

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНЫХ МАГНИТНО-ТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Летом 1964 г. геофизическим отрядом Пермского государственного университета были проведены опытные полевые исследования по методу МТЗ в районе Старцевской, Бородулинской и Северокамской опорных скважин. Скважины расположены в платформенной части Пермского прикамья в различных тектонических регионах: Камский свод, Верхне-Камская впадина, Пермско-Башкирский свод. Две из них, Старцевская и Северокамская, вскрыли породы кристаллического фундамента на глубинах около 3000 м, а третья, Бородулинская, пробурена до глубины 3212 м и не доведена до складчатого основания.

Ниже приводятся материалы обработки записей магнитно-теллурического поля в районе Старцевской опорной скважины (Камский свод).

В тектоническом отношении район наблюдения расположен на Кудымкарском валу субмеридионального простираения. Осадочный чехол сложен породами пермского, каменноугольного, девонского, кембрийского и протерозойского возрастов. Разрез представляет собой чередование терригенных и карбонатных пластов различной мощности и сопротивления. Геоэлектрическая характеристика составлена по данным каротажа скважин, вертикальных электрических зондирований и зондирований по методу становления электромагнитного поля. Осадочные породы по сопротивлению могут быть разделены на три комплекса.

Верхний терригенный комплекс объединяет отложения четвертичной системы, а также татарского, казанского и верхней части уфимского ярусов пермской системы. Мощность его порядка 400—600 м, сопротивление 7—8 ом·м. Средний преимущественно карбонатный комплекс включает толщу пород от низов уфимского яруса до кровли кыновского горизонта верхнего девона. Его среднее сопротивление колеблется от 7 до 16 ом·м, а мощность около 1500 м. Нижний терригенный комплекс сложен породами от кровли кыновского горизонта до поверхности кристаллического фундамента мощностью 1000 м и сопротивлением 3—4 ом·м. Сопротивление пород кристаллического фундамента по данным каротажа составляет 500 ом·м.

Таким образом, геоэлектрический разрез осадочной толщи можно представить следующей схемой:

$$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 \ll \rho_4.$$

По данным метода становления магнитного поля суммарная продольная проводимость в районе опорной скважины равна 520 сим. Отсюда среднее продольное сопротивление всего осадочного комплекса составляет около

6 ом·м. Применительно к глубинным зондированиям весь осадочный комплекс можно рассматривать как единый пласт мощностью $h_1 = 3$ км и сопротивлением $\rho_1 = 6$ ом·м, лежащий на высокоомных породах кристаллического фундамента.

Полевые наблюдения выполнялись с магнитно-теллурической лабораторией МТЛ-62. Для записи длиннопериодных вариаций использовалась приставка-барабан со скоростью движения фотобумаги около 20 мм/час. После замены механического привода лентопротяжного механизма осциллографа ЭПО-8 на электрический и небольшой модернизации барабана станция оказалась приспособленной для наблюдения вариаций магнитно-теллурического поля в широком диапазоне частот. Регистрировались тангенциальные составляющие напряженности электрического E_x , E_y и магнитного

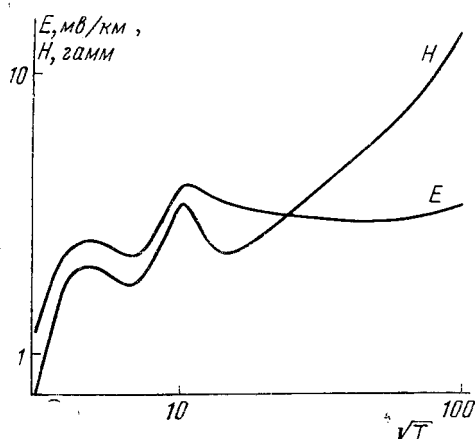


Рис. 1. Кривые зависимости средней амплитуды вариаций электрического и магнитного полей от периода

