

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ В РАЙОНЕ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА
«КРИСТАЛЛ» (Западная Якутия) ПО ДАННЫМ МЕТОДА ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ**

Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов, С.Ю. Артамонова*, А.Е. Плотников**

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

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*** Научно-производственное предприятие геофизической аппаратуры «ЛУЧ»,
630010, Новосибирск, ул. Геологическая, 49, Россия*

Обсуждаются результаты зондирований методом переходных процессов (ЗМПП), выполненных для изучения геоэлектрического строения участка в Далдыно-Алакитском районе Якутии, где в 1974 г. был проведен подземный ядерный взрыв (ПЯВ) «Кристалл», оказавшийся аварийным. Нормальный геоэлектрический разрез в районе ПЯВ «Кристалл» соответствует трех- или четырехслойной модели с проводящим основанием. Верхний слой с сопротивлением десятки—сотни ом-метров, нижняя граница которого залегает на уровне 190—260 абс. м, образован карбонатными многолетнемерзлыми породами верхнего кембрия. Хотя верхняя часть разреза в эпицентре взрыва подверглась механическому и тепловым воздействиям, это не отразилось на геоэлектрическом строении верхней части разреза. Нижняя граница второго слоя залегает на глубине от –20 до –190 абс. м, а его сопротивление составляет 7—10 Ом·м. В геологическом отношении этот слой представлен морозными и охлажденными породами, образующими верхнекембрийский водоносный комплекс. Третий и четвертый геоэлектрические слои образуют проводящее основание с очень низким (0.2—1.4 Ом·м) удельным сопротивлением. Положение кровли проводящего основания совпадает с положением верхней границы среднекембрийского водоносного комплекса. В эпицентре ПЯВ измерена аномальная переходная характеристика, свидетельствующая о присутствии здесь локального проводника. Предполагается, что локальное понижение сопротивления связано с насыщением камуфлетной полости и окружающих ее нарушенных пород высокоминерализованными водами. Однако в абсолютном выражении сопротивление настолько мало (0.02 Ом·м), что объяснение этой величины при современном уровне изученности исследуемого объекта представляет проблему. Еще одна проблема связана с необходимостью объяснить, каким путем рассолы, которые находятся на большой глубине, достигли того места, где располагается камуфлетная полость и окружающая ее «оболочка» в виде нарушенных пород. В результате выполненных работ получено представление о нормальном геоэлектрическом разрезе и тех его изменениях, которые связаны с воздействием подземного ядерного взрыва.

Подземный ядерный взрыв (ПЯВ), окружающая среда, подземные воды, криолитозона, радионуклиды, зондирование методом переходных процессов, петрофизика, Якутия.

**THE GEOELECTRIC STRUCTURE AT THE SITE OF «CRYSTAL»
UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION (*western Yakutia*) FROM TEM DATA**

N.O. Kozhevnikov, E.Yu. Antonov, S.Yu. Artamonova, and A.E. Plotnikov

The resistivity pattern at the site of the “Crystal” underground nuclear explosion (Daldyn–Alakit district of Yakutia) of 1974 which led to an accident has been imaged using TEM data. The local background pattern corresponds to a three- or four-layer earth with a conductor at the base. The uppermost layer, with a resistivity of tens to hundreds of ohm·m, has its bottom at 190–260 m asl and consists of perennially frozen Late Cambrian carbonates. The resistivity structure of shallow subsurface at the blast epicenter remained unperturbed, though being subject to mechanic and thermal effects. The bottom of the second layer is at 20 to 190 m below the sealevel, and its resistivity is 7–10 ohm·m. It is composed of frost-bound and unfrozen cold rocks that belong to a Late Cambrian water-bearing sequence (an aquifer). The third and fourth layers make up the conducting base of the section (0.2–1.4 ohm·m), while the conductor’s top matches the table of a Middle Cambrian aquifer. Anomalous transient response at the site prompts the existence of a local conductor possibly produced by highly

saline waters in the containment cavity and in deformed rocks around it. However, the resistivity is too low (0.02 ohm·m) to be accounted for by any model available at the present state of knowledge. Another problem is to explain how the brines circulating at large depths might have reached the explosion cavity and the surrounding strained zones. The study has provided the first idea of the background resistivity distribution and its UNE-induced changes.

Underground nuclear explosion (UNE), environment, groundwater, permafrost, radionuclides, TEM surveys, petrophysics, Yakutia

ВВЕДЕНИЕ

2 октября 1974 г. в Далдыно-Алакитском районе Якутии, в 3.5 км к северо-востоку от кимберлитовой алмазоносной тр. Удачная, вблизи впадения руч. Улахан-Бысытта в р. Далдын (рис. 1, а), был проведен первый в СССР подземный термоядерный взрыв «Кристалл» мощностью 1.7 кт на вспучивание грунта [Голубов и др., 2004]. Заряд ПЯВ был заложен в скважине на глубине 98 м в трещиноватых многолетнемерзлых карбонатных отложениях верхнего кембрия. Взрыв был осуществлен по проекту, который предусматривал подрыв линейного ряда еще семи таких ПЯВ с целью создания плотины хвостохранилища Удачнинского горно-обогатительного комбината (ГОК). Предполагалось, что плотина перекроет руч. Улахан-Бысытта, ее длина составит 1800 м, высота — 27—30 м, ширина по гребню — 85 м. На четвертой секунде после ПЯВ купол выброса грунта достиг максимальной высоты 60 м, затем осел, и на местности возникла насыпь, высота которой вопреки проектным расчетам составила всего 14 м, т.е. оказалась вдвое меньше ожидаемой. К тому же продукты ПЯВ «Кристалл» вырвались наружу, и радиоактивное облако накрыло местность в полосе длиной несколько километров, вытянутой по азимуту 70°. В итоге ПЯВ «Кристалл» был признан аварийным, проведение остальных взрывов было отменено. ГОК начал сооружение хвостохранилища в другом месте, но уже без применения ПЯВ-технологий [Голубов, 2004; Яблоков, 2009].

