superparamagnetism // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 1981. — 26. — P. 107—124.
- Pasion L. R., Billings S. D., Oldenburg D. W. Evaluating the effects of magnetic soils on TEM measurements for UXO detection // Expanded Abstracts. — Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 2002. — P. 1428—1431.
- The geophysics of the Elura orebody / Ed. D. M. Emerson. — Sydney: Austral. Soc. Expl. Geophys., 1980. — 205 p.
- Thiesson J., Tabbagh A., Flageul S. TDEM magnetic viscosity prospecting using a Slingram coil configuration // Near Surface Geophysics. — 2007. — P. 363—374.
- Thompson R., Oldfield F. Environmental Magnetism. — London: Allen and Unwin, 1986. — 227 p.
- Worm H.-U. The superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff // J. Geophys. Res. — 1999. — 104, N B11. — P. 25,415—25,425. — (Nov. 10).