

БЫСТРОПРОТЕКАЮЩАЯ ИНДУКЦИОННО-ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ

Н.О. Кожевников

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

При проведении съемок методом переходных процессов в Якутии и в других северных районах, где распространены многолетнемерзлые породы, часто проявляются эффекты индукционно-вызванной поляризации (ВПИ). Согласно результатам инверсии переходных характеристик, выполненной с учетом поляризуемости среды на основе формулы Коул-Коул, эффекты ВПИ порождаются быстро устанавливающейся вызванной поляризацией мерзлых пород верхней части геологического разреза (ВЧР) мощностью до 100 м. Мерзлые породы ВЧР характеризуются устойчивым набором поляризационных параметров, входящих в формулу Коул-Коул: поляризуемость заключена в диапазоне от 0.2 до 0.85, при этом большая часть значений η попадает в интервал 0.2—0.5; постоянная времени τ поляризационного процесса изменяется от 35 до 250 мкс при среднем значении 50—100 мкс. В отличие от η и τ показатель степени c изменяется в узких пределах (от 0.8 до 1) и в большинстве случаев близок к единице. Тот факт, что $c \approx 1$, свидетельствует об узком диапазоне распределения времен релаксации (дебаевская модель). Пересчет поляризуемости в относительную низкочастотную диэлектрическую проницаемость дает значения порядка десятков—первых сотен тысяч. Такие гигантские значения диэлектрической проницаемости не могут быть объяснены никакими другими механизмами, кроме электрохимической поляризации пленок незамерзшей воды, которая при температурах ниже 0°C в связанном состоянии остается на поверхности минеральных зерен. Описание и анализ эффектов электрохимической поляризации даны в терминах зависящей от частоты поверхностной проводимости, которая пропорциональна удельной поверхности геологической среды.

Метод переходных процессов, вызванная поляризация, мерзлые породы, лед, низкочастотная диэлектрическая проницаемость, эффект Максвелла—Вагнера, электрохимическая поляризация, поверхностная проводимость.

FAST-DECAYING INDUCTIVE IP IN FROZEN GROUND

N.O. Kozhevnikov

Effects of induced polarization (IP) often appear in TEM data collected in Yakutia and elsewhere in permafrost areas. Inversion of transient responses using the Cole–Cole model of frequency-dependent conductivity shows fast decaying induced polarization in the shallow subsurface (within 100 m). Frozen ground within these depths has the chargeability (m) in the range from 0.2 to 0.85 (mostly 0.2–0.5); the relaxation time constant (τ) varies from 35 to 250 μ s, being 50–100 μ s on average, and the exponent c is little variable, unlike m and τ (from 0.8 to 1). The latter fact ($c \approx 1$) is indicative of a narrow range of relaxation times fitting the Debye relaxation model. Conversion of the complex conductivity into relative low-frequency dielectric permittivity results in values of the order of tens of thousands or a few hundred thousand. These exceptionally high permittivities have no other plausible explanations than electrochemical polarization of unfrozen water that remains bound on the surface of mineral grains at subzero temperatures. The effects of electrochemical polarization are described and interpreted in terms of frequency-dependent surface conductivity, which is controlled by surface-to-volume ratio.

TEM surveys, induced polarization, frozen ground, ice, low-frequency dielectric permittivity, Maxwell–Wagner effect, electrochemical polarization, surface conductance

ВВЕДЕНИЕ

При проведении работ методом переходных процессов (МПП) в районах распространения многолетнемерзлых пород (Якутия, Канада, Аляска) нередко наблюдаются сигналы с нарушением монотонности и изменением полярности ЭДС. Эти особенности переходных характеристик являются проявлением быстропротекающей индукционно-вызванной электрической поляризации (ВПИ) геологической среды [Вопросы..., 1985; Сидоров, 1985, 1987; Walker, Kawasaki, 1988; Smith, Klein, 1996; Ванчугов,

Кожевников, 1998; Крылов, Бобров, 2002; Kozhevnikov, Antonov, 2006; Стогний, 2008; Стогний, Коротков, 2010]. При измерениях в частотной области эффект ВПИ проявляется как частотная дисперсия удельной электропроводности и/или диэлектрической проницаемости геологической среды.

Индукционные переходные характеристики, свидетельствующие о влиянии ВПИ, отмечаются не только в северных регионах, однако массовый характер они носят преимущественно в районах распространения многолетней мерзлоты. Так, в результате съемок методом переходных процессов (МПП) в Якутии зарегистрированы тысячи, а возможно, десятки тысяч переходных характеристик с проявлениями ВПИ. Эти эффекты не связаны с присутствием электронно-проводящих минералов, поэтому есть основания предполагать, что поляризуемостью обладают мерзлые породы с ионным механизмом электропроводности [Оленченко и др., 2008; Кожевников, Антонов, 2009б, 2010].

Прямые доказательства того, что при измерениях *in situ* в присутствии мерзлых пород наблюдаются эффекты ВПИ, тогда как в присутствии тех же пород в немерзлом состоянии эффекты ВПИ отсутствуют, получены в 1992 г. на севере Республики Бурятия в окрестностях пос. Таксимо [Кожевников и др., 1995]. Здесь в результате специально спланированного полевого эксперимента было показано, что над немерзлыми песками проявлений ВПИ не отмечается, тогда как над мерзлыми наблюдаются характерные «искажения» индукционных переходных характеристик. Вывод о том, что «искажения» переходных характеристик связаны именно с эффектами вызванной поляризации, был подтвержден измерениями ранних стадий ВП с гальваническими установками. Недавно этот вывод получил дополнительное подтверждение благодаря исследованиям, которые провел В.В. Агеев [2011].

Эффекты ВПИ отмечаются в Якутии с середины 70-х гг. прошлого века, однако до недавнего времени количественная интерпретация переходных процессов с проявлениями ВПИ не проводилась из-за отсутствия соответствующего программного обеспечения. С появлением компьютерных программ для моделирования индукционных процессов с учетом поляризуемости удалось оценить параметры, характеризующие поляризационные свойства геологической среды в Западной Якутии [Стогний, 2008; Стогний, Коротков, 2010; Kozhevnikov, Antonov, 2006, 2008], где метод переходных процессов используется для геологического картирования и поисков кимберлитовых тел.

Очевидно, следующий этап изучения ВПИ в районах распространения многолетнемерзлых толщ должен заключаться в интерпретации полученных поляризационных параметров в терминах некоторой петро- и/или электрофизической модели среды. Иными словами, необходимо объяснить, почему при переходе горной породы в мерзлое состояние появляются эффекты ВПИ.

КАК ВОЗНИКАЕТ ИНДУКЦИОННО-ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ

Нагляднее всего процесс возникновения ВПИ можно проиллюстрировать на примере слабополяризуемой проводящей среды [Flis et al., 1989; Кожевников, Антонов, 2009а]. На рис. 1 изображена незаземленная петля l , по которой протекает установившийся ток. Петля располагается на поверхности проводящей неполяризуемой среды с удельной электропроводностью σ . В момент $t = 0$ ток в петле мгновенно выключается, при этом первичное магнитное поле \mathbf{V}_1 петли также мгновенно убывает от установившегося значения до нуля. В этот момент в подстилающей петлю геологической среде возникают вихревые токи, создающие вторичное магнитное поле \mathbf{V}_2 , которое на ранних временах не отличается от магнитного поля, существовавшего в среде до выключения тока в петле. Пусть в пределах некоторого элемента 2 среды плотность вихревых токов составляет $\mathbf{j}_{\text{вихр}}$. Эти токи представляют собой свободные заряды 3 (ионы), перемещающиеся под действием вихревого электрического поля $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$, которое контролируется удельной электропроводностью σ :

$$\mathbf{E}_{\text{вихр}} = \mathbf{j}_{\text{вихр}} / \sigma.$$

Предположим, что элемент среды 2 содержит область или включение 4, в котором имеются связанные заряды, т.е. среда способна поляризоваться. Если, как мы предположили, поляризуемость невелика, то распределение вихревых токов и, соответственно, $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$ по-прежнему контролируется распределением σ . В этом случае можно принять, что $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$ является воздействием, а поляризация включений со связанными зарядами — откликом на него.

Под действием $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$ в области 4, где имеются связанные заряды, возникает ток поляризации $\mathbf{I}_{\text{пол}}$, или ток смещения, пропорциональный скорости изменения $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$. Токи поляризации так же, как и вихревые, создают магнитное поле, которое вносит вклад в суммарную переходную характеристику петли.

