

## ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ МАССИВА ЛЬДА МЕТОДОМ ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Н. О. Кожевников, Е. Ю. Антонов

**АННОТАЦИЯ.** Представлены и обсуждаются результаты инверсии данных зондирования методом переходных процессов, выполненных в 1984 г. на одном из ледников в Арктике. На всех графиках переходного процесса отмечается смена полярности ЭДС, что свидетельствует о влиянии индукционно-вызванной поляризации. Путём инверсии удалось в рамках модели Коул-Коул оценить удельное электрическое сопротивление и поляризационные параметры массива льда. Эти параметры практически не отличаются от измеренных в лаборатории на образцах пресного поликристаллического льда. Полученные оценки интересны сами по себе; кроме этого, они могут оказаться полезными для истолкования результатов электромагнитных съёмок в северных регионах.

**Ключевые слова:** инверсия, зондирование методом переходных процессов, ледники в Арктике, параметры массива льда.

**ABSTRACT.** The results of inversion of sounding data by made in 1984 on one of the glaciers in the Arctic have been presented and discussed in the article. Polarity changing of electromotive force is marked in all graphs of the transition process. It indicates the influence of inductive-induced polarization. The resistivity and the polarization parameters of the ice mass managed to estimate by inversion within the scope of model Cole-Cole. These parameters do not differ from those measured in the laboratory on samples of fresh polycrystalline ice. The obtained estimations are rather interesting; they may prove useful for interpreting the results of electromagnetic surveys in the northern regions.

**Key words:** inversion, transient electromagnetic method, Arctic, resistivity, polarization parameters, ice mass.

### Введение

Электрические свойства моно- и поликристаллического льда при разных температурах в широком диапазоне частот и в зависимости от минерализации исходного раствора хорошо изучены в лабораторных условиях на естественных и искусственных образцах [16]. Что касается электромагнитных параметров скоплений льда в условиях естественного залегания, то наиболее полно методами сопротивлений изучены удельная электропроводность на постоянном (или низкочастотном) токе и высокочастотная диэлектрическая проницаемость радиолокационными зондированиями. Частотная дисперсия удельной электропроводности и/или диэлектрической проницаемости природных массивов льда изучена недостаточно, и публикации на эту тему немногочисленны [24].

Изучение частотной дисперсии электрических свойств льда в условиях естественного залегания важно, во-первых, в качестве самостоятельного направления в области диэлектromетрии мёрзлых толщ, и, во-вторых, для построения петрофизических, электрофизических и геоэлектрических моделей массивов и скоплений природного льда. Кроме этого, информация о диэлектрической проницаемости и удельной электропроводности природного льда необходима для интерпретации данных электроразведочных методов, если измерения выполняют на нескольких частотах (ЧЗ,

АМТ, спектральный метод ВП) или при измерениях во временной области (МПП, ВП).

По понятным причинам проведение полевого эксперимента в районах, где распространены природные скопления льда, сопряжено с большими организационными трудностями и финансовыми затратами. Поэтому данные каждого из подобных экспериментов представляют большую ценность. В этой связи нас привлекла публикация [3], где приведены результаты многогоразностного зондирования методом переходных процессов (ЗМПП), выполненного в 1984 г. на одном из ледников в Арктике. Мощность пресноводного льда в районе зондирования превышает 500 м, до глубины 400 м проведено бурение. Температура льда в этом интервале глубин составляет около -10 °С, суммарное содержание солей - 20 мг/л; разброс содержания хлора - при среднем содержании 1,5 мг/л от 1 до 4,5 мг/л; встречается Fe, Na, Ca, HCO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

Для возбуждения и измерения переходных процессов использовалась аппаратура "Каскад" [14]. Совмещённые квадратные петли с длиной стороны 25, 50, 100 и 200 м располагались таким образом, что их центры совпадали. В целом, как отмечают авторы упомянутой статьи, измерения качественные и достоверные, многократно проконтролированные. Использование больших питающих токов вызвало продолжительные собственные процессы в контурах при выключении, влия-

яние которых было учтено путём внесения соответствующего временного сдвига переходной характеристики [14].

Рисунок из работы [3], на котором показаны переходные характеристики, был оцифрован, что позволило получить массив данных для интерпретации. Построенные на основе этих данных переходные характеристики приведены на рис. 1. На всех графиках отмечается изменение полярности ЭДС. На ранних временах сигнал имеет положительную полярность, затем происходит смена знака, после чего отрицательная ЭДС продолжает убывать, достигает минимума и затем убывает по абсолютной величине. С учётом того что измерения были выполнены совмещёнными установками, такой характер сигнала однозначно свидетельствует о влиянии ВПИ - индукционно-вызванной поляризации [25].

В то время, когда проводились измерения на леднике, ещё не появились программы для инверсии индукционных переходных характеристик с учётом ВПИ. Используя приближённые методы оценки параметров поляризующегося разреза, Р. Н. Вострецов с соавторами пришли к выводу о сильной частотной дисперсии диэлектрической проницаемости массива льда [3]. Согласно их оценкам низкочастотная относительная диэлектрическая проницаемость верхней части разреза составляет 200 - 600, возрастая на глубине до 800 - 2000. Удельное электрическое сопротивление льда оценивается значением около 2500 - 10 000 Ом·м. Оценки постоянной времени и временной зависимости поляризационного процесса не проводились.