Начиная с 1990 г. местность вокруг ПЯВ «Кристалл» изучалась рядом научных и производственных организаций с целью оценки ее радиационного загрязнения в связи с прорывом радионуклидов ПЯВ в момент его проведения. Эти работы были сосредоточены на изучении ландшафтов (почва, поверхностные водотоки, грунтовые воды). При этом исследователями не рассматривалась проблема дальнейшей миграции радионуклидов с подземными водами в условиях техногенной дестабилизации недр этого района. Однако, как это неоднократно отмечалось [Яблоков, 2009], подземные ядерные взрывы являются самым мощным из всех созданных человеком факторов, изменяющих и дестабилизирующих геологическую среду. Поэтому наиболее объемная научно-исследовательская работа должна вестись по изучению глубинной части объектов [Бурцев и др., 2004; Микуленко, Чомчоев, Бурцев, 2004].

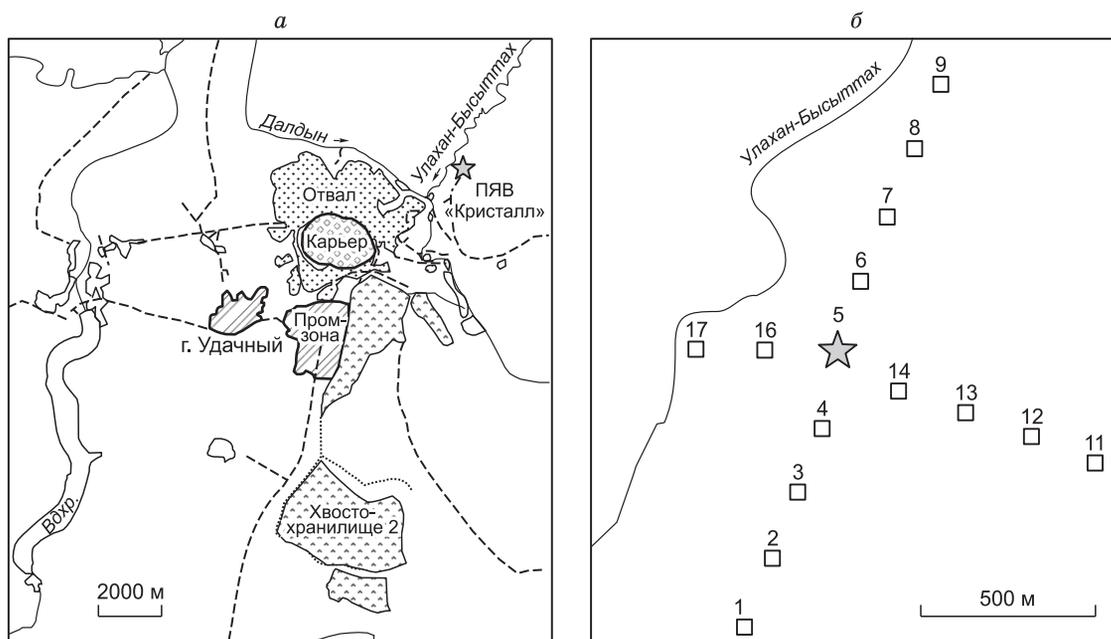


Рис. 1. Положение ПЯВ «Кристалл» в окрестностях г. Удачный (а) и схема расположения пунктов ЗМП (б).

Многочисленными исследованиями, проведенными в различных регионах России, установлено, что производившиеся в скважинах ядерные взрывы оказывают воздействие на состояние и состав верхних горизонтов литосферы, представленных как скальными породами, так и мощными толщами рыхлых отложений [Мельников и др., 2000; Стогний, 2004].

Что касается ПЯВ «Кристалл», ситуация здесь является особенно сложной, так как этот взрыв в отличие от большинства других, осуществленных на территории бывшего СССР, произведен в толще многолетнемерзлых пород. Можно предположить, что такое мощное тепловое и тектоническое воздействие или «событие», как подземный ядерный взрыв, должно сильно повлиять на мерзлотную обстановку, нарушив среду и тепловое равновесие, которое установилось в криолитозоне. Так, в работе [Стогний, 2004] отмечается, что одно из последствий ПЯВ в криолитозоне заключается в значительном отепляющем воздействии на горизонты многолетнемерзлых пород, вызванном функционированием флюидных систем, в том числе по субвертикальным зонам трещиноватости.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКА ПЯВ «КРИСТАЛЛ»

ПЯВ «Кристалл» был произведен в верхнекембрийских карбонатных породах маркокинской свиты на участке, расположенном на восточной окраине Тунгусской синеклизы Сибирской платформы [Голубов и др., 2004; Микуленко и др., 2006]. Скважиной № 1Э (ПЯВ «Кристалл») в интервале 0—5 м вскрыты четвертичные отложения (суглинки, гравий, галечник, щебень). Ниже располагаются породы маркокинской свиты: 5—9.8 м — мергель трещиноватый, 9.8—21.5 м — известняк слаботрещиноватый, 21.5—106 м — переслаивание доломитизированных известняков и мергелей.

Криолитозона в районе ПЯВ «Кристалл» имеет трехъярусное строение [Климовский, Готовцев, 1994; Дроздов, 2006; Алексеев, 2009]. Верхний ярус слагают многолетнемерзлые породы, содержащие воду в твердой фазе, т.е. в виде льда, заполняющего поры, каверны и трещины. Нижний ярус слагают охлажденные породы, пустоты которых заполнены солеными водами и рассолами отрицательной температуры — криопэгами. Промежуточное положение занимает ярус морозных пород.

Подмерзлотная часть разреза, насыщенная солеными водами и рассолами, представляет собой напорную систему, в которой обособляются верхне-, средне-, нижнекембрийский и верхнепротерозойский водоносные комплексы. Гидравлическая связь между комплексами возможна через проницаемые зоны тектонических нарушений в осадочных толщах и кимберлитовых телах.