Сначала поляризационные токи имеют такое же направление, как и вихревые (см. рис. 1, б). В какой-то момент времени, когда дальнейшее разделение связанных зарядов становится невозможным, процесс поляризации заканчивается, и $\mathbf{I}_{\text{пол}} = 0$ (см. рис. 1, в).

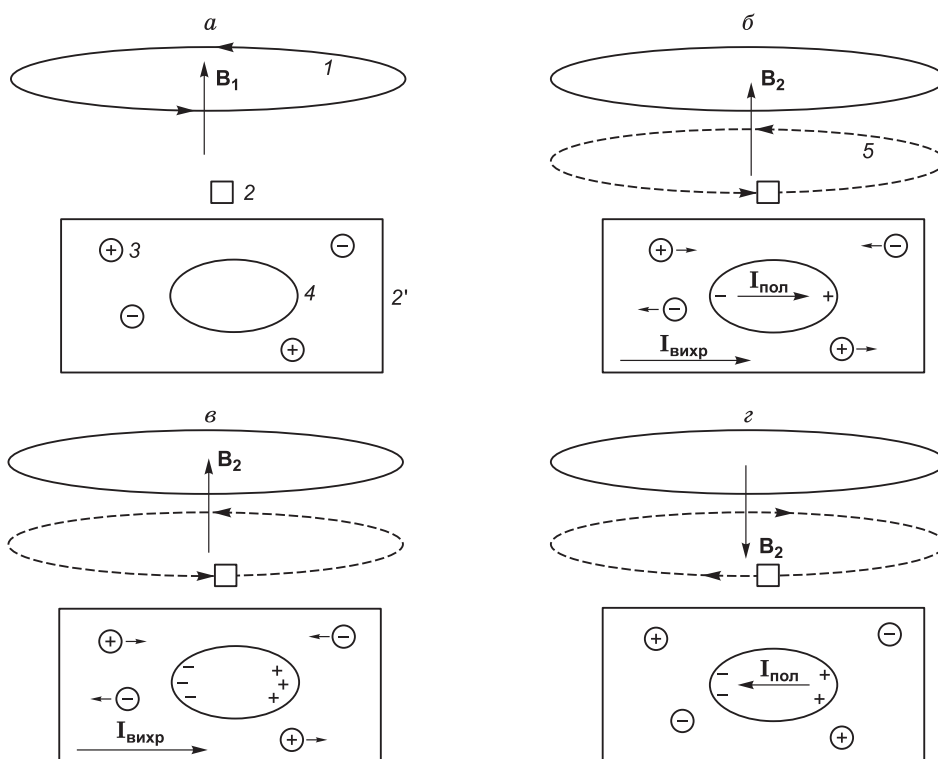


Рис. 1. Индукционно-вызванная поляризация в массиве горных пород.

До выключения тока в генераторной петле свободные и связанные заряды распределены равномерно, токи в земле отсутствуют (а). При выключении и в течение некоторого времени после выключения тока в петле как свободные, так и связанные заряды перемещаются, образуя ток, протекающий в положительном направлении (б). В некоторый момент времени разделение связанных зарядов прекращается, ток поляризации равен нулю (в). На поздних временах вихревое электрическое поле уменьшилось настолько, что уже не может поддерживать разделение связанных зарядов, которые, возвращаясь в состояние равновесия, создают поляризационный ток, проходящий в отрицательном направлении (г). 1 — генераторная петля; 2 — элемент среды; 2' — тот же элемент, показанный в более крупном масштабе; 3 — свободный заряд; 4 — поляризующееся включение; 5 — токовая линия. \mathbf{B}_1 — первичное поле; \mathbf{B}_2 — вторичное поле; $\mathbf{I}_{\text{вихр}}$ — вихревой ток; $\mathbf{I}_{\text{пол}}$ — ток поляризации.

После того, как вследствие тепловых потерь интенсивность вихревых токов уменьшилась на много порядков, внешнее воздействие на связанные заряды исчезает (см. рис. 1, г), и они возвращаются к равновесному распределению, т.е. возникает ток поляризации, протекающий в направлении, противоположном по отношению к первоначальному (см. рис. 1, б). На этой стадии магнитное поле, создаваемое токами поляризации, имеет полярность, противоположную по отношению к создаваемому «нормальными» вихревыми токами.

Как известно, области связанных зарядов могут быть представлены разнообразными объектами — вкрапленными в ионно-проводящую среду электронно-проводящими минералами, системами пор разного диаметра с содержащимися в них водными растворами электролитов, «привязанными» к стенкам пор и поверхности глинистых частиц двойными электрическими слоями, включениями льда и т.п.

Необходимо отметить, что влияние поляризационных токов на переходную характеристику проводящей и поляризующейся среды или объекта зависит от того, какие токи — вихревые или поляризационные — затухают быстрее. Если становление вихревых токов протекает медленнее, чем поляризационных, последние могут проявить себя только на фоне первых в виде небольшого возмущения. При обратном соотношении длительностей «нормального» и поляризационного переходных процессов наблюдается иная картина. Вихревые токи затухают быстро, однако под действием $\mathbf{E}_{\text{вихр}}$ успевает сформироваться система медленно затухающих поляризационных токов. После исчезновения вихревых токов поляризационные токи в каждой точке среды протекают в направлении, противоположном тому, которое в этой точке имели вихревые токи. Таким образом, пространственное распределение поляризационных токов является как бы зеркальным отражением существовавшего на ранних временах распределения вихревых токов [Smith et al., 1988].

ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ЧАСТОТНОЙ ДИСПЕРСИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД

Чаще всего при решении прямой и обратной задач МПП отклик среды рассчитывают сначала в частотной области, а затем преобразуют его во временную область. Учет ВПИ осуществляется путем использования комплексной, зависящей от частоты удельной электропроводности (УЭП) $\sigma^*(\omega)$, описываемой формулой Коул-Коул [Pelton et al., 1978; Lee, 1981; Уэйт, 1987; Flis et al., 1989; Светов и др., 1996]:

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

где $j = \sqrt{-1}$; ω — круговая частота, рад/с; σ_0 — удельная электропроводность на постоянном токе, См/м; η — поляризуемость, c — показатель степени; τ — время релаксации, с. Диапазон возможных значений параметра η — от нуля до единицы, τ — от нуля до бесконечности. Параметр c может изменяться в пределах от 1 (одно время релаксации) до 0 (бесконечно широкое равномерное распределение времен релаксации). Поляризуемость η может быть представлена в виде

$$\eta = \frac{\sigma_\infty - \sigma_0}{\sigma_\infty},$$

где σ_0 — удельная электропроводность на постоянном токе (на практике измеренная на частоте, намного меньшей частоты релаксации $\omega_0 = \tau^{-1}$), σ_∞ — электропроводность на частоте, значительно превышающей ω_0 .

При описании частотной дисперсии среды с помощью формулы (1) предполагается, что диэлектрическая проницаемость (ДП) не зависит от частоты и не оказывает влияния на измеряемые сигналы. С другой стороны, в работах [Кожевников, Артеменко, 2004; Kozhevnikov, Antonov, 2006] показано, 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 электропроводность среды σ_0 является действительной величиной и не зависит от частоты, тогда как диэлектрическая проницаемость является комплексной и частотно-зависимой. Выражение для диэлектрической проницаемости, описываемой моделью Коул-Коул, имеет вид [Хиппель, 1960; Фролов, 1998]

$$\varepsilon^*(\omega) = \varepsilon_0 \left[\varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (j\omega\tau)^c} \right], \quad (2)$$

где ε_0 — диэлектрическая постоянная ($8.854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м); $\varepsilon_s, \varepsilon_\infty$ — относительные статическая и динамическая проницаемости соответственно; τ — постоянная времени диэлектрической релаксации, c — показатель степени. Такой способ описания быстропротекающих процессов поляризации принят среди специалистов в области диэлектометрии мерзлых пород [Фролов, 1998; Bittelli et al., 2004]. Случай, когда $c = 1$, соответствует так называемой дебаевской релаксации.

Комплексная удельная электропроводность $\sigma^*(\omega)$ породы с частотно-независимой, действительной электропроводностью σ_0 и комплексной диэлектрической проницаемостью (2) записывается как

$$\sigma^*(\omega) = \sigma_0 + j\omega\varepsilon_0 \left[\varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + (j\omega\tau)^c} \right]. \quad (3)$$

Для модели (1) мерой способности среды поляризоваться под действием приложенного электрического поля является поляризуемость η , для модели (2) — разница $\Delta\varepsilon$ между относительными статической и динамической проницаемостями: $\Delta\varepsilon = \varepsilon_s - \varepsilon_\infty$. Параметр $\Delta\varepsilon$, который в англоязычной литературе называется амплитудным показателем дисперсии (используются также термины «dispersivity», «dielectric increment» и «dielectric response»), свободен от влияния σ_0 , тогда как на η влияет как поляризация, так и проводимость [Lesmes, Frye, 2001; Lesmes, Friedman, 2005]. Обычно $\varepsilon_\infty \ll \varepsilon_s$, $\Delta\varepsilon \cong \varepsilon_s$, поэтому в качестве меры дисперсии можно использовать ε_s .