В последнее десятилетие в связи с появлением доступных программ для быстрого решения прямых и

обратных задач импульсной индуктивной электроразведки в рамках модели горизонтально-слоистой поляризующейся среды появилась возможность "полноценной" инверсии измеренных в 1984 г. переходных характеристик. Поскольку на одной точке были проведены измерения установками разного размера, авторами настоящей статьи с помощью программы TEM-IP [1] выполнена индивидуальная и совместная инверсия переходных характеристик. В последнем случае минимизировался функционал невязки, в который входили данные установок разного размера [7, 8, 21].

### Феноменологические модели для описания частотной дисперсии геологических сред

В большинстве случаев при решении прямой и обратной задач МПП отклик среды рассчитывают сначала в частотной области, а затем преобразуют его во временную область. Учёт ВПИ осуществляется путём использования комплексной, зависящей от частоты удельной электропроводности (УЭП)  $\sigma^*(\omega)$ , описываемой формулой Коул-Коул [13, 19]:

$$\sigma^*(\omega) = \sigma_0 \frac{1 + (j\omega\tau)^c}{1 + (1 - \eta)(j\omega\tau)^c}, \quad (1)$$

где  $\sqrt{-1}$ ;  $\omega$  - круговая частота, рад/с;  $\sigma_0$  - удельная электропроводность на постоянном токе, См/м;  $\eta$  - поляризуемость,  $c$  - показатель степени;  $\tau$  - время релаксации, с. Диапазоны возможных значений параметра  $\eta$  - от нуля до единицы,  $\tau$  - от нуля до бесконечности. Параметр  $c$  изменяется в пределах от 1 (одно время релаксации) до 0 (бесконечно широкое равномерное распределение времён релаксации). Поляризуемость  $\eta$  может быть записана в виде

$$\eta = \frac{\sigma_\infty - \sigma_0}{\sigma_\infty}, \quad (2)$$

где  $\sigma_0$  - удельная электропроводность на постоянном токе (на практике, измеренная на частоте, намного меньшей частоты релаксации  $\omega_0 = \tau^{-1}$ );  $\sigma_\infty$  - электропроводность при  $\omega \rightarrow \infty$  (фактически на частоте, значительно превышающей  $\omega_0$ ).

При описании частотной дисперсии среды с помощью формулы (1) предполагается, что диэлектрическая проницаемость не зависит от частоты и не оказывает влияния на измеряемые сигналы. С другой стороны, показано [9, 20], что в частотном и/или временном диапазонах, в которых проводят измерения в индуктивной электроразведке, использование выражения (1) эквивалентно описанию среды на основе альтернативной модели. В рамках этой модели предполагается, что удельная "омическая" электропроводность среды  $\sigma_0$  не зависит от частоты, тогда как диэлектрическая проницаемость является комплексной и частотно-зависимой. Выражение для диэлектрической проницаемости, описываемой моделью Коул-Коул, имеет вид [17]

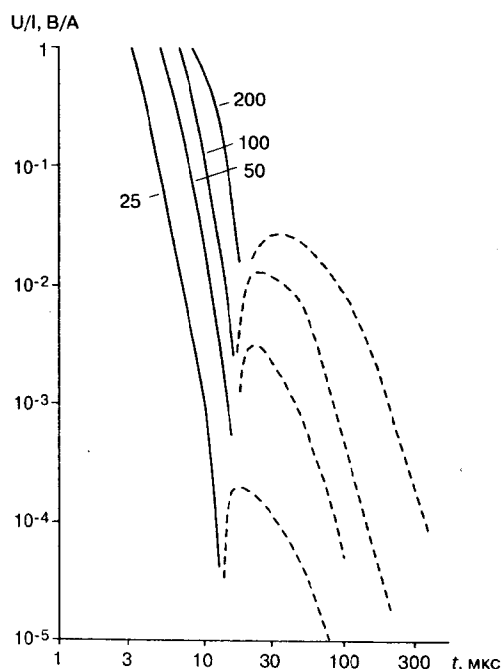


Рис. 1. Индукционные переходные характеристики, измеренные на одном из ледников в Арктике [3]: шифр графиков - длина стороны генераторно-приёмной петли, м; сплошные графики - ЭДС положительная, пунктирные - отрицательная

$$\varepsilon^*(\omega) = \varepsilon_0 \left[ \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (j\omega\tau)^c} \right], \quad (3)$$

где  $\varepsilon_0$  - диэлектрическая постоянная ( $8,854 \cdot 10^{-12}$  Ф/м);  $\varepsilon_s$ ,  $\varepsilon_\infty$  - относительные статическая и динамическая проницаемости, соответственно;  $\tau$  - постоянная времени диэлектрической релаксации;  $c$  - показатель степени. Такой способ описания быстротекущих процессов поляризации принят среди специалистов в области диэлектрической метрии мёрзлых пород [16, 18]. Случай, когда  $c = 1$ , соответствует так называемой дебаевской релаксации.