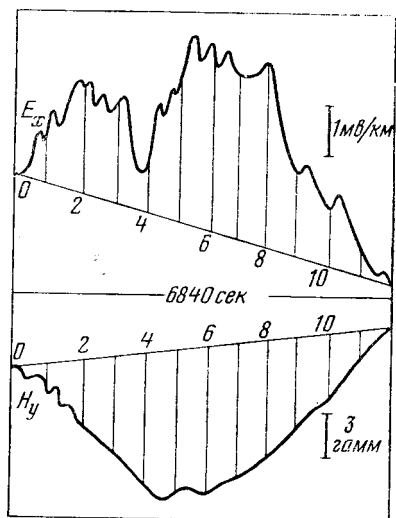


Рис. 2. Пример бухтообразного возмущения

H_x , H_y полей по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Запись E_x и E_y осуществлялась с помощью 500-метровых измерительных линий, расположенных Г-образно.

На всех точках наблюдения записаны колебания с периодом от 10—15 до 10 000 сек и более. Средняя амплитуда КПК устойчивого режима P_c составляет 1—4 мВ/км для компонент электрического поля и 0,5—3,6 гамм для компонент магнитного поля (рис. 1). Для этих частот характерна квазисинусоидальная форма импульсов. Длиннопериодные вариации наблюдаются обычно в виде бухт со средним периодом от 2000 до 10 000 сек (рис. 2).

Магнитно-теллурическое поле в районе МТЗ-1 для вариаций типа P_c имеет нелинейную поляризацию с несколько большей амплитудой изменения векторов $\vec{E}$ и $\vec{H}$ в субмеридиональном направлении, т. е. в направлении простирания Предуральяского прогиба. Таким образом, поляризация поля обусловлена главным образом геологическими причинами.

Амплитуда напряженности электрического поля в диапазоне периодов от 100 до 10 000 сек меняется в среднем от 3 до 4 мВ/км, в то время как средняя напряженность магнитного поля возрастает от 2,3 гамм ($T \approx 200$ сек) до 15 гамм ($T \approx 10 000$ сек) (рис. 1). Анализируя графики спектров, можно заключить, что в диапазоне частот, соответствующих интервалу S [1], напряженность магнитного поля пропорциональна напряженности электрического поля, т. е. между электротеллурическими и магнитными varia-

циями существует прямая связь [2, 3], определяемая с помощью первого уравнения Максвелла:

$$\operatorname{rot} \bar{H}^{(2)} = \frac{1}{\rho} \bar{E}_a,$$

где $\bar{H}^{(2)}$ — вторичное магнитное поле, а $\bar{E}_a$ — вихревое электрическое поле, вызванное в земле меняющимся во времени первичным магнитным полем $\bar{H}^{(1)}$. В интервале периодов, соответствующих зоне максимума и ниспадающей ветви кривой МТЗ, наблюдается более слабая связь между амплитудами напряженностей электротеллурического и геомагнитного полей. Это вызывает некоторые сомнения в достоверности информации, получаемой по правой ветви кривой МТЗ, так как вариации геомагнитного поля обусловлены, по-видимому, главным образом изменением первичного магнитного поля, т. е. между компонентами $\bar{E}$ и $\bar{H}$ превалирует индуктивная связь [4]

$$\operatorname{rot} \bar{E}_a = - \frac{\partial \bar{H}^{(1)}}{\partial t}.$$

Обработка полученных осциллограмм сводилась к определению видимых амплитуд и видимых периодов вариаций, по которым производилось вычисление кажущихся сопротивлений:

$$\rho_{Tx} = 0,2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad \rho_{Ty} = 0,2T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2. \quad (1)$$