Как показано в работах [Кожевников, Артеменко, 2004; Kozhevnikov, Antonov, 2006], в случае дебаевской релаксации ($c = 1$) в частотном и/или временном диапазонах, освоенных индуктивной электроразведкой, $\Delta\varepsilon$ и η связаны соотношением

$$\eta = \left(1 + \frac{\sigma_0\tau}{\varepsilon_0\Delta\varepsilon} \right)^{-1}. \quad (4)$$

Это означает, что задание поляризационных свойств геологической среды с помощью не зависящей от частоты удельной электропроводности σ_0 и комплексной диэлектрической проницаемости $\epsilon^*(\omega)$, определяемой формулой (2) при $c = 1$, эквивалентно использованию комплексной удельной электропроводности $\sigma^*(\omega)$, описываемой зависимостью (1) с параметрами σ_0 , $c = 1$ и поляризуемостью (4).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНВЕРСИИ ИНДУКЦИОННЫХ ПЕРЕХОДНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК, ИЗМЕРЕННЫХ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Инверсия переходных характеристик заключалась в отыскании горизонтально-слоистой модели, наилучшим образом объясняющей экспериментальные данные. Эффекты ВПИ учитывались путем использования комплексной частотно-зависимой электропроводности, описываемой формулой (1). Процедура и результаты инверсии изложены в работах [Kozhevnikov, Antonov, 2006, 2008; Кожевников, Антонов, 2007, 2009а, 2010; Стогний, 2008; Стогний, Коротков, 2010]. Согласно результатам инверсии во всех случаях поляризуемым является верхний слой мощностью $h \leq 100$ м.

Как выяснилось, мерзлые породы в Якутии характеризуются определенным набором поляризационных параметров, входящих в формулу Коул-Коул (таблица). Согласно данным, приведенным в таблице, поляризуемость заключена в диапазоне от 0.2 до 0.85, однако большая часть значений η попадает в интервал 0.2—0.5. Постоянная времени τ поляризационного процесса изменяется от 35 до 250 мкс, среднее значение τ составляет около 100 мкс. В отличие от η и τ показатель степени c в формуле Коул-Коул изменяется в узких (от 0.8 до 1) пределах и в большинстве случаев близок к единице.

Тот факт, что $c \cong 1$, свидетельствует об узком распределении времен релаксации; по существу, поляризационный переходный процесс может быть описан одной убывающей экспонентой с постоянной времени τ , т.е. дебаевской моделью. Это позволяет, используя выражение (4), оценить $\Delta\epsilon$ (соответствующие значения приведены в последней колонке таблицы).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНВЕРСИИ

В этом разделе обсуждаются возможные механизмы поляризации, т.е. петрофизические модели, с помощью которых можно объяснить наблюдаемые эффекты.

Как отмечено выше, диэлектрическая релаксация в мерзлых породах описывается дебаевской моделью с $\tau \cong 100$ мкс. Согласно опубликованным данным [Кинг, Смит, 1984; Фролов, 1998], такое сочетание параметров ($c \cong 1$, $\tau \cong 100$ мкс) характерно для пресного поликристаллического льда. Это дает основание предположить, что быстро устанавливающаяся поляризация в мерзлых породах представляет собой диэлектрическую релаксацию льда, содержащегося в порах породы.

Известно, что относительная диэлектрическая проницаемость воды и льда описывается формулой Дебая [Хиппель, 1960; Кинг, Смит, 1984]

$$\hat{\epsilon} = \epsilon_{\infty} + \frac{\epsilon_s - \epsilon_{\infty}}{1 + j\omega\tau} \quad (5)$$

Ориентационная поляризация молекул воды протекает быстро ($\tau \cong 10^{-11}$ с), но как только вода замерзает и превращается в лед, время релаксации возрастает более чем на 6 порядков [Парселл, 1983; Маэно, 1988]. Для пресного поликристаллического льда τ (в секундах) можно оценить по формуле [Кинг, Смит, 1984]

$$\lg\tau = 2900/T - 15.3, \quad (6)$$

где T — абсолютная температура, К. Согласно этой формуле, вблизи точки замерзания τ составляет около 20 мкс, а при понижении температуры до -60°C возрастает до 20 мс.

Параметры слоя с быстропротекающей вызванной поляризацией по результатам инверсии индукционных переходных характеристик, измеренных в Западной Якутии [Kozhevnikov, Antonov, 2006, 2008; Стогний, 2008]

Участок (район)	ρ , Ом·м	η	τ , мкс	c	h , м	$\Delta\epsilon$
Трубка им. XXIII съезда КПСС	185	0.46	83	0.80	≤ 100	$4.3 \cdot 10^4$
Траптовый карьер вблизи г. Мирный	100	0.28	50	0.82	≤ 100	$2.2 \cdot 10^4$
Накынское кимберлитовое поле	20—80	0.20—0.46	35—100	1	10—50	$1.5 \cdot 10^4$ — $2 \cdot 10^5$
Трубка Таежная	200	0.55	110	0.85	15	$7.6 \cdot 10^4$
Участок Верхнечуональерский	600	0.70—0.85	170—250	0.80—0.90	≤ 10	$7.5 \cdot 10^4$ — $2.7 \cdot 10^5$
Участок Дьяхтарский	190	0.59	93	0.9	45	$8 \cdot 10^4$

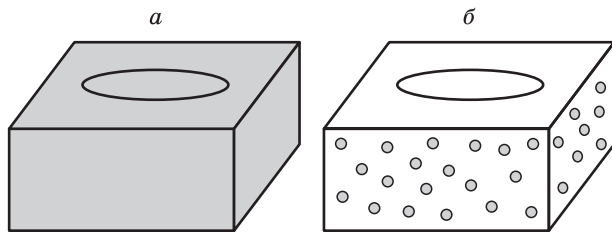


Рис. 2. Незаземленная горизонтальная петля на поверхности массива льда (*а*) и горной породы в виде матрицы с ледяными включениями (*б*).

этих публикаций на основе сопоставления результатов инверсии переходных характеристик с данными геологических и геокриологических съемок в Западной Якутии пришли к выводу о том, что переходные процессы с проявлениями ВПИ наблюдаются на участках, где породы ВЧР характеризуются высокой льдистостью.

Для проверки предположения о том, что эффекты ВПИ связаны с диэлектрической релаксацией льда, необходимо оценить их порядок. В этой связи логично сначала рассмотреть случай, когда зондирующая установка располагается на поверхности геологической среды, льдистость которой равна единице, т.е. на массиве льда (рис. 2, *а*). Очевидно, в результате инверсии переходных характеристик, измеренных в таких условиях, были бы получены значения $\Delta\epsilon = \epsilon_s - \epsilon_\infty \cong \epsilon_s$, характерные для полукристаллического льда. Согласно опубликованным данным, ϵ_s льда по порядку величины составляет около 100 [Кинг, Смит, 1984; Фролов, 1998]. Это значение более чем на три порядка величины ниже найденных в результате инверсии данных МПП (см. таблицу). Поэтому наблюдаемые эффекты едва ли возможно отнести на счет диэлектрической релаксации в ледяных включениях.

К неотъемлемым чертам мерзлых пород, определяющим закономерности формирования и изменения многих их свойств, относятся многофазность и гетерогенность. Важная особенность гетерогенных систем заключается в наличии у них диэлектрической дисперсии на частотах, которые смещены относительно характеристических частот дисперсии компонентов гетерогенной системы [Духин, Шилов, 1972; Челидзе и др., 1977]. Одним из механизмов, ответственных за такой характер дисперсии диэлектрической проницаемости, является эффект Максвелла—Вагнера [Хиппель, 1960], сущность которого заключается в том, что каждая — в том числе микроскопическая — поверхность раздела под действием внешнего электрического поля приобретает электрический заряд, пропорциональный нормальной по отношению к границе составляющей макроскопического электрического поля и разнице $(\epsilon_1/\sigma_1) - (\epsilon_2/\sigma_2)$ [Alvarez, 1973; Челидзе и др., 1977]. В математическом отношении эту ситуацию можно уподобить поляризации диэлектрика, и поэтому вместо названия «эффект Максвелла—Вагнера» часто используется термин «поляризация в результате скопления зарядов на поверхности включений» или «межповерхностная поляризация».