Удельная электропроводность  $\sigma^*(\omega)$  породы с частотно-независимой (омической) электропроводностью  $\sigma_0$  и комплексной диэлектрической проницаемостью (3) записывается как

$$\sigma^*(\omega) = \sigma_0 + j\omega\varepsilon_0 \left[ \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (j\omega\tau)^c} \right]. \quad (4)$$

Для модели (1) мерой способности среды поляризоваться под действием приложенного электрического поля является поляризуемость  $\eta$ , для модели (4) - разность  $\Delta\varepsilon$  между относительными статической и динамической проницаемостями:  $\Delta\varepsilon = \varepsilon_s - \varepsilon_\infty$ . Параметр  $\Delta\varepsilon$ , который в англоязычной литературе называется амплитудным показателем дисперсии (используется также термин *dispersivity*), свободен от влияния эффектов омической или "сквозной" (т. е. при  $\omega \rightarrow 0$ ) проводимости  $\sigma_0$ , тогда как на  $\eta$  влияет как поляризация, так и омическая проводимость [22, 23]. Обычно  $\varepsilon_\infty \ll \varepsilon_s$ ,  $\Delta\varepsilon \approx \varepsilon_s$ , поэтому в качестве меры дисперсии можно использовать  $\varepsilon_s$ .

В случае дебаевской релаксации ( $c = 1$ ) в частотном и/или временном диапазонах, освоенных индуктивной электроразведкой,  $\Delta\varepsilon$  и  $\eta$  связаны соотношением [9, 20]:

$$\eta = \left( 1 + \frac{\sigma_0\tau}{\varepsilon_0\Delta\varepsilon} \right)^{-1} \quad (5)$$

Это означает, что задание поляризационных свойств геологической среды с помощью омической проводимости  $\sigma_0$  и комплексной диэлектрической проницаемости  $\varepsilon^*(\omega)$ , определяемой формулой (3) при  $c = 1$ , эквивалентно использованию комплексной удельной электропроводности  $\sigma^*(\omega)$ , описываемой зависимостью (1) с параметрами:  $\sigma_0$ ,  $c = 1$  и поляризуемостью (5).

### Результаты инверсии

Инверсия переходных характеристик заключалась в отыскании горизонтально-слоистой модели, наилучшим образом объясняющей экспериментальные данные. Эффекты ВПИ учитывались путём использования комплексной частотно-зависимой электропроводности, описываемой формулой (1). Процедура инверсии подробно изложена в работах [5 - 8, 15, 20, 21].

На графиках переходных характеристик (см. рис. 1) минимальная временная задержка равна 3 мкс. Хотя Р. Н. Вострецов с соавторами [3] учли конечное время выключения тока в генераторной петле путём сдвига переходной характеристики, данные, измеренные на временах менее 10 мкс, не учитывались при подборе моделей. Результаты индивидуальной и совместной инверсии для разного сочетания установок приведены в таблице.

Во всех случаях в результате подбора "получилась" двухслойная модель с поляризующимся верхним слоем и неполяризующимся основанием. Средняя мощность слоя 120 м; удельное электрическое сопротивление слоя -  $2 \cdot 10^3$  Ом·м, основания -  $3,5 \cdot 10^3$  Ом·м. Среднее значение поляризуемости слоя  $\eta_1 = 0,36$ , постоянная времени релаксации  $\tau_1 = 37$  мкс, показатель степени  $c_1 = 0,9$ .

Результаты индивидуальной и совместной инверсии индукционных переходных характеристик, измеренных совмещенными установками на массиве льда

| 1       | 2 | 3 | 4 | $\rho_1$ , Ом·м | $h_1$ , м | $S_1$ , См | $\eta_1$ | $\tau_1$ , мкс | $c_1$ | $\Delta\varepsilon_1$ | $\rho_2$ , Ом·м | $\sigma$ , % |
|---------|---|---|---|-----------------|-----------|------------|----------|----------------|-------|-----------------------|-----------------|--------------|
| +       |   |   |   | 400             | 21        | 0,053      | 0,19     | 17             | 0,79  | 1100                  | 500             | 9,4          |
|         | + |   |   | 47              | 3         | 0,060      | 0,086    | 18             | 0,97  | 4100                  | 5000            | 8,6          |
|         |   | + |   | 1360            | 130       | 0,10       | 0,56     | 34             | 0,69  | 660                   | 560             | 33           |
|         |   |   | + | 5000            | 370       | 0,074      | 0,7      | 93             | 0,74  | 4900                  | 5000            | 33           |
| +       | + |   |   | 950             | 60        | 0,065      | 0,15     | 21             | 0,99  | 440                   | 4200            | 45           |
| +       | + | + |   | 5000            | 240       | 0,048      | 0,44     | 38             | 1     | 670                   | 5000            | 70           |
|         | + | + |   | 780             | 30        | 0,038      | 0,28     | 26             | 0,9   | 1500                  | 3500            | 56           |
|         |   | + | + | 3500            | 120       | 0,033      | 0,49     | 47             | 0,94  | 1500                  | 4400            | 58           |
| Среднее |   |   |   | 2100            | 120       | 0,060      | 0,36     | 37             | 0,88  | 1900                  | 3500            | 39           |
| Медиана |   |   |   | 1200            | 90        | 0,056      | 0,36     | 30             | 0,92  | 1500                  | 4300            | 39           |

