

УДК 550.837, 537.622

РЕЛАКСАЦІЯ НАМАГНИЧЕННОСТІ СЛОЙСТОГО ГОРНОГО МАССИВА

Селяков Б.И. (УкрНИМИ НАНУ, г. Донецьк, Україна)

Соколовский М.Л. (ИФГП НАНУ, г. Донецьк, Україна)

Проведено теоретичне дослідження задачі релаксації магнітного моменту багатошарового гірського масиву. Пояснено наявність проміжків із різними темпами спаду ЕРС у пробній рамці та розширено область застосування даного методу для дослідження будови гірського масиву в цілому.

The problem of magnetic relaxation of multilayered rock mass has been analyzed theoretically. The presence of intervals with different rate of recession of voltage in a trial loop has been explained and the area of applicability of this method for research the rock mass as a whole has been extended.

В электроразведке сейчас насчитывается свыше пятидесяти различных методов и модификаций [1,2], предназначенных как для глубинных исследований, так и для изучения верхней части разреза. В зависимости от принципа исследования их можно разделить на следующие группы или методы: электромагнитное зондирование, электромагнитное профилирование и скважинную электроразведку. В каждой из них условно выделяются две подгруппы модификаций, основанных на изучении квазистационарных и переменных электромагнитных полей.

В данной работе мы рассчитываем и анализируем релаксацию намагниченности горного массива после снятия постоянного магнитного поля. Согласно [1], данный метод применим для поиска промышленных залежей руд с высокой

электропроводимостью. Это обусловлено тем, что релаксация протекает во времени по закону, близкому к экспоненциальному, характеризующемуся показателем затухания $\alpha = 1/(\sigma\mu q)$, где q - некий коэффициент пропорциональности, зависящий от многих параметров в том числе и от размеров, σ - электропроводность, μ - относительная магнитная проницаемость. При больших значениях σ скорость релаксации в залежи значительно меньше, чем во вмещающей толще. При этом результат напрямую зависит от геометрической формы залежи, а параметр q подобран для малого количества форм залежи. Поэтому цель данной работы – избавиться от подгоночного параметра и расширить область применимости данного метода для изучения строения всего горного массива.

Эксперимент по исследованию релаксации намагниченности горного массива проводится следующим образом: на земле расстилается квадратная рамка со стороной 500 и более метров, по которой с помощью генератора пропускается ток с длительностью импульса 0.2 с. Затем пробной рамкой проводится измерение отклика массива в разных точках в виде регистрации наведенного в ней тока и строятся соответствующие графики.

Рассмотрим физические основы данной задачи. При прохождении постоянного тока по незаземленному контуру, расстеленному на земле, возникает магнитное поле, вектор магнитной индукции которого перпендикулярен поверхности земли. Это поле проникает в толщу массива осадочных пород, которые преимущественно являются парамагнетиками. При этом происходит упорядочение магнитных моментов атомов (молекул) и, как следствие, у горной породы появляется отличная от нуля намагниченность, направленная вдоль поля.

Реальный разрез горного массива обладает довольно сложной для расчетов структурой. Но в некоторой малой области его можно рассматривать в виде системы однородных изотропных слоев горных пород (рис.1).

Процессы релаксации намагниченности в такой системе описываются, вообще говоря, довольно сложными дифференциальными уравнениями. Решение последних – это

достаточно трудоемкая задача и в данном случае ее решать не целесообразно, поскольку, как оказалось, простых физических соображений достаточно для того, чтобы описать характерные особенности процесса релаксации намагниченности в горном массиве.