Большой объем экспериментальных и теоретических исследований эффекта Максвелла—Вагнера выполнен применительно к потребностям диэлькометрии искусственных гетерогенных сред [Духин, Шилов, 1972; Челидзе и др., 1977]. Среди специалистов в области электроразведки интерес к этому феномену возник именно в связи с необходимостью дать объяснение немонотонным индукционно-вызванным переходным процессам, наблюдавшимся в Якутии. Главная роль в постановке этой проблемы и привлечении к ней внимания принадлежит В.А. Сидорову [Вопросы..., 1985; Сидоров, 1985, 1987]. Хотя в своих работах, посвященных эффекту Максвелла—Вагнера, В.А. Сидоров не вышел за рамки модели плоского конденсатора, именно он впервые попытался объяснить низкочастотную дисперсию диэлектрической проницаемости мерзлых геологических сред эффектами межповерхностной поляризации. Вместе с соавторами им впервые выполнены скважинные и лабораторные исследования эффекта Максвелла—Вагнера в мерзлых породах [Вопросы..., 1985].

Попытаемся оценить порядок величин $\Delta\epsilon$, которые можно ожидать за счет проявлений эффекта Максвелла—Вагнера в мерзлых породах. Для этого удобно воспользоваться моделью мерзлой породы с порфириковой структурой (см. рис. 2, *б*), которая благодаря своей простоте не требует для своего описания большого числа параметров и позволяет получать легко интерпретируемые результаты. Среди мерзлых природных образований этой модели соответствуют породы с простыми криогенными текстурами — массивной, базальной, корковой, порфириковой [Методы..., 1986].

При вычислении диэлектрической проницаемости гетерогенных сред с порфириковой структурой их рассматривают как двухкомпонентные смеси, представляющие собой непрерывную фазу с диэлектрической проницаемостью ϵ_1 , в которой рассеяны частицы с проницаемостью ϵ_2 (см. рис. 2, *б*). Наиболее известная формула для расчета диэлектрической проницаемости смеси получена Максвеллом в предположении, что включения имеют сферическую форму, а их объемное содержание P не слишком велико [Хиппель, 1960]:

$$\varepsilon = \varepsilon_1 \left(1 + 3P \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}{\varepsilon_2 + 2\varepsilon_1} \right). \quad (7)$$

При условии потенциальности электрического поля формулу (7) можно использовать для расчета эффективной диэлектрической проницаемости двухфазной среды с учетом эффекта Максвелла—Вагнера [Духин, Шилов, 1972; Челидзе и др., 1977]. Как известно, теория Максвелла—Вагнера предполагает, что электрическое поле \mathbf{E} безвихревое. В общем случае это неверно, но может быть принято в качестве удобного приближения для частот, настолько низких, что длина электромагнитных волн в любой из фаз намного превышает линейный масштаб гетерогенности (если речь идет о мерзлых породах, где неоднородности представлены включениями порового льда, минеральными зёрнами и т.п., это условие заведомо выполняется). Достоинство такого приближения заключается в возможности сведения задачи (в математическом смысле) к статической для идеальных диэлектриков.

В общем случае вмещающая среда и дисперсная фаза характеризуются комплексными значениями диэлектрической проницаемости (ε_c^* и ε_d^*) и электропроводности (σ_c^* и σ_d^*). Тогда для порфириковой структуры достаточно в уравнении (7) заменить ε_1 и ε_2 соответственно на $\varepsilon_1^* = \varepsilon_c^* - j \frac{\sigma_c^*}{\omega \varepsilon_0}$ и $\varepsilon_2^* = \varepsilon_d^* - j \frac{\sigma_d^*}{\omega \varepsilon_0}$.

В результате получается известная формула Вагнера [Духин, Шилов, 1972]:

$$\varepsilon^* = \varepsilon_1^* \left(1 + 3P \frac{\varepsilon_2^* - \varepsilon_1^*}{\varepsilon_2^* + 2\varepsilon_1^*} \right). \quad (8)$$

Найденная с ее помощью диэлектрическая проницаемость будет комплексной и частотно-зависимой даже в том случае, когда проницаемость и электропроводность вмещающей среды и включений таковыми не являются. Выделив в формуле (8) действительную и мнимую части, представим ее в виде $\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon''$.

Очевидно, ε' имеет смысл эффективной проницаемости ε_m смеси, тогда как ε'' определяет ее эффективную электропроводность $\sigma_m = \omega \varepsilon_0 \varepsilon''$: $\varepsilon^* = \varepsilon_m - j \frac{\sigma_m}{\omega \varepsilon_0}$.

Для того чтобы оценить порядок величины эффектов ВПИ, которые могут быть связаны с эффектом Максвелла—Вагнера, целесообразно воспользоваться моделью мерзлой породы, для которой роль прочих механизмов поляризации по возможности минимальна. В качестве такой породы рассмотрим мерзлый песок с массивной криотекстурой, диэлектрическая релаксация в котором изучалась в лаборатории [Фролов, Федюкин, 1983; Фролов, 1998] и наблюдалась в поле [Кожевников и др., 1995]. Как известно, в песке и других крупнодисперсных рыхлых породах уже при небольших отрицательных температурах почти вся поровая влага превращается в лед. В незамерзшем состоянии остается лишь ее незначительная часть (порядка 1—2 % и менее) в виде включений и тонких пленок, образующих матрицу, или вмещающую среду, с электропроводностью σ_1 порядка 10^{-5} — 10^{-3} См/м [King et al., 1988; Фролов, 1998]. Поскольку электропроводность льда значительно ниже, такую гетерогенную систему можно представить в виде относительно проводящей непрерывной матрицы с распределенными в ней слабопроводящими ледяными включениями [King et al., 1988].

С учетом того, что проницаемость связанной воды намного меньше, чем свободной [Духин, Шилов, 1972], а ее объемное содержание в крупнодисперсных мерзлых породах мало, проницаемость квазинепрерывной вмещающей среды определяется преимущественно проницаемостью минеральных частиц. Исходя из этих соображений, можно предположить, что для мерзлого песка $\varepsilon_1 \cong 5$. Что касается дисперсной фазы, то при расчетах было принято, что комплексная диэлектрическая проницаемость ε_2^* льда описывается формулой Дебая (5), а удельная электропроводность σ_2 составляет 10^{-6} — 10^{-4} См/м.

Рис. 3, а иллюстрирует частотную дисперсию эффективной проницаемости модели влажного мерзлого песка, состоящей из непрерывной вмещающей среды с параметрами $\varepsilon_1 = 5$, $\sigma_1 = 10^{-4}$ См/м и дисперсной фазы в виде включений с параметрами: $\varepsilon_{2s} = 100$, $\varepsilon_{2\infty} = 4$, $\sigma_2 = 10^{-5}$ См/м. Графики зависимости ε_m от частоты f построены для значений τ в диапазоне от нуля (недиспергирующие включения) до 100 мкс. Согласно выражению (6), значение $\tau_2 = 30$ мкс соответствует температуре -5°C ; время релаксации 100 мкс наблюдается при температуре 15°C ниже нуля. Как видно из представленных на рис. 3, а графиков, по мере увеличения постоянной времени дебаевской релаксации включений льда наблюдается рост эффективного времени диэлектрической релаксации модели в целом.

Влияние электропроводности льда на эффективную проницаемость ε_m модели мерзлого песка иллюстрирует рис. 3, б. Уменьшение σ_2 сопровождается ростом низкочастотных значений ε_m . Сначала ε_m быстро возрастает при уменьшении σ_2 , однако затем (при $\sigma_2 < 10^{-5}$ См/м) наступает насыщение, и при дальнейшем уменьшении σ_2 эффективная низкочастотная проницаемость практически не изменяется.