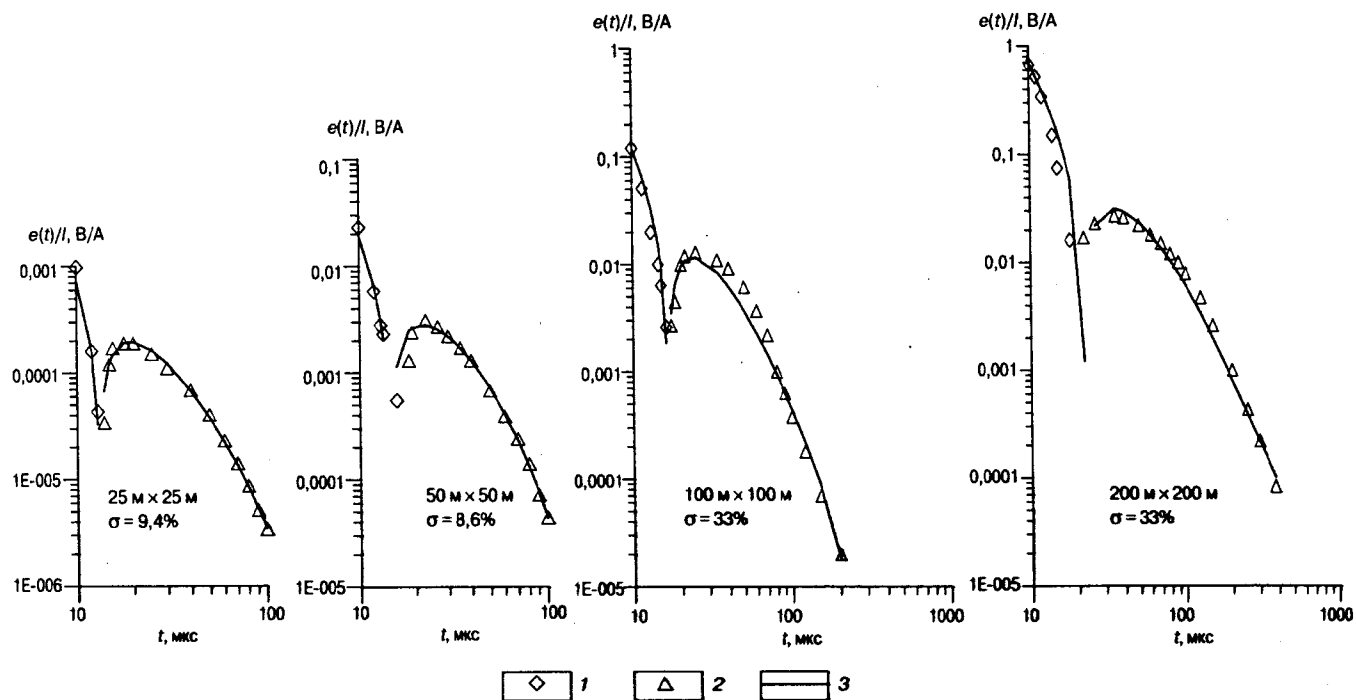
Примечание. Размеры установок: 1 - 25 м x 25 м; 2 - 50 м x 50 м; 3 - 100 м x 100 м; 4 - 200 м x 200 м. Знаком "+" отмечены установки, результаты измерений с которыми учитывались при инверсии.

Качество подбора при индивидуальной инверсии для каждой из установок иллюстрирует рис. 2. В этом случае среднеквадратичное расхождение  $\sigma$  между экспериментальной и модельной переходными характеристиками составляет 9 - 33%. Совместная инверсия (рис. 3) привела к большим (от 45 до 70%) значениям  $\sigma$ .

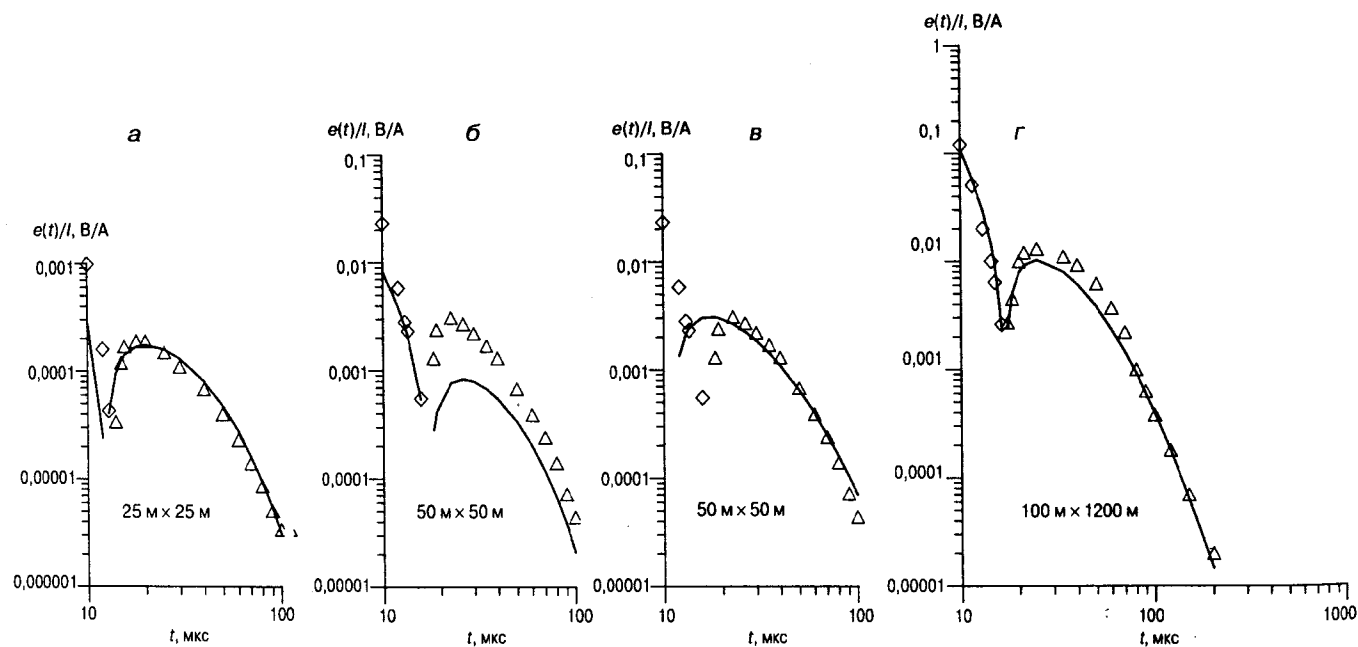
Тот факт, что  $c_1 \approx 1$ , свидетельствует об узком распределении времён релаксации; по существу, поляри-