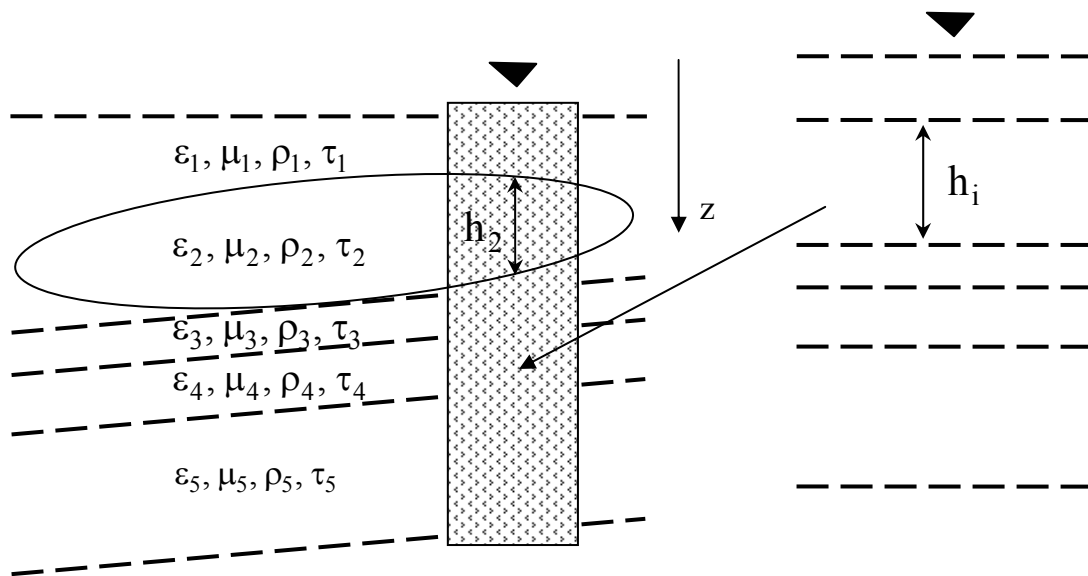


Рис.1. Модель разреза горного массива: ▼ - точка измерения

Поскольку переходные процессы по проникновению и исчезновению магнитного поля в толще горного массива длятся микросекунды, то при продолжительности прямоугольного импульса задающего генератора в 0.2с можно считать, что намагниченность в толще горного массива за это время достигнет своего максимума. Величину намагниченности в произвольном слое можно найти исходя из материального соотношения для однородной изотропной среды $\vec{M} = \chi \vec{H}$, где \vec{H} – напряженность внешнего поля, χ – магнитная восприимчивость материала пласта.

После снятия внешнего магнитного поля (выключение тока) под действием теплового движения атомов происходит разориентация магнитных моментов атомов. Таким образом, релаксирует намагниченность каждого пласта, которая является источником магнитного поля, исходящего от горного массива,

согласно формуле $\vec{B} = \vec{H} + 4\pi\vec{M} = 4\pi\vec{M}$ ($\vec{H} = 0$ поскольку внешнее поле во время измерений отсутствует). Вследствие этого возникает электромагнитная волна, скорость распространения которой в каждом пласте:

$$v_i = \frac{c}{\sqrt{\mu_i \epsilon_i}},$$

где i – номер пласта;

c – скорость света в вакууме;

ϵ_i , μ_i – относительные диэлектрическая и магнитная проницаемость среды, соответственно.

Прохождение этой волны, которая изменяется со временем, через контур приемочной рамки вызывает в этом контуре ЭДС:

$$E(t) = -\frac{d\phi}{dt} = -\frac{d}{dt} \int_s \vec{B}_s(t) d\vec{s},$$

где интегрирование проводится по площади измерительной рамки. Поскольку ее размеры значительно меньше размеров рамки, подключенной к генератору, можно считать измеряемую магнитную индукцию \vec{B}_s , как такую, что не зависит от координат, и тогда

$$E(t) = -\frac{dB_s(t)}{dt} S, \quad (1)$$

где S – площадь измерительной рамки.

Известно [3], что затухание намагниченности в слоях близко к экспоненциальному, т.е.:

$$M_i(t) \sim e^{-\frac{t}{\tau_i}},$$

где τ_i – характерное время релаксации намагниченности в однородном слое.

Согласно [4], это времена порядка $10^{-8} \div 10^{-7}$ с. Естественно, исследуя данную задачу на временах порядка микросекунд (а в некоторых случаях и долей микросекунд), следует учесть запаздывание волны вследствие конечности ее распространения

(при чем, как в сторону от излучателя, так и обратно). Тогда магнитное поле, создаваемое i -ым слоем опишется формулой:

$$B_i(t) = 4\pi M_i(t) = 4\pi \cdot \begin{cases} M_i(0)e^{-\frac{t-2\tilde{t}_i}{\tau_i}}, & t \geq 2\tilde{t}_i, \\ 0, & t < 2\tilde{t}_i \end{cases}$$

где \tilde{t}_i – время «запаздывания» волны или другими словами время, за которое волна от верхнего края i -ого слоя дойдет до поверхности земли (удвоенное время возникло вследствие того, что намагниченность i -того слоя «почувствует» отсутствие внешнего поля и начнет релаксировать тоже через время \tilde{t}_i); т.о.,

$$\tilde{t}_i = \frac{\sum_{n=1}^{i-1} \sqrt{\varepsilon_n \mu_n} h_n}{c}, \quad (2)$$

где h_n – толщина n -того слоя. Поскольку $\mu=1+\chi$, где χ – магнитная восприимчивость, а по данным [5] для осадочных пород χ меняется от 10^{-6} до 10^{-3} , можно считать, что $\mu_i \approx 1$.