Согласно [Алексеев, 2009], минерализация пресных и солоноватых вод (в твердой фазе) верхнего яруса составляет от долей до 12 г/дм³, соленых вод и рассолов яруса охлажденных пород 30—250 г/дм³. Минерализация подмерзлотных вод, представленных крепкими и весьма крепкими рассолами, достигает 400 г/дм³.

ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЙ

Очевидно, при изучении последствий воздействия ПЯВ на геологическую среду ведущая роль должна отводиться наземным геофизическим методам, применение которых позволяет осуществлять объемное картирование массива горных пород в условиях их естественного залегания. К достоинствам геофизических методов относится их неразрушающий характер, возможность контролировать глубину и детальность исследований, а также сравнительно невысокая стоимость.

Следует особо подчеркнуть, что даже в том случае, когда на исследуемом участке имеются скважины и/или горные выработки, получаемые в результате их опробования данные носят локальный характер, что приводит к значительным погрешностям в оценке инженерно-геологических, геокриологических и других параметров разреза. В отличие от измерений в скважинах и/или горных выработках геофизические методы дают интегральную характеристику больших объемов геологической среды.

Поиск и анализ публикаций, в которых рассматриваются последствия воздействия ПЯВ на окружающую среду, показали, что общее их количество незначительно, а те, что имеются, в большинстве случаев посвящены сейсмическим методам. Особенно мало работ, в которых рассмотрены возможности применения геофизических методов для оценки состояния массива горных в условиях криолитозоны. Одним из немногих исключений является работа [Стогний, 2004], однако она посвящена преимущественно геофизическому мониторингу ВЧР и поэтому не может служить в качестве основы для постановки геофизических исследований, направленных на объемное картирование массива горных пород в районе ПЯВ.

Особенности геологического строения рассматриваемого района, включая мерзлотные и гидрогеологические, свидетельствуют о перспективности постановки здесь нестационарных электромагнитных зондирований. Благодаря отмеченной выше вертикальной температурной зональности и присутствию пластов, насыщенных высокоминерализованными водами, «нормальный», т.е. не подвергшийся воздействию ПЯВ, геоэлектрический разрез представлен здесь контрастными по удельному электрическо-

му сопротивлению ($УЭС$) слоями, залегание которых близко к горизонтальному. Такая среда является благоприятным объектом для электромагнитных зондирований, например, методом ЗСБ. Напомним, что вследствие H -эквивалентности глубина до кровли проводящих пластов [Матвеев, 1974] может быть с высокой точностью определена по данным ЗСБ. При достаточной мощности пласта задача определения глубины залегания его подошвы также успешно решается с помощью метода ЗСБ [Рабинович, 1987]. Логично предположить, что в случае, если под воздействием ПЯВ произошло изменение положения кровли и/или подошвы водоносных пластов, это должно найти отражение в данных ЗСБ. С другой стороны, камуфлетная полость и зоны трещиноватости, возникающие в результате ПЯВ, при заполнении их минерализованными растворами могут проявляться как локальные объекты низкого сопротивления, «встроенные» в нормальный геоэлектрический разрез. Для поисков и оценки параметров подобных объектов, например, при решении задач рудной геофизики успешно применяется метод переходных процессов [Вахромеев, Кожевников, 1988]. Среди прочих достоинств нестационарных индукционных зондирований при работах в условиях криолитозоны немаловажным является отсутствие необходимости осуществлять гальванические заземления.

Сказанное выше послужило основанием для постановки в районе ПЯВ «Кристалл» зондирований методом переходных процессов (ЗМПП). Напомним, что в рамках ЗМПП благодаря усилиям российских геофизиков В.А. Сидорова, Г.А. Исаева и других осуществлен синтез теории, модельной базы, методики работ и подходов к интерпретации методов ЗСБ и переходных процессов.

Зондирования методом переходных процессов в районе ПЯВ «Кристалл» выполнены по двум взаимно-перпендикулярным профилям, проходящим через эпицентр (ЗМПП 5) взрыва (см. рис. 1, б). Субмеридиональный профиль 1 (ЗМПП 1—9) ориентирован по азимуту 16° . Субширотный профиль 2 (ЗМПП 11—17) состоит из двух участков — короткого (ЗМПП 5, 16, 17) с азимутом 83° и более длинного (ЗМПП 11—14) с азимутом 103° . В настоящей статье представлены результаты этих работ, которые ранее докладывались на III Международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» в г. Томск, VI Российском совещании «Радиохимия-2009» в Москве [Артамонова и др., 2009а,б].

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Полевые работы ЗМПП проводились по традиционной методике [Ванчугов, Кожевников, 1998]. Измерения переходных характеристик выполнены симметричной установкой «петля в петле». Одним из ее преимуществ является совпадение точки записи с центром установки. Использовались квадратные петли. Размер генераторной петли составлял 100×100 м, приемной — 50×50 м. Для раскладки генераторной петли использовался медный провод сечением 6 мм^2 , приемной — 1 мм^2 .

Поскольку априорная информация о геоэлектрическом строении исследуемого участка отсутствовала, размер установки и расстояние между соседними зондированиями выбирались на основе самых общих соображений. Исходя из того, что шаг исследований должен быть в первом приближении согласован с глубиной зондирований, среднее расстояние между пикетами составляло 200 м.

Измерения переходных характеристик выполнены с помощью электроразведочной станции SGSTEM, включающей следующие блоки: 1) бортовой модуль в составе компьютера класса Laptop и адаптер линии связи; 2) устройство УС-2 синхронизации и измерения тока; 3) два телеметрических измерителя «Пикет-2». Один измеритель использовался для регистрации ЭДС $e(t)$ в приемной петле, второй — для измерения тока I в генераторной петле. Шаг дискретизации по времени измерителей «Пикет-2» равен 31 мкс, поэтому регистрация переходных характеристик производилась с высокой детальностью. Отсчеты на каждом пикете представляли собой среднее по временному ряду, включавшему 100 реализаций переходного процесса, причем на каждом пикете производилось не менее 10 измерений. Таким образом, общее число накоплений на каждом пикете было не менее 10^3 , благодаря чему отношение сигнал/помеха удавалось повысить в 30 раз и более.