зационный переходный процесс может быть описан одной убывающей экспонентой с постоянной времени  $\tau_1$ , т. е. *дебаевской моделью*. Это позволяет, используя выражение (5), оценить  $\Delta\epsilon_1$  (соответствующие значения приведены в таблице).

Как уже отмечалось, в отличие от поляризуемости  $\eta$  параметр  $\Delta\epsilon$  свободен от влияния проводимости. Кроме этого, если  $c \approx 1$ , поляризуемость и постоянная



**Рис. 2.** Результаты индивидуальной инверсии зондирований методом переходных процессов на массиве льда для установок разных размеров: сигналы: 1 - измеренный, положительный, 2 - измеренный, отрицательный; 3 - модельный



**Рис. 3.** Результаты совместной инверсии зондирований методом переходных процессов на массиве льда: а, б - установки 1 (25 м x 25 м) и 2 (50 м x 50 м),  $\sigma = 45\%$ ; в, г - 2 (50 м x 50 м) и 3 (100 м x 100 м),  $\sigma = 56\%$ ; остальные усл. обозн. - см. рис. 2

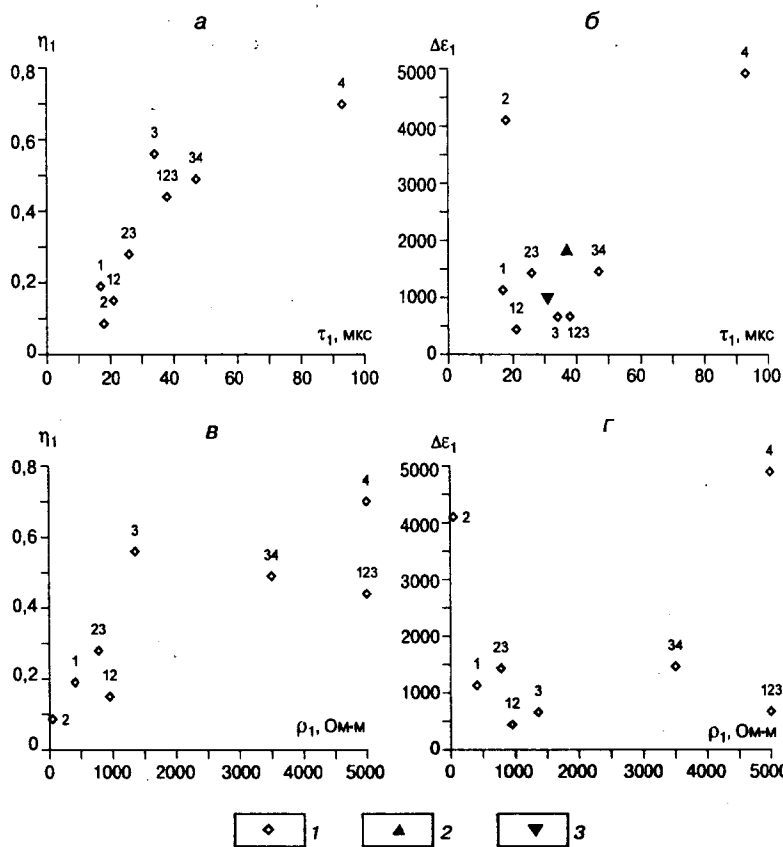


Рис. 4. Результаты инверсии, представленные в виде графиков в координатах  $\tau_1$  и  $\eta_1$  (а),  $\tau_1$  и  $\Delta\epsilon_1$  (б),  $\rho_1$  и  $\eta_1$  (в),  $\rho_1$  и  $\Delta\epsilon_1$  (г): 1 - результаты инверсии; 2 - среднее; 3 - среднее без 2 и 4

времени  $\tau$  не являются независимыми [20]. Это видно на рис. 4, где результаты инверсии показаны в координатах  $\tau_1$  и  $\eta_1$ ,  $\tau_1$  и  $\Delta\epsilon_1$ ,  $\rho_1$  и  $\eta_1$ ,  $\rho_1$  и  $\Delta\epsilon_1$ .