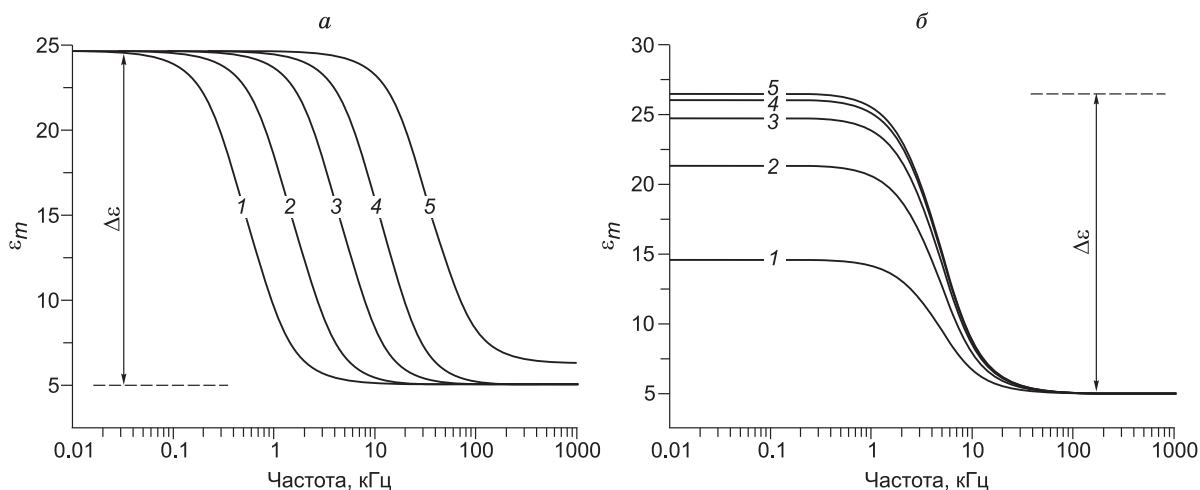


Рис. 3. Частотная дисперсия эффективной диэлектрической проницаемости модели мерзлого песка с учетом эффекта Максвелла—Вагнера при различных τ_2 и σ_2 .

a — 1 — 300, 2 — 100, 3 — 30, 4 — 10, 5 — 0 мкс (остальные параметры: $\sigma_1 = 10^{-4}$ См/м; $\epsilon_1 = 5$; $\sigma_2 = 10^{-5}$ См/м; $\epsilon_{2s} = 100$; $\epsilon_{2\infty} = 4$; $P = 0.1$); *б* — 1 — 10^{-4} , 2 — $3 \cdot 10^{-5}$, 3 — 10^{-5} , 4 — $3 \cdot 10^{-6}$, 5 — 10^{-6} См/м (остальные параметры: $\sigma_1 = 10^{-4}$ См/м; $\epsilon_1 = 5$; $\epsilon_{2s} = 100$; $\epsilon_{2\infty} = 4$; $\tau_2 = 30$ мкс; $P = 0.1$).

Для представленных на рис. 3, б зависимостей $\epsilon_m(f)$ эффективное время релаксации модели составляет 20—34 мкс при неизменном времени дебаевской релаксации проницаемости включений $\tau_2 = 30$ мкс.

Как видно из приведенных результатов (см. рис. 3), учет эффекта Максвелла—Вагнера для модели породы с порфиновой структурой предсказывает частотную дисперсию диэлектрической проницаемости системы в диапазоне, который соответствует спектру сигналов, измеряемых в методе переходных процессов. Однако в том, что касается амплитудного показателя частотной дисперсии $\Delta\epsilon \cong \epsilon_s$, то последний на четыре порядка меньше значений, найденных в результате интерпретации данных МПП (см. таблицу).

Напомним, что графики на рис. 3 рассчитаны при объемной льдистости $P = 0.1$, хотя льдистость мерзлых пород ВЧР в Западной Якутии может достигать 50 % и более [Климовский, Готовцев, 1984]. При $P > 0.3$ использование формулы Максвелла приводит к большим погрешностям, которые, однако, несущественны, если речь идет об оценке порядка величин ожидаемых эффектов. В первом приближении можно принять, что ϵ_s прямо пропорциональна содержанию включений. Тогда при льдистости 50 % можно ожидать, что $\Delta\epsilon \cong 100$. Эта величина более чем в тысячу раз меньше приведенных в таблице значений.

В работе [Артеменко, Кожевников, 1999] приводится сравнение результатов расчетов по формуле (8) с данными лабораторных экспериментов на образцах мерзлых дисперсных пород, обобщенными в монографии А.Д. Фролова [1998]. При отрицательных температурах, близких к 0°C , мерзлые пески характеризуются значениями $\Delta\epsilon$, которые в несколько раз превышают найденные по формуле (8), тогда как при температуре -15°C экспериментальные данные хорошо согласуются с расчетными. Однако в том, что касается оценки порядка величин рассматриваемых эффектов, расхождение (при температуре около 0°C) и совпадение (при температуре -15°C) между экспериментальными и расчетными данными несущественны: в абсолютном выражении значения $\Delta\epsilon$, измеренные на образцах мерзлых песков, не превышает первых сотен (при объемной влажности около 40 %). Это означает, что не только модельные, но и полученные в лаборатории оценки $\Delta\epsilon$ не менее чем на три порядка расходятся с найденными путем инверсии индукционных характеристик (см. таблицу).

Таким образом, значения $\Delta\epsilon$, найденные в результате инверсии индукционных переходных характеристик, не могут быть объяснены такими механизмами, как диэлектрическая релаксация льда и/или эффект Максвелла—Вагнера. Поэтому более вероятной причиной частотной дисперсии электропроводности и/или диэлектрической проницаемости мерзлых пород представляется электрохимическая поляризация на границе между твердой (минеральная матрица) и жидкой (порový раствор) фазами.

Относительный вклад эффектов, связанных с процессами электрохимической поляризации, контролируется [Chelidze, 1999; Chelidze et al., 1999]: 1) отношением поверхности компонентов к их объему (удельной поверхностью); 2) поверхностными и объемными физическими и химическими свойствами компонентов; 3) особенностями связи между процессами поверхностной и объемной поляризации; 4)

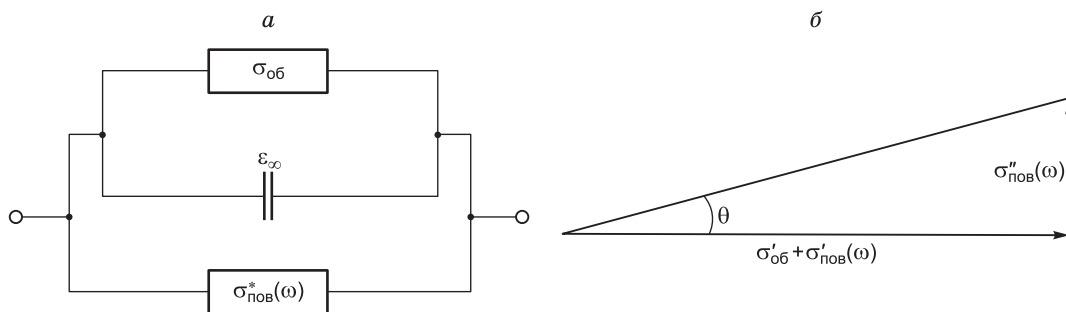


Рис. 4. а — представление удельной электропроводности горной породы в виде эквивалентного контура [Vinegar, Waxman, 1984; Lesmes, Frye, 2001].

Объемная электропроводность ($\sigma_{об}$) электролита в порах не зависит от частоты и не приводит к сдвигу фазы между током и напряжением. Высокочастотная диэлектрическая проницаемость (ϵ_{∞}) определяет емкость системы на высоких частотах. Эффекты ВП относятся на счет комплексной и зависящей от частоты поверхностной электропроводности $\sigma_{пов}^*(\omega) = \sigma'_{пов}(\omega) + j\sigma''_{пов}(\omega)$. **б** — соотношение между фазовым углом θ , реальной и мнимой компонентами комплексной удельной электропроводности (в диапазоне частот, используемых в индуктивных методах электроразведки).

характеристиками двойного электрического слоя на границе твердой и жидкой фаз; 5) геометрической, химической и электрической гетерогенностью границ раздела между фазами.

Очевидно, создание достаточно полной модели мерзлой породы с учетом всех перечисленных факторов, которые оказывают друг на друга взаимное влияние, представляет непростую задачу и является делом будущего.

В этой ситуации привлекает внимание альтернативная модель, согласно которой полная проводимость породы представляет собой сумму объемной и поверхностной проводимостей [Vinegar, Waxman, 1984; Lesmes, Frye, 2001; Slater, Lesmes, 2002; Lesmes, Friedman, 2005]. В теории цепей этой модели соответствует параллельное включение проводников. Эффективная УЭП элемента горной породы, показанного на рис. 4, а в виде эквивалентного контура, составляет

$$\sigma^*(\omega) = (\sigma_{об} + j\omega\epsilon_0\epsilon_{\infty}) + [\sigma'_{пов}(\omega) + j\sigma''_{пов}(\omega)], \quad (9)$$

где $\sigma_{об}$ и ϵ_{∞} — объемная (низкочастотная) УЭП и высокочастотная ДП образца, а $\sigma'_{пов}(\omega)$ и $\sigma''_{пов}(\omega)$ — реальная и мнимая составляющие поверхностной УЭП. Группируя в (9) реальные и мнимые компоненты, получаем $\sigma^*(\omega) = [\sigma_{об} + \sigma'_{пов}(\omega)] + j[\omega\epsilon_0\epsilon_{\infty} + \sigma''_{пов}(\omega)]$.