Для создания импульсов тока в генераторной петле использовалось устройство, разработанное в НППГА «Луч». Устройство обеспечивает формирование разделенных паузами импульсов тока чередующейся полярности и амплитудой до 40 А. Период повторения импульсов — любой, в зависимости от длительности переходного процесса.

Питание генератора тока осуществлялось от кислотных аккумуляторов напряжением 12—24 В. Ток в генераторной петле составлял 1.7—7.5 А. Поскольку в районе исследований отсутствовали промышленные помехи, даже при таком умеренном токе в генераторной петле измерения переходных процессов удалось выполнить до времен порядка 100—150 мс, что обеспечило глубинность исследований порядка 400—500 м.

Начальное время регистрации t_{\min} контролировалось в первую очередь временем выключения тока в генераторной петле и в меньшей степени геоэлектрическими свойствами ВЧР. Это время составляло в

среднем 0.2 мс. Как известно [Кожевников, Плотников, 2004], начальное время регистрации определяет минимальную глубину исследований.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ЗМПП

Величиной, измеряемой при проведении ЗМПП, является ЭДС в приемной петле, приведенная к току в генераторной (нормированная переходная характеристика). Обычно при анализе и интерпретации данных ЗМПП используют не приведенную к току ЭДС, а кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_τ (Ом·м), рассчитываемое по формуле

$$\rho_\tau(t) = \left[\frac{IS_r S_n}{e(t) 20\pi\sqrt{\pi}} \right]^{2/3} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3},$$

где t — время, с; S_r и S_n — соответственно площадь генераторной и измерительной петель, м²; $e(t)$ — ЭДС, индуцируемая в приемной петле, В; I — ток в генераторной петле, А; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м [Кауфман, Морозова, 1970].

График зависимости кажущегося удельного сопротивления от времени, измеренный на некоторой точке, называется кривой кажущегося удельного сопротивления или кривой ρ_τ . Эта кривая в наглядной форме отражает изменение кажущегося и в какой-то мере истинного сопротивления с глубиной. Если необходимо получить представление о том, как удельное электрическое сопротивление среды меняется по горизонтали, строят графики профилирования, которые показывают, как на некоторых фиксированных временах ρ_τ изменяется вдоль профиля.

На предварительном, оценочном этапе интерпретации данных ЗМПП использовался параметр эффективной глубины. Этот параметр, являющийся аналогом толщины скин-слоя в частотной области, рассчитывался по формуле

$$H_{эф} = k\sqrt{t\rho_\tau(t)}, \quad (1)$$

где $H_{эф}$ — эффективная глубина, м; k — постоянный коэффициент; t — время, с; $\rho_\tau(t)$ — кажущееся удельное сопротивление, Ом·м. С учетом имеющегося опыта интерпретации данных ЗСБ при расчете $H_{эф}$ было принято, что $k = 500\text{—}800$ [Вахромеев, Кожевников, 1988].

Количественная интерпретация, т.е. инверсия данных ЗМПП была выполнена в рамках горизонтально-слоистой модели с использованием программ <Unv_QQ> и <Inv_QQ> (Е.Ю. Антонов, ИНГГ СО РАН). Качество инверсии иллюстрирует рис. 2, где слева показаны типичные полевые и модельные кривые кажущегося удельного электрического сопротивления, а справа — соответствующие модели. Относительное среднеквадратичное расхождение между измеренными и полевыми данными, показанными на рис. 2, а, составляет 2, а на рис. 2, б — 6 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Профиль 1. Кривые кажущегося удельного сопротивления ρ_τ , измеренные на профиле 1, показаны на рис. 3, а. Почти все они совпадают, что свидетельствует о преимущественно однородном геоэлектрическом строении участка работ. Большинство кривых

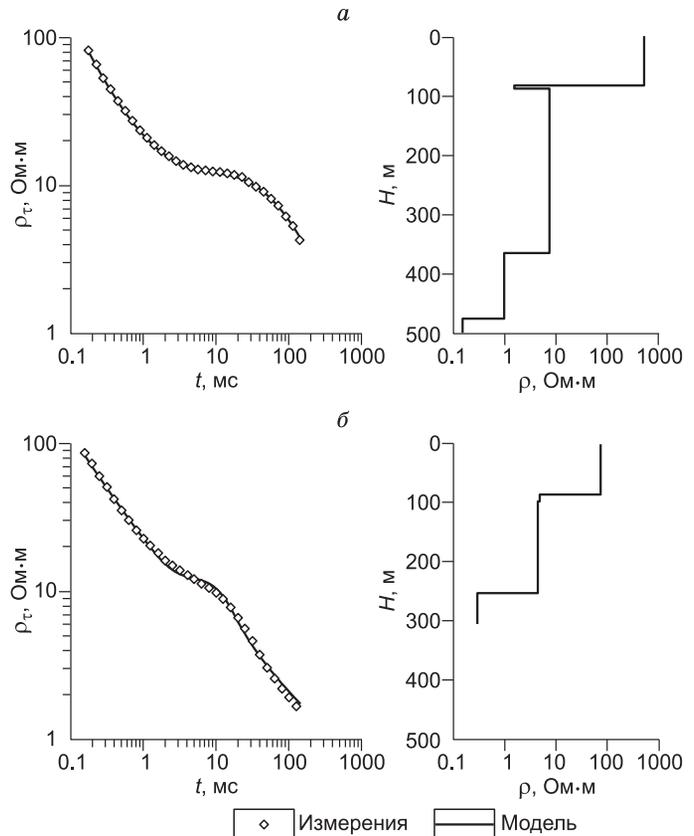


Рис. 2. Кривые кажущегося удельного сопротивления (слева) и геоэлектрические модели (справа):

а — на удалении от эпицентра ПЯВ (ЗМПП 3), б — в эпицентре (ЗМПП 5).