Колебания с периодами $T > 150-200$ сек осреднялись либо графически, либо аналитически путем гармонического анализа. В последнем случае для вычислений ρ_T использовалась амплитуда первой гармоники [1]. Длиннопериодные импульсы типа бухт обычно настолько сильно осложнены более короткопериодными колебаниями, особенно каналы E (рис. 2), что выделить амплитуду таких колебаний крайне сложно без разложения их на составляющие. При этом для определений кажущегося сопротивления использовались, как правило, амплитуды первых двух гармоник. В результате обработки осциллограмм построена кривая МТЗ (рис. 3). Попытка проследить расщепление кривых ρ_{Tx} и ρ_{Ty} , подобно тому, как это было сделано в [1] и [2], не увенчалось успехом из-за значительного разброса значений ρ_T и, возможно, отсутствия резких горизонтальных неоднородностей среды. Поэтому кривая построена по средним значениям:

$$\rho_T = \sqrt{\rho_{Tx} \rho_{Ty}}. \quad (2)$$

Всего при построении графика МТЗ использовалось около 400 значений ρ_T . Средняя квадратическая ошибка определения кажущегося сопротивления составляет около $\pm 20\%$.

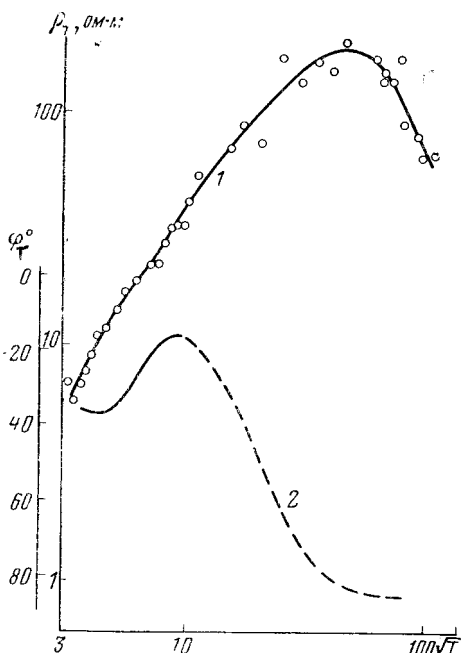


Рис. 3. Кривые МТЗ

1 — амплитудная; 2 — фазовая

Кроме амплитудной кривой, была сделана попытка построить фазовую кривую МТЗ (рис. 3). Большой разброс значений φ (вертикальный отрезок) не позволяет использовать ее для количественных оценок.

С учетом имеющихся геологических сведений была произведена интерпретация кривой МТЗ. График зондирования имеет восходящую ветвь, максимум ($T_{\text{макс}} \approx 2500 \text{ сек}$) и начало ниспадающей ветви. Левая восходящая часть кривой обусловлена высокоомными породами земной коры и верхней мантии. По ней можно найти суммарную продольную проводимость осадочного чехла и по двухслойной палетке с учетом известных h_I и ρ_I оценить сопротивление высокоомной пачки пород. Величина S , определенная по графику МТЗ, равна 500 см . Она меньше суммарной проводимости, найденной по кривым ЗСМ, на 5—7%. Для оценки сопротивления высокоомных пород бланк с кривой МТЗ накладывался на двухслойную палетку так, чтобы точка с координатами

$$\sqrt{T} \frac{8h_I}{\sqrt{10\rho_I}}, \quad \rho_T = \rho_I$$

совместилась с началом координат палетки ($8h_I, \rho_I$). Восходящая ветвь кривой МТЗ при таком совмещении легла между двухслойными палеточными кривыми с модулем $\rho_2/\rho_I = 200$ и 300 . Учитывая, что $\rho_I = 6 \text{ ом} \cdot \text{м}$, сопротивление высокоомных пород земной коры и верхней мантии ρ_{II} можно принять приблизительно равным $1500 \text{ ом} \cdot \text{м}$.