На частотах, которые используются в индуктивных методах электроразведки, $\omega\epsilon_0\epsilon_{\infty} \ll \sigma''_{пов}(\omega)$, поэтому комплексная эффективная УЭП дается выражением $\sigma^*(\omega) = [\sigma_{об} + \sigma'_{пов}(\omega)] + j\sigma''_{пов}(\omega)$.

В рамках рассматриваемой модели и в диапазоне частот, в который попадает спектр сигналов в индуктивной электроразведке, мнимая составляющая удельной электропроводности определяется исключительно эффектами поверхностной проводимости. Что касается синфазной составляющей, то в нее вносят вклад как поверхностная, так и объемная проводимости. Векторная диаграмма на рис. 4, б иллюстрирует соотношение фазовых углов полной эффективной электропроводности и ее составляющих.

Параметры $\sigma_{об}$ и ϵ_{∞} , которые характеризуют объемные свойства среды, не зависят от частоты и могут быть рассчитаны на основе теории Ханая—Бруггемана (НВ) эффективной среды [Lesmes, Friedman, 2005]. Низкочастотная УЭП в модели НВ дается выражением $\sigma_{об} = \sigma_{в} k_{п}^m$, где $\sigma_{в}$ — удельная электропроводность порового раствора, $k_{п}$ — пористость, m — индекс цементации, определяемый эффективной формой зерен. Впервые это соотношение было получено эмпирическим путем Г. Арчи [Archie, 1942]. Высокочастотная диэлектрическая проницаемость в рамках модели Ханая—Бруггемана дается

$$\epsilon_{\infty} = \epsilon_{в} k_{п}^m \left(\frac{1 - \epsilon_{мз} / \epsilon_{в}}{1 - \epsilon_{мз} / \epsilon_{\infty}} \right)^m,$$

где $\epsilon_{в}$ и $\epsilon_{мз}$ — диэлектрические проницаемости порового раствора и минеральных зерен соответственно.

Вследствие электрохимической поляризации на границе между минеральной матрицей и поровым раствором комплексная поверхностная проводимость $\sigma_{пов}^*(\omega)$ зависит от частоты. Когда $\omega \rightarrow 0$, диэлектрическая проницаемость приближается к постоянному значению $\epsilon_{с}$, мнимая компонента поверхностной проводимости стремится к нулю, тогда как синфазная — к постоянному значению $\sigma'_{пов}(0)$. Поверхност-

ная УЭП на постоянном токе определяется как [Lesmes, Frye, 2001] $\sigma'_{\text{пов}}(0) = \lim_{\omega \rightarrow 0} \sigma'_{\text{пов}}(\omega) = \frac{e\mu_s \Sigma_0 S_0}{f_g}$, где e — заряд электрона, μ_s — эффективная подвижность поверхностных ионов, Σ_0 — плотность зарядов на поверхности минералов, S_0 — средневзвешенная удельная поверхность, f_g — геометрический фактор, характеризующий «извилистость» границы между зернами и порами.

Согласно [Lesmes, Frye, 2001], комплексная поверхностная УЭП на произвольной частоте может быть представлена как произведение статической поверхностной УЭП на спектральную функцию отклика $J^*[\omega, g(r), \mu_s]$: $\sigma^*_{\text{пов}}(\omega) = \frac{e\mu_s \Sigma_0 S_0}{f_g} J^*[\omega, g(r), \mu_s]$.

$J^*[\omega, g(r), \mu_s]$ представляет собой свертку электрохимической поляризации фиксированной и диффузионной частей двойного электрического слоя (ДЭС) на поверхности зерна/поры радиусом r с распределением $g(r)$ размеров зерен/пор. Модуль комплексной поверхностной электропроводности определяется главным образом произведением S_0 , Σ_0 и μ_s , а частотная зависимость (дисперсия) — распределением размеров зерен/пор [Lesmes, Frye, 2001].

Рис. 5, в схематическом виде воспроизводящий рис. 6 из работы [Lesmes, Frye, 2001], иллюстрирует частотную дисперсию, наблюдаемую при лабораторном изучении влажных осадочных пород. На рис. 5, а, б приведены соответственно графики зависимостей $\sigma' = \sigma'_{\text{об}} + \sigma'_{\text{пов}}$ и $\sigma'' = \sigma''_{\text{пов}}$ от частоты. Ниже (см. рис. 5, в) показано, как в зависимости от частоты изменяется реальная составляющая относительной диэлектрической проницаемости (ϵ'), пропорциональная мнимой компоненте комплексной УЭП

$$\epsilon' = \frac{\sigma''}{\omega \epsilon_0}. \quad (10)$$

В области низких (0.01 Гц и менее) частот σ'' стремится к нулю при $\omega \rightarrow 0$, тогда как ϵ' , асимптотически приближаясь к низкочастотному пределу $\epsilon'_{\text{с}}$, остается практически постоянной. На частотах выше 0.1 МГц ϵ' стремится к высокочастотному пределу (ϵ'_{∞}), а σ'' возрастает пропорционально частоте.

Согласно рис. 5, в, амплитуда дисперсии диэлектрической проницаемости в частотном диапазоне, соответствующем спектру измеряемых в МПП сигналов (показан горизонтальной линией со стрелками) по порядку величины близка к значениям $\Delta \epsilon$, найденным в результате инверсии индукционных переходных характеристик (см. таблицу).

Осадочные породы, такие как глины, суглинки, глинистые сланцы и т.п., распространены очень широко. В этой связи уместно задать вопрос: почему же при съемках МПП массовые проявления ВПИ наблюдаются именно в Якутии? Вероятное объяснение заключается в том, что одни и те же породы в зависимости от того, находятся ли они в мерзлом или немерзлом состоянии, характеризуются разным соотношением эффектов поверхностной и объемной проводимости [Кожевников, 2011].

На рис. 6, а в схематическом виде изображен элемент объема породы, включающий минеральные зерна и поровый раствор. При положительных температурах все поровое пространство заполнено проводящим раствором. В этом случае вклад объемной проводимости является преобладающим ($\sigma'' \ll \sigma'$), поэтому поляризуемость, которая пропорциональна $\arctg(\sigma''/\sigma') \cong \sigma''/\sigma'$ [Slater,

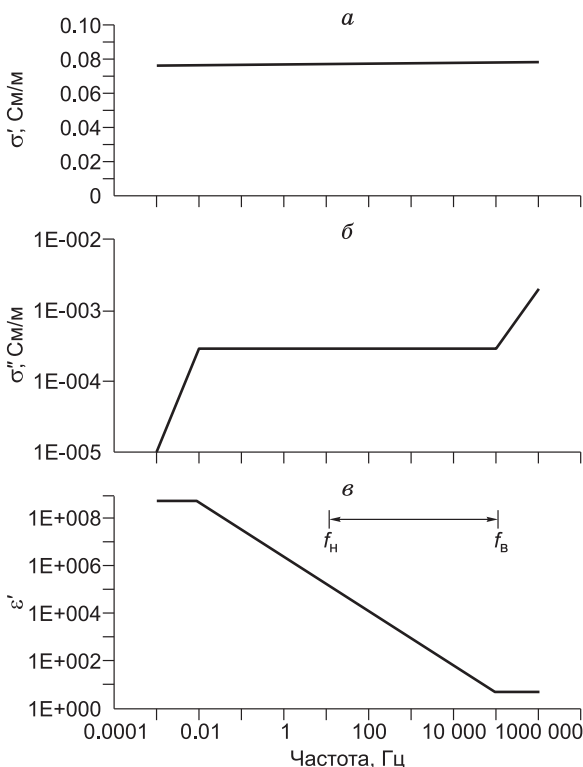
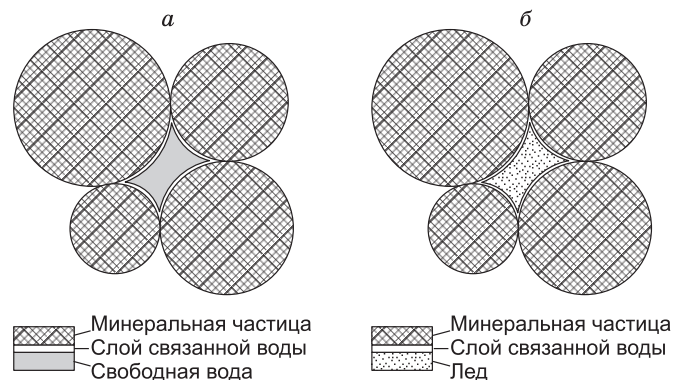


Рис. 5. Реальная (а) и мнимая (б) составляющие удельной электропроводности и реальная составляющая диэлектрической проницаемости (в) водонасыщенных песчаников в зависимости от частоты (упрощенная версия рис. 6 из работы [Lesmes, Frye, 2001]).