по внешнему виду соответствуют типам Q, HQ или QQ. Кривые ρ_{τ} , измеренные на ПК 5 в эпицентре взрыва и на ПК 6, отличаются от всех остальных и поэтому могут быть классифицированы как аномальные (особенно на ПК 5). Необходимо отметить, что на ранних ($t < 3$ мс) кривая ρ_{τ} на ПК 5 не отличается от остальных. Это значит, что геоэлектрическое строение верхней части разреза (ВЧР) в эпицентре взрыва не отличается от того, которое наблюдается в остальной части профиля. Однако с увеличением глубины сопротивление пород в эпицентре взрыва становится намного ниже, чем на флангах профиля. В районе ПК 6 на ранних временах отмечается небольшое понижение, а на средних временах — повышение значений ρ_{τ} по сравнению с нормальными кривыми; на поздних временах кривая ρ_{τ} сливается с фоновыми, или нормальными.

На рис. 4, а приведены графики ρ_{τ} по профилю (для фиксированных временных задержек). В соответствии с формулой (1) каждый из графиков на рис. 4, а характеризует сопротивление до глубины примерно в два раза большей по сравнению с ближайшим верхним графиком. На флангах профиля при любой задержке не отмечается заметных изменений ρ_{τ} . На ранних ($t \leq 3.2$ мс) временах графики располагаются параллельно оси абсцисс, что свидетельствует об однородном строении ВЧР. В районе ПК 6 на временах 0.2 и 0.8 мс отмечается слабое понижение ρ_{τ} . На поздних ($t \geq 12.5$ мс) временах в центральной части профиля (ПК 5) наблюдается значительное понижение ρ_{τ} . Поскольку эта аномалия появляется на поздних временах, она создается не приповерхностным, а глубинным объектом.

Эти выводы подтверждаются результатами инверсии данных ЗМПП (см. рис. 4, б, в). На каждом пикете удельное электрическое сопротивление убывает с глубиной. Верхний слой имеет мощность h_1 от 70 до 130 м и сопротивление ρ_1 в диапазоне от 50 до 120 Ом·м, причем в целом удельное электрическое сопротивление слоя повышается в направлении с севера на юг. Ниже располагается второй слой с удельным сопротивлением ρ_2 от 7.5 до 9 Ом·м и мощностью $h_2 = 300—360$ м (за исключением ПК 5, где $h_2 \cong 150$ м, а $\rho_2 = 4.4$ Ом·м). Еще ниже залегает третий слой, который при достигнутой глубинности зондирований может рассматриваться в качестве основания. Его сопротивление ρ_3 составляет 0.5—1.4 Ом·м, а кровля залегает на глубинах от 350 до 450 м. Исключение составляет ПК 5 в эпицентре взрыва, где сопротивление слоя равно 0.3 Ом·м, а глубина до его кровли — 250 м.

Профиль 2. Кривые кажущегося удельного сопротивления, измеренные на профиле 2, приведены на рис. 3, б. Все они, кроме одной (ПК 5), лишь незначительно изменяются при переходе от одного пикета к другому. Эти изменения наблюдаются при $t < 10$ мс, на более поздних временах кривые сливаются. Как и на профиле 1, кривая ρ_{τ} , измеренная в эпицентре взрыва (ПК 5), по сравнению с остальными характеризуется аномально низкими значениями ρ_{τ} в области поздних времен. Таким образом, при пе-

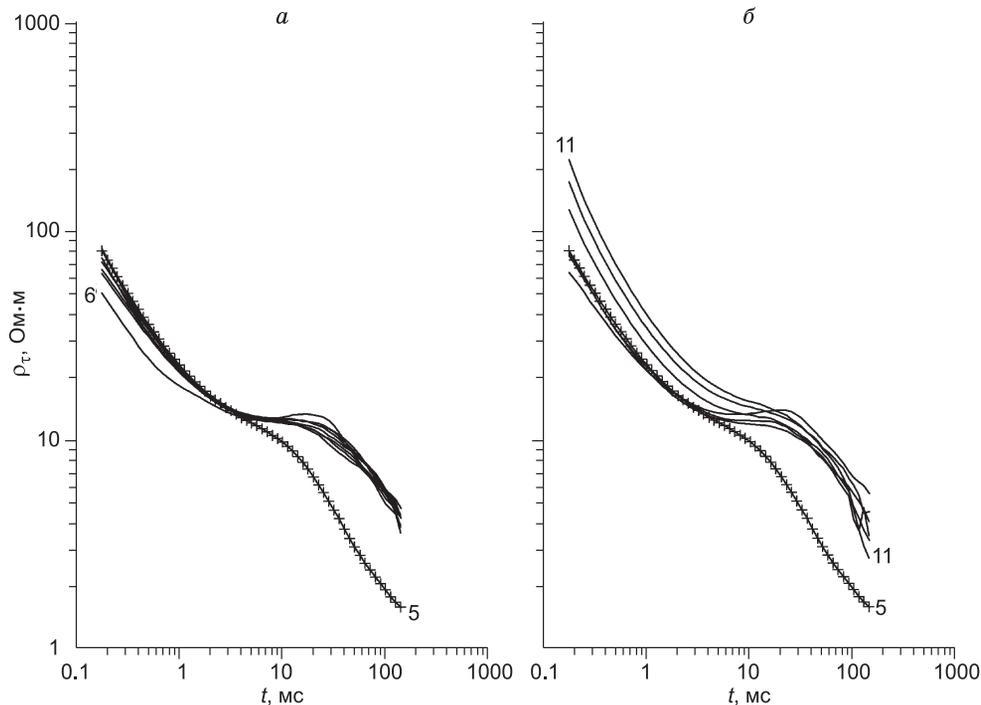


Рис. 3. Кривые кажущегося удельного сопротивления ρ_{τ} , измеренные на субмеридиональном (а) и субширотном (б) профилях.

Цифры у кривых соответствуют номерам точек ЗМПП на рис. 1, б.