На рис. 4, а просматривается явная зависимость между постоянной времени и поляризуемостью. В этом случае нет оснований отдать предпочтение какой-либо из точек, образованных парами значений  $\tau_1$  и  $\eta_1$ . Если же в качестве меры способности поляризоваться используется  $\Delta\epsilon_1$ , корреляция отсутствует (см. рис. 4, б): точки образуют компактное "облако" или совокупность. Маленьким треугольником с вершиной, направленной вверх, показана точка, координаты которой представляют, соответственно, средние значения  $\tau_1$  и  $\Delta\epsilon_1$  по всем результатам инверсии. При исключении из рассмотрения точек 2 и 4, которые расположены далеко от "облака" или центра распределения, "получается" точка, показанная треугольником с вершиной, направленной вниз.

Близкую к линейной корреляцию между значениями  $\rho_1$  и  $\eta_1$ , найденными в результате инверсии переходных характеристик, иллюстрирует рис. 4, в. Если аппроксимировать график на рис. 4, в линейной зависимости с учётом всех точек, то коэффициент детерминации (квадрат коэффициента множественной корреляции)  $R^2=0,61$ . Исключив точку 3 как "выброс", получаем  $R^2=0,83$ . Когда вместо  $\eta_1$  в качестве меры способности поляризоваться используется  $\Delta\epsilon_1$  (см. рис. 4, г),

коэффициент детерминации, найденный по всей совокупности точек, равен 0,03. Если убрать "выброс" (точка 4), то  $R^2=0,16$ . настолько низкие значения коэффициента детерминации свидетельствуют о независимости параметров  $\rho_1$  и  $\Delta\epsilon_1$ .

Несколько слов необходимо сказать о мощности и сопротивлении верхнего слоя. Как видно из данных, приведённых в таблице, разброс значений  $\rho_1$  и  $h_1$  значителен. Однако он не связан со случайными ошибками или низким качеством данных, а является проявлением S-эквивалентности: по сравнению с  $\rho_1$  и  $h_1$  проводимость слоя  $S_1 = h_1/\rho_1$ , среднее значение которой составляет 0,06 См, характеризуется значительно меньшей изменчивостью (рис. 5).

### Обсуждение результатов

Прежде всего, необходимо дать комментарий по поводу того, что в результате инверсии была подобрана двухслойная модель с поляризующимся верхним слоем и неполяризующимся основанием. Поскольку мощность льда составляет не менее 500 м, может возникнуть вопрос, почему "получился" поляризующийся слой, а не поляризующееся полупространство. Вероятная причина заключается в том, что, как это было показано специальными исследованиями [6, 7], наибольший вклад в поляризационную составляющую отклика петлевой установки вносит верхний слой, мощность которого соизмерима с длиной стороны генераторной петли. По индукционным переходным характеристикам поляризационные параметры верхнего слоя определяются уверенно, тогда как

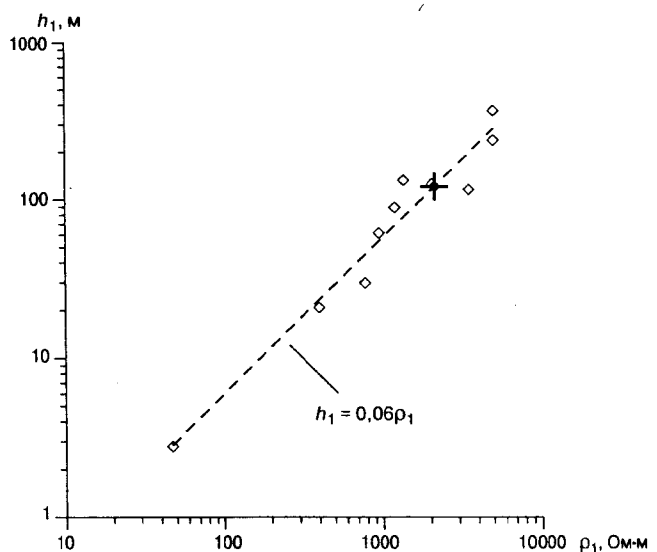


Рис. 5. Рисунок, иллюстрирующий S-эквивалентность при определении параметров верхнего слоя: ромбики - результаты инверсии (см. таблицу); пунктирная линия - аппроксимирующая их линейная зависимость; крестик - точка, координаты которой равны средним значениям  $\rho_1$  и  $h_1$  по всей совокупности

основания – с большими погрешностями (особенно в тех случаях, когда удельное сопротивление слоя меньше, чем основания). Поскольку максимальное время измерений переходной характеристики даже при использовании самой большой (200 м × 200 м) петли составило всего 300 мкс, не удалось определить и полную мощность ледяной толщи на участке работ. Поэтому, строго говоря, основной результат инверсии переходных характеристик заключается в оценке поляризационных параметров верхней части ледника мощностью порядка 100 м.