Горизонтальной линией со стрелками на рис. 5, в показан частотный диапазон сигналов ($f_n \cong 10$ Гц, $f_b \cong 10^5$ Гц), измеряемых в методе переходных процессов.

Рис. 6. Элемент объема водонасыщенной горной породы или грунта при температуре выше (а) и ниже (б) 0°C.



Lesmes, 2002], мала, и, соответственно, эффекты ВПИ проявляются слабо.

При температурах ниже 0°C вода в порах превращается в лед, и лишь небольшая ее часть в виде связанной или адсорбированной воды остается незамерзшей, образуя тонкую пленку на границе между минеральными зернами и поровым льдом (см. рис. 6, б). Это приводит к резкому уменьшению объемной проводимости, вследствие чего удельная электропроводность породы в целом уменьшается в десятки—сотни раз [King et al., 1988; Фролов, 1998]. Что касается поверхностной проводимости, то она — в отличие от объемной — контролируется удельной поверхностью пор, которая не изменяется при переходе породы в мерзлое состояние. Более того, поскольку на границе лед—вода протекают те же процессы, что и на границе минерал—вода [Нечаев, Иванов, 1974; Дерягин и др., 1989], логично предположить, что в результате замерзания поровой воды удельная поверхность возрастает примерно в два раза (см. рис. 6, б). И, наконец, нельзя исключить возможность того, что при замерзании породы роль поверхностной проводимости возрастает еще и потому, что образование льда в порах приводит к повышению минерализации оставшейся незамерзшей воды [King et al., 1988; Фролов, 1998] и увеличению поверхностной удельной электропроводности.

Есть еще одна причина, вследствие которой эффекты ВПИ наблюдаются преимущественно в присутствии мерзлых пород. В несколько упрощенной трактовке она заключается в следующем. Как известно, переходная характеристика, измеренная в присутствии поляризующихся геологических сред, является результатом конкуренции между процессами ВПИ и «нормального» индукционного становления [Кожевников, Антонов, 2009а]. При прочих равных условиях соотношение между индукционной и поляризационной составляющими суммарного переходного процесса контролируется УЭП среды. Чем меньше удельная электропроводность, тем сильнее — в относительном выражении — проявлена ВПИ. При замерзании водонасыщенной породы ее УЭС повышается на 1—2 и более порядков, в результате чего баланс сдвигается в сторону ВПИ. Иными словами, если вода в порах не замерзла, УЭС породы таково, что эффекты ВПИ незаметны на фоне «нормального» индукционного становления. Если же вода в порах замерзла, вследствие резкого уменьшения σ' составляющая сигнала, индуцируемая в приемной петле за счет затухания вихревых токов, быстро убывает, и уже ничто не мешает проявлениям ВПИ.

Приведенный выше вывод о природе быстропротекающей вызванной поляризации мерзлых пород Якутии диктуется необходимостью объяснить гигантские значения низкочастотной диэлектрической проницаемости, которые дает инверсия измеренных в этих районах индукционных переходных характеристик. Напомним, что такие значения проницаемости не могут быть объяснены никакими другими механизмами, кроме электрохимической поляризации пленок связанной (адсорбированной) воды на границе минеральных зерен.

В целом в рамках настоящей статьи удалось, по крайней мере, в первом приближении, на основе имеющихся представлений о механизмах поляризации ионно-проводящих пород, результатов лабораторной диэлькометрии, а также геологических и геокриологических данных предложить вероятное объяснение аномальных значений низкочастотной ДП, найденной путем инверсии измеренных в поле индукционных переходных характеристик. Однако один факт пока не нашел удовлетворительного объяснения. Напомним, что согласно результатам инверсии, показатель степени формулы Коул-Коул близок к единице, т.е. быстро устанавливающаяся вызванная поляризация в мерзлых породах характеризуется узким распределением τ (дебаевская релаксация). На первый взгляд это плохо согласуется с выводом о преимущественно электрохимической природе поляризации мерзлых пород ВЧР Западной Якутии, поскольку, согласно данным лабораторной диэлькометрии, осадочные породы, особенно с большим содержанием глинистых частиц, характеризуются широким спектром времен релаксации [Фролов, 1998; Bittelli et al., 2004]. Однако нельзя исключить возможность того, что отмеченная проблема связана с недостаточной изученностью электрических свойств мерзлых пород в лабораторных и особенно полевых условиях. Возможно, результаты инверсии данных МПП, которые впервые позволили получить массовые оценки параметров быстро устанавливающейся вызванной поляризации в мерзлых породах в условиях их естественного залегания, свидетельствуют о неполноте имеющихся моделей, основанных на данных лабораторной диэлькометрии.

В заключение необходимо отметить, что в некотором отношении мерзлые породы похожи на сухие, поры которых заполнены не льдом, а воздухом [Фролов, 1998]. Так же как и мерзлые, сухие породы проводят ток за счет присутствия в них тонких пленок связанной воды. Поэтому можно ожидать, что при измерении индукционных переходных процессов на массиве сухих дисперсных пород будут наблюдаться эффекты ВПИ. В пользу этого предположения свидетельствуют, в частности, результаты съемок МПП, выполненных на вулкане Фого [Descloitres et al., 2000].

ВЫВОДЫ

При съемках методом переходных процессов в Якутии и других районах, где распространены многолетнемерзлые породы, часто проявляются эффекты индукционно-вызванной поляризации (ВПИ).

Результаты инверсии индукционных переходных характеристик, выполненной с учетом поляризуемости, на основе модели Куол-Куол показывают, что наблюдаемые эффекты ВПИ порождаются быстро устанавливающейся вызванной поляризацией мерзлых пород, образующих верхнюю часть геологического разреза.

Мерзлые породы ВЧР Якутии отмечаются характерным набором поляризационных параметров, входящих в формулу Куол-Куол: поляризуемость заключена в диапазоне от 0.2 до 0.85, при этом большая часть значений η попадает в интервал 0.2—0.5; постоянная времени τ поляризационного процесса изменяется от 35 до 250 мкс при среднем значении 50—100 мкс. В отличие от η и τ показатель степени s изменяется в узких (от 0.8 до 1) пределах и в большинстве случаев близок к единице.

Близость параметра s к единице свидетельствует об узком диапазоне распределения времен релаксации (дебаевская модель). Это позволяет, используя формулу (4), пересчитать поляризуемость в относительную низкочастотную диэлектрическую проницаемость, которая по порядку величины составляет десятки—первые сотни тысяч.

Близость показателя степени s формулы Куол-Куол к единице давала основания предположить, что быстро устанавливающаяся поляризация в мерзлых породах связана с диэлектрической релаксацией включений льда и/или эффектом Максвелла—Вагнера. Эти механизмы предсказывают дебаевскую релаксацию ДП мерзлой породы в диапазоне частот, соответствующем спектру измеряемых сигналов, однако величина дисперсии (низкочастотная ДП), предсказываемая этими механизмами, на 3—4 порядка меньше тех значений, которые дает инверсия индукционных переходных характеристик.

Наиболее вероятная причина аномальной низкочастотной ДП — электрохимическая поляризация пленок незамерзшей воды, которая при отрицательных температурах в связанном состоянии остается на поверхности минеральных зерен.

Удобным инструментом для описания и анализа эффектов электрохимической поляризации является модель, согласно которой эти эффекты определяются зависящей от частоты/времени поверхностной проводимостью геологической среды. Поверхностная проводимость пропорциональна удельной поверхности, а та, в свою очередь, дисперсности геологической среды.

Имеются две причины, объясняющие, почему проявления ВПИ наблюдаются именно над мерзлыми породами, «петрофизическая» и «электродинамическая». Первая причина заключается в том, что до тех пор, пока вода в порах не замерзла, эффекты поверхностной проводимости не заметны на фоне объемной проводимости, и поляризуемость породы незначительна. При замерзании воды в порах, т.е. превращении ее в лед, объемная проводимость становится практически равной нулю, тогда как поверхностная остается неизменной или возрастает, что выражается в увеличении поляризуемости породы. Вторая причина связана с тем, что вследствие резкого понижения УЭП породы при замерзании относительный вклад процессов становления вихревых токов уменьшается по сравнению с вкладом ВПИ.