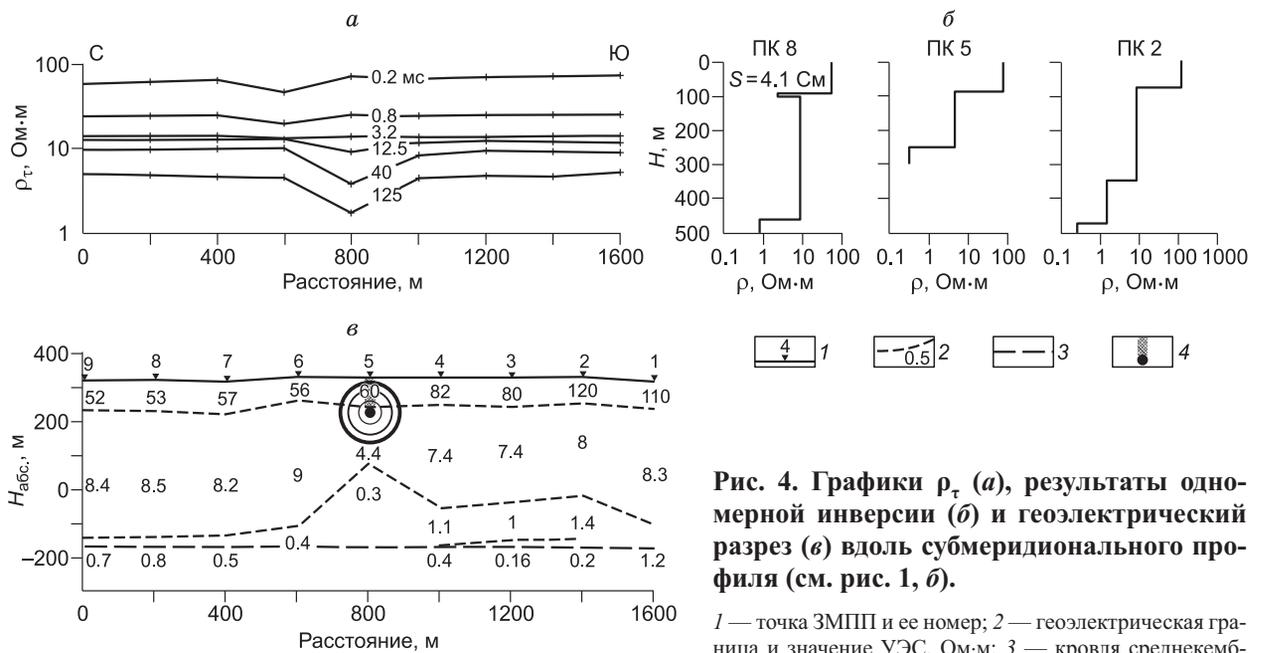


Рис. 4. Графики ρ_{τ} (а), результаты одномерной инверсии (б) и геоэлектрический разрез (в) вдоль субмеридионального профиля (см. рис. 1, б).

1 — точка ЗМПП и ее номер; 2 — геоэлектрическая граница и значение УЭС, Ом·м; 3 — кровля среднекембрийского водоносного горизонта; 4 — камуфлетная полость и столб обрушения. Концентрические окружности увеличивающегося радиуса соответствуют зонам дробления, интенсивной трещиноватости и блоковой трещиноватости.

ресециии эпицентра взрыва в субширотном направлении проявляется та же закономерность, что и на профиле 1: проводящие породы располагаются здесь на меньшей глубине по сравнению с флангами профиля.

Это находит отражение в графиках профилирования (рис. 5, а). На ранних ($t = 0.2—3.2$ мс) временах наблюдается тенденция к повышению кажущегося удельного сопротивления ρ_{τ} при продвижении от западного фланга профиля к восточному, при этом никакие локальные аномалии на ранних временах не просматриваются. На поздних ($t \geq 12.5$ мс) временах в эпицентре взрыва наблюдается значительное понижение кажущегося удельного сопротивления ρ_{τ} .

Результаты инверсии данных ЗМПП (см. рис. 5, б, в) позволяют дать количественную оценку параметров геоэлектрического разреза. Как и на субмеридиональном профиле, разрез здесь соответствует трехслойной модели с прогрессивно уменьшающимся сопротивлением слоев: $\rho_1 = 50—700$ Ом·м, $\rho_2 = 4.4—10$ Ом·м, $\rho_3 = 0.7—1.4$ Ом·м. Глубина залегания кровли второго слоя составляет 80—130 м,