В настоящей статье наибольший интерес представляют найденные в результате инверсии значения параметров  $\rho$ ,  $\Delta\epsilon$ ,  $\tau$ ,  $\epsilon$  льда в массиве и их сравнение с измеренными в лаборатории на образцах пресного поликристаллического льда. По данным лабораторных измерений относительная диэлектрическая проницаемость воды и льда описывается формулой Дебая [4, 17].

$$\epsilon = \epsilon_{\infty} + \frac{\epsilon_s - \epsilon_{\infty}}{1 + j\omega\tau}$$

Ориентационная поляризация молекул воды протекает быстро ( $\tau \approx 10^{-11}$  с), но как только вода замерзает и превращается в лед, время релаксации возрастает более чем на 6 порядков [11, 12]. Для пресного поликристаллического льда  $\tau$  (в секундах) можно оценить по формуле [4]

$$\lg \tau = 2900/T - 15,3, \quad (6)$$

где  $T$  – абсолютная температура, К. Согласно этой формуле вблизи точки замерзания  $\tau$  составляет около 20 мкс, а при понижении температуры до  $-60$  °С возрастает до 20 мс. Согласно опубликованным данным,  $\epsilon_s$  льда составляет около 100 [4, 16],  $\epsilon_{\infty} \approx 3$ . Поскольку  $\epsilon_{\infty} \ll 10^2$ , можно принять, что  $\Delta\epsilon \approx 10^2$ .

Как упоминалось выше, температура льда составляет  $-10$  °С. Формула (6) для такой температуры даёт  $\tau \approx 50$  мкс. Примерно такие же значения  $\tau$ , определённые методами лабораторной диэлькометрии, приведены в работах [14, 16, 24]. Таким образом, для массива льда (см. таблицу) характерны значения  $\tau$ , близкие к измеренным на образцах и предсказываемым формулой (6).

Напомним, что согласно результатам инверсии показатель степени  $\epsilon$  для массива льда близок к единице, что говорит о дебаевской релаксации, которая наблюдается в лаборатории на монокристаллах льда, а также на образцах искусственного и природного поликристаллического льда [16, 24].

Что касается амплитудного показателя дисперсии  $\Delta\epsilon$ , то этот параметр “в массиве” ( $\Delta\epsilon \approx 10^3$ ) на порядок и более превышает значения, полученные в лаборатории на образцах пресного поликристаллического льда ( $\Delta\epsilon \approx 10^2$ ). Обсуждение возможных причин этой разницы выходит за рамки настоящей статьи и должно стать предметом специального рассмотрения. В данный момент лишь отметим, что массив льда представляет собой сложную гетерогенную систему, в которой, наряду с диэлектрической релаксацией, в кристаллах льда действуют другие механизмы поляризации.

Наконец, несколько слов по поводу удельного электрического сопротивления  $\rho$  массива льда. Как свидетельствуют данные в таблице,  $\rho$  составляет первые тысячи ом-метров, что на несколько порядков ниже по сравнению с теми значениями, которые приводятся в литературе для пресного поликристаллического льда, в т. ч. для ледников [16]. Это несоответствие указывает на то, что в массиве льда появляются пути для протекания электрического тока, которые не существуют или не играют существенной роли в масштабе лабораторного образца.

Подводя итоги, отметим примечательный факт. Хотя Р. Н. Вострецов с соавторами [3] не располагали средствами для моделирования индукционных переходных характеристик с учётом ВПИ, полученные ими приближённые оценки удельного электрического сопротивления и низкочастотной диэлектрической проницаемости близки к найденным путем “полноценной” инверсии.

### Заключительные замечания

На наш взгляд, настоящая статья может представлять интерес в нескольких отношениях. Во-первых, в ней посредством решения обратной задачи МПП на основе модели Коул-Коул дана оценка поляризационных параметров и удельного электрического сопротивления массива льда, характерный размер которого определяется размерами использовавшихся установок, т. е. в диапазоне от первых десятков до первых сотен метров.

Во-вторых, из представленных материалов видно, что низкочастотная диэлектрическая проницаемость и, в меньшей степени, удельное сопротивление природного пресного льда в массиве отличаются от измеренных в лаборатории. Эти различия говорят о необходимости разработки модели, объясняющей электрофизические свойства ледников и других скоплений природного льда.

И, наконец, в-третьих, приведённые параметры модели Коул-Коул важны для истолкования результатов съёмки методом переходных процессов в северных регионах, например в Якутии, где нередко наблюдаются знакопеременные переходные процессы. Известно, что эти процессы связаны с быстро протекающей индукционно-вызванной поляризацией. Однако конкретные механизмы, порождающие ВПИ, остаются предметом дискуссии. Согласно одной из точек зрения, таким механизмом является поляризация льда, поскольку было замечено, что в ряде случаев интенсивность проявлений ВПИ пропорциональна льдистости [15]. Если это так, то логично предположить, что максимальные значения низкочастотной диэлектрической проницаемости должны наблюдаться в присутствии пород, льдистость которых равна 100%, т. е. при измерениях на массиве льда. Как показано в настоящей статье, в этом случае можно ожидать, что  $\Delta\epsilon \approx 10^3$ . Однако в Якутии значения  $\Delta\epsilon$ , найденные в результате инверсии индукционных переходных характеристик, попадают в диапазон  $1,5 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^5$  [20], т. е. они на 1 - 2 порядка превышают измеренные на массиве льда. Это говорит о том, что в мёрзлых породах наряду с поляризацией льда “включаются” другие механизмы, которым в работе А. Д. Фролова [16] соответствует термин “макро-

дипольная поляризация". Скорее всего, вклад поляризации льда незначителен по сравнению с этими механизмами, изучение которых должно составить предмет специальных исследований. Возможным исключением являются крупнодисперсные мёрзлые породы с низким содержанием незамёрзшей воды [2, 10].