Вывод о значительной дисперсности мерзлых пород в сочетании с тем фактом, что времена релаксации сосредоточены в узком диапазоне, пока не нашел удовлетворительного объяснения. Это говорит о неполноте имеющихся теорий и экспериментальных данных и необходимости дальнейших исследований в области лабораторной и полевой диэлькометрии мерзлых геологических сред.

ЛИТЕРАТУРА

Агеев В.В. Лабораторные исследования процессов ВП на образцах мерзлых пород // Материалы Пятой Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли — ЭМЗ-2011. В двух книгах. Кн. 2. — СПб., СПбГУ, 2011, с. 11—14.

Артеменко И.В., Кожевников Н.О. Моделирование эффекта Максвелла—Вагнера в мерзлых крупнодисперсных породах с порфириковой структурой // Криосфера Земли, 1999, т. III, №1, с. 60—68.

Ванчугов В.А., Кожевников Н.О. Методика и результаты применения импульсной индуктивной электроразведки при изучении геоэлектрического строения Накынского кимберлитового поля (Западная

- Якутия) // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Вып. 22. Иркутск, ИрГТУ, 1998, с. 164—176.
- Вопросы** поляризации горных пород / Под ред. А.А. Молчанова и В.А. Сидорова. М., 1985, 109 с. Деп. в ВИНТИ, 06.08.85, № 5847-85.
- Дерягин Б.В., Киселева О.А., Соболев В.Д.** Течение незамерзающей воды в пористых телах // Вода в дисперсных системах. М., Химия, 1989, с. 101—115.
- Духин С.С., Шилов В.Н.** Диэлектрические явления и двойной слой в дисперсных системах и полиэлектролитах. Киев, Наук. думка, 1972, 207 с.
- Кинг Р., Смит Г.** Антенны в материальных средах. В 2-х кн. Пер. с англ. М., Мир, 1984, 824 с.
- Климовский И.В., Готовцев С.П.** Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, ВО «Наука», 1994, 168 с.
- Кожевников Н.О., Артеменко И.В.** Моделирование влияния диэлектрической релаксации в мерзлых породах на переходную характеристику незаземленной петли // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 2, с. 30—39.
- Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю.** Инверсия данных МПП с учетом быстропротекающей индукционно-вызванной поляризации: численный эксперимент на основе модели однородного поляризующегося полупространства // Геофизика, 2007, № 1, с. 42—50.
- Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю.** Импульсная индуктивная электроразведка поляризующихся сред // Геофизический журнал, № 4, т. 31, 2009а, с. 104—118.
- Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю.** Совместная инверсия данных МПП с учетом индукционно-вызванной поляризации // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (2), с. 181—190.
- Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю.** Инверсия индукционных переходных характеристик двухслойных сред с учетом быстро устанавливающейся вызванной поляризации // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 905—918.
- Кожевников Н.О.** Поверхностная проводимость в осадочных породах и ее связь с вызванной поляризацией // Геофизические методы при разведке недр. Томск, Изд-во Томск. политех. ун-та, 2011, с. 49—52.
- Кожевников Н.О., Никифоров С.П., Снопков С.В.** Исследование быстропротекающих процессов вызванной поляризации в мерзлых породах // Геоэкология, 1995, № 2, с. 118—126.
- Крылов С.С., Бобров Н.Ю.** Применение электромагнитных зондирований для исследования частотной дисперсии электрических свойств мерзлых пород // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 59—68.
- Маэно Н.** Наука о льде. М., Мир, 1988, 231 с.
- Методы** региональных инженерно-геокриологических исследований для равнинных территорий. М., Недра, 1986, 207 с.
- Нечаев Е.А., Иванов И.А.** Изучение двойного электрического слоя на границе раздела лед—расплав электролита // Коллоидный журнал, 1974, т. XXXVI, вып. 3 (май—июнь), с. 583—584.
- Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Матросов В.А.** Быстро протекающая вызванная поляризация мерзлых пород верхней части разреза Мирнинского кимберлитового поля // Тез. докл. третьей Международной научной конференции (7—10 апреля 2008 г.). СПб, 6 с.
- Парселл Э.** Электричество и магнетизм. М., Наука, 1983, 416 с.
- Светов Б.С., Агеев В.В., Лебедева Н.А.** Поляризуемость горных пород и феномен высокоразрешающей электроразведки // Геофизика, 1996, № 4, с. 42—52.
- Сидоров В.А.** Импульсная индуктивная электроразведка. М., Недра, 1985, 192 с.
- Сидоров В.А.** Об электрической поляризуемости неоднородных пород // Физика Земли, 1987, № 10, с. 58—64.
- Стогний В.В.** Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 4, с. 46—56.
- Стогний В.В., Коротков Ю.В.** Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск, Изд-во «Малотиражная типография 2D», 2010, 121 с.
- Уэйт Дж.Р.** Геоэлектромагнетизм. М., Недра, 1987, 235 с.
- Фролов А.Д.** Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1998, 515 с.
- Фролов А.Д., Федюкин И.В.** О поляризации мерзлых дисперсных пород в переменных электрических полях // Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 6, с. 90—96.
- Хиппель А.Р.** Диэлектрики и волны. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 440 с.

- Челидзе Т.Л., Деревянко А.И., Куриленко О.Д.** Электрическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев, Наук. думка, 1977, 232 с.
- Alvarez R.** Complex dielectric permittivity in rocks: a method for its measurement and analysis // *Geophysics*, 1973, v. 38, № 5, p. 920—940.
- Archie G.E.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics // *Trans. Amer. Inst. Mining Metallurgical and Petroleum Engineers*, 1942, v. 146, p. 54—62.
- Bittelli M., Flury M., Roth K.** Use of dielectric spectroscopy to estimate ice content in frozen porous media // *Water Resour. Res.*, 2004, v. 40, W04212 (1—11), doi:10.1029/2003WR002343.
- Chelidze T.L., Gueguen Y.** Electrical spectroscopy of porous rocks: a review-1. Theoretical models // *Geophys. J. Int.*, 1999, v. 137, p. 1—15.
- Chelidze T.L., Gueguen Y., Ruffet R.** Electrical spectroscopy of porous rocks: a review-2. Experimental results and interpretation // *Geophys. J. Int.*, 1999, v. 137, p. 16—34.
- Descloitres M., Guérin R., Albouy Y., Tabbagh A., Ritz M.** Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands // *J. Appl. Geoph.*, 2000, v. 45, p. 1—18.
- Flis F.M., Newman G.A., Hohman G.W.** Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements // *Geophysics*, 1989, v. 54, p. 514—523.
- King M.S., Zimmerman R.W., Corwin R.F.** Seismic and electrical properties of unconsolidated permafrost // *Geoph. Prosp.*, 1988, v. 36, p. 349—364.
- Kozhevnikov N.O., Antonov E.Y.** Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies // *Geoph. Prosp.*, 2006, v. 54, p. 383—397.
- Kozhevnikov N.O., Antonov E.Yu.** Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: numerical simulation experiment with homogeneous half-space // *J. Appl. Geoph.*, 2008, v. 66, p. 31—43.
- Lee T.** Transient response of a polarizable ground // *Geophysics*, 1981, v. 46, p. 1037—1041.
- Lesmes D.P.** Dielectric spectroscopy of sedimentary rocks // *J. Geoph. Res.*, 2001, v. 106, № B7, p. 13,329—13,346.
- Lesmes D.P., Frye K.M.** Influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization response of Berea sandstone // *J. Geoph. Res.*, 2001, v. 106, № B3, p. 4079—4090.
- Lesmes D.P., Friedman Sh.P.** Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils // *Hydrogeophysics*, 2005, p. 87—128.
- Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H.** Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // *Geophysics*, 1978, v. 43, p. 588—609.
- Slater L., Lesmes D.** IP interpretation in environmental investigations // *Geophysics*, 2002, v. 67, № 1, p. 77—88.
- Smith R.S., Klein J.** A special circumstance of airborne induced-polarization measurements // *Geophysics*, 1996, v. 61, p. 66—73.
- Smith R.S., Walker P.W., Polzer B.D., West G.F.** The time-domain electromagnetic response of polarizable bodies: an approximate convolution algorithm // *Geoph. Prosp.*, 1988, v. 36, p. 772—785.
- Vinegar H.J., Waxman M.H.** Induced polarization of shaly sands // *Geophysics*, 1984, v. 49, № 8, p. 1267—1287.
- Walker G.G., Kawasaki K.K.** Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings // *Geoexploration*, 1988, v. 25, p. 245—254.

*Рекомендована к печати 5 апреля 2011 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
2 сентября 2010 г.*