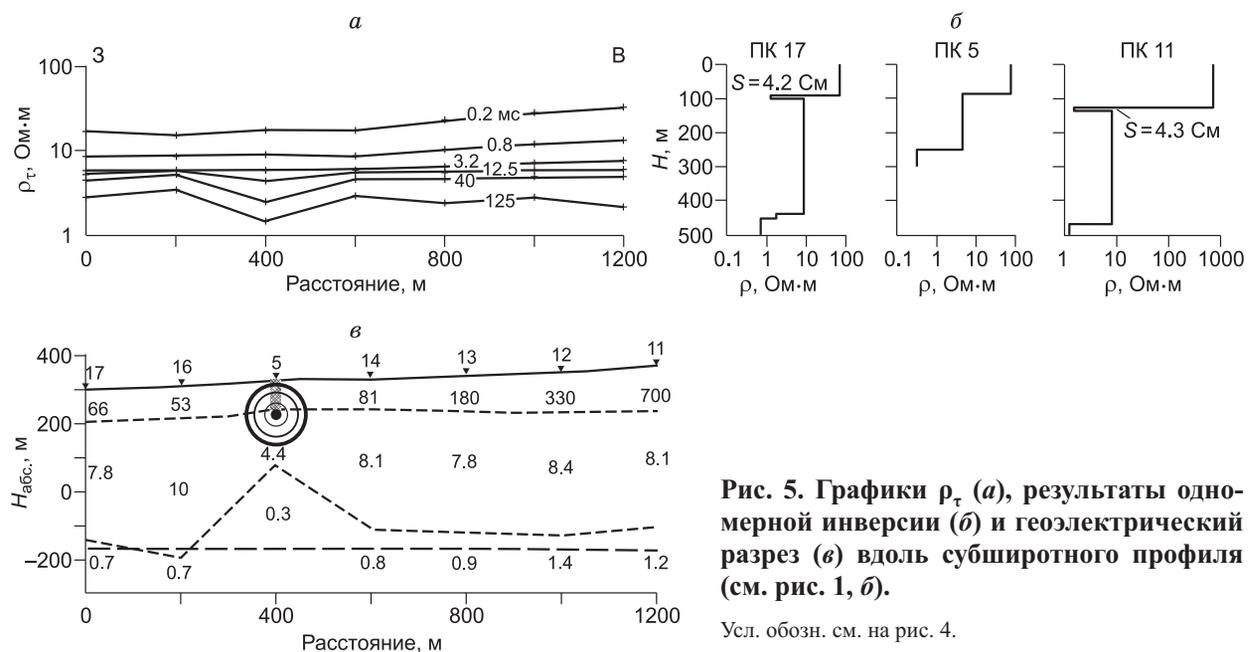


Рис. 5. Графики ρ_{τ} (а), результаты одномерной инверсии (б) и геоэлектрический разрез (в) вдоль субширотного профиля (см. рис. 1, б).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

третьего — за исключением ПК 5 — от 440 до 500 м. На ПК 5 глубина до кровли третьего, наиболее проводящего слоя, уменьшается до 250 м, таким образом, амплитуда поднятия составляет не менее 200 м.

Как уже отмечалось, кривые ρ_{τ} на обоих профилях имеют нисходящую правую ветвь. Это свидетельствует о том, что в основании разреза залегают проводящие породы. Что касается типа модели, то в большинстве случаев она была идентифицирована как Q. При этом из-за низкого уровня сигнала на самых поздних ($t > 100$ мс) временах соответствующие участки кривых ρ_{τ} рассматривались в качестве «сомнительных» и поэтому игнорировались в процессе инверсии. По результатам же инверсии данных ЗМПП с учетом ЭДС, измеренной на самых поздних временах, «получается» модель QQ. В этом случае на южном фланге профиля 1 (ПК 2—4) на глубине порядка 450 м выделяется граница, ниже которой сопротивление пород падает до 0.16—0.4 Ом·м (см. рис. 4, в).

Примерно для половины из общего числа пунктов ЗМПП между подошвой первого и кровлей второго слоев, т.е. на глубине около 100 м, можно «вставить» тонкий проводящий слой с проводимостью около 4 См (см. рис. 3а, 4а, б). Это позволяет несколько улучшить и без того хорошее качество подбора, т.е. уменьшить среднеквадратичное расхождение между измеренными и синтетическими переходными характеристиками.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Если отвлечься от деталей, нормальный геоэлектрический разрез в районе работ соответствует горизонтально-слоистой модели типа Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) или, возможно, QQ ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$). Удельное сопротивление верхнего слоя составляет десятки—сотни Ом·м, второго слоя — от 7 до 10 Ом·м. УЭС основания находится в диапазоне 0.4—1.4 Ом·м (до 0.2 Ом·м в тех точках, где вероятна модель QQ). Таким образом, при переходе от первого слоя ко второму сопротивление падает на один-два порядка. Сопротивление ρ_3 проводящего основания ниже сопротивления ρ_2 второго слоя на порядок и более. Первый слой характеризуется выдержанными значениями мощности и отсутствием локальных аномалий удельного электрического сопротивления. Залегание его подошвы и, соответственно, кровли второго слоя близко к горизонтальному. Точка ЗМПП в эпицентре ПЯВ является аномальной: на временах $t > 10$ мс значения кажущегося УЭС снижаются здесь почти на порядок по сравнению с измеренными на остальных точках. На разрезе, построенном по данным одномерной инверсии, наличие этой аномалии проявляется как поднятие кровли проводящего основания с амплитудой около 250 м.

Попытаемся теперь дать геологическое истолкование выделенным слоям, т.е. объяснить их удельные электрические сопротивления, мощности и положение в разрезе в рамках приемлемой петрофизической модели и с учетом имеющихся данных геологии, гидрогеологии и геокриологии [Микуленко и др., 2006; Алексеев, 2009].

Средняя мощность H_1 верхнего слоя на профиле 1 составляет 80 м, на профиле 2 — 110 м. По сравнению с нижележащими верхний слой характеризуется самыми высокими сопротивлениями. В целом с учетом данных криологии он соответствует толще многолетнемерзлых пород. Значения ρ_1 на профиле 2 повышаются по мере продвижения с запада на восток, достигая на восточном фланге профиля 200—700 Ом·м. В настоящий момент данных для обоснованной интерпретации этого тренда недостаточно. В качестве вероятной причины можно предположить изменение льдистости и/или содержания глинистых прослоев в карбонатных породах маркокинской свиты.

Удельное электрическое сопротивление ρ_2 второго слоя заключено в узком (7—10 Ом·м) диапазоне; исключение составляет ПК 5 в эпицентре взрыва, где $\rho_2 = 4.4$ Ом·м. Судя по интервалу глубин, в котором расположен второй слой, можно заключить, что он образован морозными и охлажденными породами верхнекембрийского возраста, включающими подмерзлотный водоносный комплекс соленых вод и слабых растворов. Породы комплекса представлены частым переслаиванием тонких глинистых и карбонатных разностей. Среди плотных непроницаемых слоев мощностью 30—200 м выделяются пласты-коллекторы трещинно-порового типа, распределение которых в плане и разрезе крайне неравномерное. В условиях горизонтального и моноклиального залегания пород зафиксировано несколько водоносных горизонтов. Подземные воды комплекса имеют величину напора над кровлей от 10 (на севере) до 140—280 м (на юге). Уровень подземных вод устанавливается на глубинах +150...+280 абс. м. Минерализация их изменяется в широких пределах — от 31 до 252 при среднем значении 90.5 г/дм³.