Мощность до хорошо проводящих пород верхней мантии $H = h_I + h_{II}$, вызывающих спад правой ветви наблюдаемой кривой, может быть определена либо по формуле:

$$H = 0,356 \sqrt{T_n}, \quad (3)$$

вытекающей из асимптотического выражения для входного импеданса в интервале H , либо по формуле, предложенной в работе [2]:

$$H \approx 2,1 \rho_{T_{\text{макс}}}, \quad (4)$$

где $\sqrt{T_n}$ — абсцисса точки пересечения правой асимптоты, проведенной к ниспадающей ветви под углом $63^\circ 25'$ к положительному направлению оси абсцисс; S — суммарная продольная проводимость верхних слоев; $\rho_{T_{\text{макс}}}$ — кажущееся сопротивление в максимуме кривой МТЗ ($\rho_{T_{\text{макс}}} \approx 200 \text{ ом} \cdot \text{м}$). По формуле (3) имеем $H \approx 280 \text{ км}$, а по соотношению (4) $H \approx 220 \text{ км}$. Таким образом, средняя глубина до проводящих пород верхней мантии составляет около 250 км .

С целью реализации идеи о возможности определения сопротивлений пород с учетом сдвига фаз между взаимно перпендикулярными компонентами E_x и H_y , E_y и H_x [2, 3] рассмотрим асимптотическую формулу [2] для входного импеданса n -слойного разреза, в основании которого лежат породы низкого сопротивления (интервал H):

$$Z_n = -i \frac{2\pi H}{T} + (1-i) \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}.$$

Найдем модуль и аргумент Z_n :

$$|Z_n| = \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T} + \left(\frac{2\pi H}{T} + \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}\right)^2}, \quad (5)$$

$$\varphi = \arctg \frac{\frac{2\pi H}{T} + \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}}{\sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}}. \quad (6)$$

Из формулы (6) имеем:

$$\frac{2\pi H}{T} \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T} \operatorname{tg} \varphi} - \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}. \quad (7)$$

После подстановки (7) в (5) получим

$$|Z_n| = \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T} + \operatorname{tg}^2 \varphi \frac{5\rho_n}{2T}} = \frac{1}{\cos \varphi} \sqrt{\frac{5\rho_n}{2T}}.$$

Откуда

$$\rho_n = 2 \rho_T \cos^2 \varphi. \quad (8)$$

Последняя формула позволяет оценить сопротивление подстилающего низкоомного пласта ρ_{III} . Для расчетов по формуле (8) используем значения ρ_T и φ для периода $T = 10\,000$ сек (рис. 3):

$$\rho_{III} = 2 \cdot 63 \cdot \cos^2 85^\circ \approx 1,0 \text{ ом} \cdot \text{м},$$

или с учетом разброса фаз сопротивление разогретых хорошо проводящих пород верхней мантии меняется от 0 до 15 ом·м. Полученная в результате интерпретации кривой МТЗ геоэлектрическая характеристика разреза ~~может быть~~ представлена в таблице.

Т а б л и ц а

№ слоя	Характеристика пластов	Мощность, км	Удельное сопротивление, ом·м
I	Осадочный чехол	3	6
II	Кристаллические породы коры и верхней мантии	250	1500
III	Хорошо проводящее вещество верхней мантии	—	0—15

Полученные глубины и сопротивления согласуются с данными, приведенными другими исследователями.

А B S T R A C T

The paper presents results of magnetotelluric sounding conducted in the summer of 1964 in the region of Kudymkara. Variations with the period from 10 to 10 000 sec were registered. The plot of the seeming resistance ρ_x has a descending branch, maximum ($T=2500$ sec) and a short falling branch. The interpretation is carried out with allowance of geological data. The depth to the crystalline foundation is 3000 m, the mean longitudinal conductivity of the sedimentary layer is 500 1/ohm, the average longitudinal resistance is 6 ohm·m. At the depth of about 250 km the upper mantle rocks with good conductivity and specific resistance of about 1—15 ohm·m are noted. Crystalline rocks of the Earth's crust are characterised by about 1500 ohm·m resistance.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. М. Н. Бердичевский. Основы теории магнитно-теллурического профилирования. Прикладная геофизика, вып. 28, 1960.
2. А. П. Краев. Основы геоэлектрики. Гостехтеориздат, 1951.
3. А. Н. Тихонов. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. Докл. АН СССР, нов. серия, 73, № 2, 1950.
4. М. Н. Бердичевский. Электрическая разведка методом теллурических токов. Гостоптехиздат, 1960.