Также необходимо учесть рассеяние волны при движении ее в среде. Аналогично релаксации намагниченности, из-за теплового движения атомов данный тип рассеяния также является экспоненциальным. Тогда суммируя создаваемые каждым слоем в отдельности магнитные поля на поверхности земли, получим

$$B_s(t) = \sum_i B_i(t) = 4\pi \sum_i \left(M_i(t) \prod_{n=1}^{i-1} e^{-\frac{h_n}{\ell_n}} \right), \quad (3)$$

где ℓ_n – глубина затухания электромагнитной волны. Этот параметр легко оценить из следующих соображений. Изменение поля происходит по экспоненте, которая не является периодической функцией. Однако, разлагая ее в ряд Фурье, мы можем представить процесс затухания магнитного поля в виде суперпозиции монохромных волн разной частоты. Поскольку на первые несколько гармоник приходится большая часть энергии магнитного поля, то для оценки можно считать, что в горной

порode распространяется периодическая волна с определенной частотой. Эта частота будет обратно пропорциональна времени затухания в слоях. После сделанного предположения параметр ℓ_n становится не чем иным, как глубиной скин-слоя, значение которой дается формулой [3]:

$$\ell_n = \frac{c}{\sqrt{2\pi\omega_n\sigma_n}}, \quad (4)$$

где $\omega_n \sim 1/\tau_n$ – частота волны в n -ом слое;

σ_n – электрическая проводимость n -го слоя.

Что касается начальной намагниченности $M_n(0)$ в слоях, то ее значение найдется из задачи о распределении поля рамки с током в вакууме вдоль оси, перпендикулярной плоскости рамки:

$$H(z) = \frac{2I\mu_0}{\pi a \left(1 + \frac{z^2}{a^2}\right) \left(2 + \frac{z^2}{a^2}\right)^{1/2}}, \quad (5)$$

где a – половина стороны рамки;

I – значение тока в рамке.

Поскольку магнитная проницаемость слоев $\mu_i \approx 1$, значение поля в горном массиве с большой точностью можно считать равным (5). В итоге получим:

$$M(0, z) = \chi H(0, z) = \frac{2I\chi\mu_0}{\pi a \left(1 + \frac{z^2}{a^2}\right) \left(2 + \frac{z^2}{a^2}\right)^{1/2}}, \quad (6)$$

Таким образом, мы определили все неизвестные величины выражения (2) для магнитного поля в пробной рамке через известные табличные значения для горных пород. Подставляя теперь (3) с учетом (2), (4) и (6) в (1), получим конечный результат – зависимость $E(t)$ (рис.2 и рис.3).