Авторы благодарны рецензенту, доктору техн. наук И. Н. Модину за замечания и предложения по улучшению статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Е. Ю., Кожеевников Н. О., Корсаков М. А., 2010, ТЕМ-IP - система для интерпретации данных индукционных импульсных зондирований поляризующихся сред: Первая международная научно-практическая конференция по электромагнитным методам исследования ГЕОБАЙКАЛ-2010: Иркутск, 2010.
2. Артеменко И. В., Кожеевников Н. О., 1999, Моделирование эффекта Максвелла-Вагнера в мёрзлых крупнодисперсных породах с порфировой структурой: Криосфера Земли, III, 1, 60 - 68.
3. Вострецов Р. Н., Молчанов А. А., Сидоров В. В., 1985, Индукционные переходные процессы в массиве льда: Вопросы поляризации горных пород. Под ред. Молчанова А. А., Сидорова В. А.: М., Деп. в ВИНТИ, 06.08.85, №5847 - 85.
4. Кинг Р., Смит Г., 1984, Антенны в материальных средах: Пер. с англ.: М., Мир.
5. Кожеевников Н. О., Антонов Е. Ю., 2007, Инверсия данных МПП с учетом быстро протекающей индукционно-вызванной поляризации: численный эксперимент на основе модели однородного поляризующегося полупространства: Геофизика, 1, 42 - 50.
6. Кожеевников Н. О., Антонов Е. Ю., 2009, Совместная инверсия данных МПП с учетом индукционно-вызванной поляризации: Геология и геофизика, 2, 181 - 190.
7. Кожеевников Н. О., Антонов Е. Ю., 2009, Импульсная индуктивная электроразведка поляризующихся сред: Геофизический журнал, 31, 4, 104 - 118.
8. Кожеевников Н. О., Антонов Е. Ю., 2010, Инверсия индукционных переходных характеристик двухслойных сред с учетом быстро устанавливающейся вызванной поляризации: Геология и геофизика, 51, 6, 905 - 918.
9. Кожеевников Н. О., Артеменко И. В., 2004, Моделирование влияния диэлектрической релаксации в мерзлых породах на переходную характеристику незаземленной петли: Криосфера Земли, VIII, 2, 30 - 39.
10. Кожеевников Н. О., Никифоров С. П., Снопков С. В., 1995, Исследование быстропротекающих процессов вызванной поляризации в мерзлых породах: Геоэкология, 2, 118 - 126.
11. Мазно Н., 1988, Наука о льде. Пер. с яп.: М., Мир.
12. Парселл Э., 1983, Электричество и магнетизм: Учебное руководство. Пер. с англ.: М., Наука.
13. Светов Б. С., 2008, Основы геоэлектрики: М., Изд-во ЛКИ.
14. Сидоров В. А., 1985, Импульсная индуктивная электроразведка: М., Недра.
15. Стогний В. В., 2008, Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции: Криосфера Земли, XII, 4, 46 - 56.
16. Фролов А. Д., 1998, Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов: Пушино. ОНТИ ПНЦ РАН.
17. Хиппель А. Р., 1960, Диэлектрики и волны: М., Изд-во иностр. лит.
18. Bittelli M., Flury V., Roth K., 2004, Use of Dielectric Spectroscopy to Estimate Ice Content in Frozen Porous Media: Water Resour. Rea. 40.
19. Flis F. M., Newman G. A., Hohman G. W., 1989, Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements: Geophysics, 54, 514 - 523.
20. Kozhevnikov N. O., Antonov E. Y., 2006, Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies: Geophysical Prospecting, 54, 383 - 397.
21. Kozhevnikov N. O., Antonov E. Yu., 2008, Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: Numerical simulation experiment with homogeneous half-space: Journal of Applied Geophysics, 66, 31 - 43.
22. Lesmes D. P., Frye K. M., 2010, Influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization response of Berea sandstone: Journal of geophysical research, 106, B3, 4079 - 4090.
23. Lesmes D. P., Friedman Sh. P., 2005, Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils: Hydrogeohysics, Springer, 87 - 128.
24. Reynolds John M., 1985, Dielectric behaviour of firn and ice from the Antarctic peninsula, Antarctica: Journal of Glaciology, 31, 109, 253 - 262.
25. Weidelt P., 1983, Response characteristics of coincident loop transient electromagnetic systems: Geophysics, 48, 325 - 1330.

## ОБ АВТОРАХ

### Николай Олегович КОЖЕВНИКОВ



Главный научный сотрудник лаборатории геоэлектрики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, доктор геол.-минер. наук, профессор. Выпускник физического факультета Иркутского государственного университета. Основные научные интересы - метод переходных процессов, верхняя часть геологического разреза, магнитная вязкость геологических сред, археогеофизика, геофизика криолитозоны. Автор более 60 научных публикаций.  
E-mail: kno48@yandex.ru

### Евгений Юрьевич АНТОНОВ



Заведующий лабораторией геоэлектрики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, кандидат техн. наук, доцент. Выпускник механико-математического факультета Новосибирского государственного университета. Основные научные интересы - математическое моделирование нестационарных электромагнитных полей в дисперсных и сложнопостроенных геологических средах. Автор 40 научных публикаций.  
E-mail: antonovemf@yandex.ru