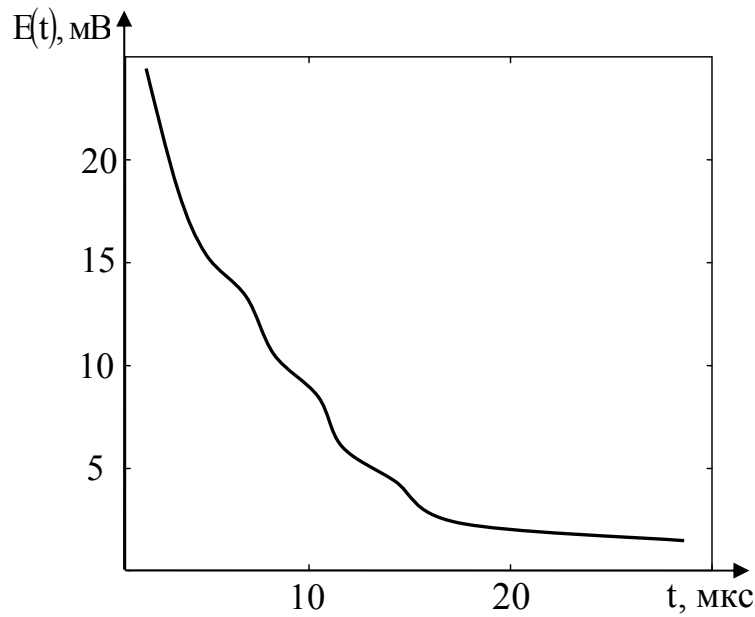


Рис.2. Зависимость ЭДС в пробной рамке от времени

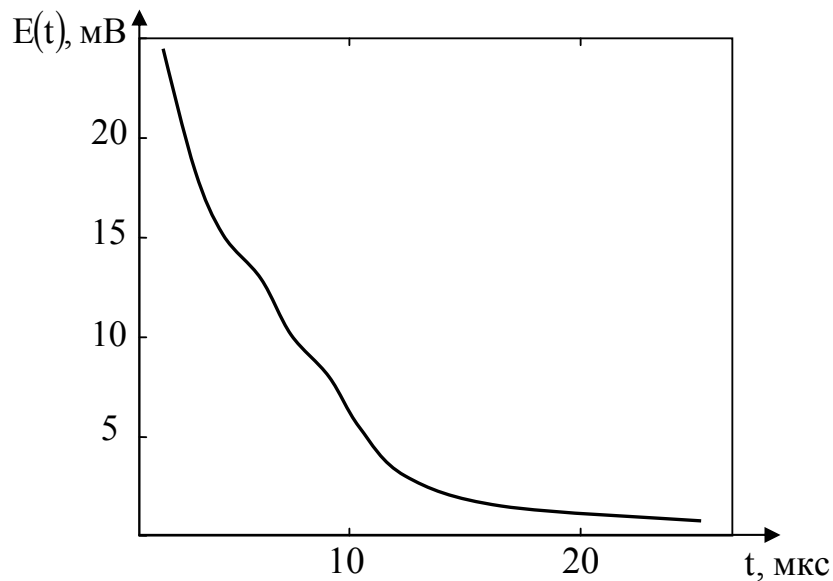


Рис. 3. Зависимость ЭДС в пробной рамке от времени при наличии проводящего слоя в горном массиве

В таблице 1 приведены параметры модельного горного массива, необходимые для расчетов.

Магнитная восприимчивость, диэлектрическая проницаемость и характерное время релаксации намагниченности горных пород были взяты одинаковыми и равными соответственно $\chi = 10^{-3}$, $\varepsilon = 5$, $\tau = 10^{-7} c$ [4, 5]. Площадь

измерительной рамки при расчетах бралась равной в эквиваленте 2500 м^2 .

Таблица 1

Параметры горного массива

№ слоя	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Толщина слоя, м	16	25	30	72	40	56	35	82	49	23	52	29	63	126	62
Удельное сопротивление, $0.1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	11	50	10	38	17	24	37	48	90	55	40	24	30	27	39

Как видно из рис. 2, характерной особенностью процесса затухания намагниченности в горной слоистой породе является наличие небольших промежутков, на которых скорость уменьшения ЭДС в пробной рамке падает на фоне общего затухания. Скорее всего, это объясняется различием во времени начала релаксации нижележащих слоев вследствие конечности скорости распространения волны в горном массиве. Поскольку разница во времени между регистрацией волны от нижнего и верхнего слоев измеряется в микросекундах, то, естественно, увидеть полученные особенности на кривой $E(t)$ можно только на высокоточном приборе. Современные регистрирующие приборы позволяют наблюдать полученную картину, что и делается в институте УкрНИМИ в отделе эколого-геофизических исследований.

На рис. 3 показана зависимость ЭДС в пробной рамке от времени при наличии проводящего слоя в горном массиве (им был выбран слой номер 10 с удельным сопротивлением $0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$).

Как видно, в этом случае на графике исчез участок изменения темпа спада ЭДС, характеризующий слои, лежащие ниже проводящего слоя. Это и понятно, поскольку в проводящем слое происходит сильное затухание волн из нижних слоев и информация от них практически не доходит до регистрирующей рамки.

Таким образом, в данной работе, используя метод переходных процессов, на простых моделях было объяснено наличие участков с разными темпами спада ЭДС в пробной рамке. При этом, в отличие от [1], удалось избавиться от подгоночного коэффициента и расширить область применимости данного метода для изучения строения всего горного массива.

СПИСОК ССЫЛОК

1. Электроразведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1979. – 518 с.
2. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. – Л.: Недра, 1972. – 368 с.
3. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. – М.: Наука, 1982. – 621 с.
4. Альтшулер С.А., Козырев Б.М. Электронный парамагнитный резонанс. – М.: Наука, 1972. - 672 с.
5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1976. – 527 с.