Как известно [Кобранова, 1986; Добрынин и др., 1991], удельное электрическое сопротивление ρ_{Π} водонасыщенных осадочных пород следующим образом связано с их пористостью k_{Π} (в долях единицы) и удельным сопротивлением $\rho_{\text{в}}$ воды, насыщающей породу (закон Арчи):

$$\rho_{\Pi} = a \frac{\rho_{\text{в}}}{k_{\Pi}^m}, \quad (2)$$

где $a \cong 1$, m (показатель цементации) — константа, определяемая экспериментально. Для хорошо цементированных терригенных и карбонатных пород с межзерновой пористостью $m \cong 2$. Приняв в качест-

ве вероятной оценки пористости карбонатных пород, образующих второй геоэлектрический горизонт с сопротивлением $\rho_2 = 5\text{—}10$ Ом·м, величину $k_{\text{п}} = 0.1$, получаем, что сопротивление воды, насыщающей породы, должно составлять $0.05\text{—}0.1$ Ом·м. Минерализация водных растворов с таким сопротивлением при температурах порядка 0°C (при пересчете на NaCl) составляет не менее 150 г/л. Если же предположить, что $k_{\text{п}} = 0.2$, то $\rho_{\text{в}} = 0.2\text{—}0.4$ Ом·м, и, соответственно, минерализация 30—60 г/л. В целом эти оценки согласуются с данными гидрогеохимического опробования скважин.

Что касается проводящего основания, то положение его кровли свидетельствует о том, что она близка и/или практически совпадает с верхней границей среднекембрийского водоносного комплекса, приуроченного к глинисто-карбонатным отложениям низов чукукской свиты верхнего кембрия и карбонатным отложениям среднего кембрия (см. рис. 4, в; 5, в). Кровлей комплекса служат карбонатно-глинистые плотные и непроницаемые отложения мархинской свиты верхнего кембрия. По типу пластов-коллекторов и гидродинамическим параметрам в разрезе выделены три водоносных горизонта, из которых с помощью ЗМПП удалось «увидеть» только первый или первый и подстилающий его второй.

Первый водоносный горизонт приурочен к отложениям чукукской свиты среднего-верхнего кембрия, представленным переслаиванием глинистых известняков, известняков и доломитов. Доля глинистых пород в разрезе не превышает 20 %. Мощность горизонта выдержана по площади и составляет в среднем 90 м, а кровля имеет горизонтальное залегание и вскрывается на глубине от -160 до -185 абс. м. Тип коллекторов преимущественно поровый.

Второй водоносный горизонт соответствует лагунно-сабкховой доломитовой толще верхней пачки среднего кембрия. Мощность не выдержана по площади и меняется от 10 до 450 м. Ее величина контролируется положением биогерм, являющихся подошвой горизонта. Кровля горизонта зафиксирована на глубинах от -250 до -275 абс. м. Тип коллекторов кавернозно-поровый.

Напомним, что удельное электрическое сопротивление ρ_3 проводящего основания на профиле 1 изменяется в пределах от 0.2 до 1.4 Ом·м и на профиле 2 — от 0.7 до 1.4 Ом·м (см. рис. 4, в; 5, в). С учетом гидрогеологии района столь низкое сопротивление пород основания можно попытаться объяснить насыщенностью их высокоминерализованными растворами. Однако здесь возникает проблема. Закон Арчи при выбранных выше параметрах ($a = 1$, $m = 2$) дает сопротивление $\rho_{\text{в}}$ в диапазоне от $2 \cdot 10^{-3}$ до $1.5 \cdot 10^{-2}$ Ом·м при $k_{\text{п}} = 0.1$, и от $8 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-2}$ Ом·м при $k_{\text{п}} = 0.2$. Это очень низкие значения УЭС, которые с учетом того, что породы находятся при отрицательной температуре, невозможно объяснить присутствием в порах хлоридных водных растворов даже самой высокой концентрации.

Один из параметров в (2), который можно «подправить» с тем, чтобы согласовать результаты инверсии данных ЗМПП и принятую петрофизическую модель, — это коэффициент цементации m . Известно, что для плотных цементированных пород, содержащих трещины либо другие «прямые» каналы, величина m существенно меньше двух (в пределе $m \rightarrow 1$), т.е. значения, характерного для таких пород в отсутствие трещин [Добрынин и др., 1991]. Если принять $m = 1$, то при $k_{\text{п}} = 0.1$ $\rho_{\text{в}} = 0.02\text{—}0.14$ Ом·м. Это все еще очень низкие сопротивления. При температурах ниже 0°C — даже при концентрации раствора NaCl порядка сотен г/л — его сопротивление не может быть ниже 0.05 Ом·м. Для того, чтобы при $\rho_{\text{в}} = 0.05$ Ом·м и $m = 2$ удельное сопротивление $\rho_{\text{п}}$ водонасыщенной породы было равно 0.2 Ом·м, коэффициент пористости должен составлять 0.5. Маловероятно, что карбонатные породы имеют такую высокую пористость. При $m = 1$ пористость, необходимая для того чтобы $\rho_{\text{п}} = 0.2$ Ом·м, составляет 0.25. Это большое, но все-таки приемлемое значение [Кобранова, 1986; Добрынин и др., 1991]. Тот факт, что для разумной интерпретации данных ЗМПП необходим показатель цементации, близкий к единице, косвенным образом свидетельствует о том, что для среднекембрийского водоносного комплекса характерен трещинно-поровый тип коллекторов.

Приведенный анализ результатов ЗМПП позволяет сделать вывод об отсутствии региональных геоэлектрических аномалий, которые можно было бы связать с последствиями ПЯВ. Иными словами, на основе имеющихся данных нельзя утверждать, что под действием ПЯВ произошли явные изменения в региональном положении водоносных горизонтов. Это согласуется с результатами изучения изменения режима подземных вод при подземных ядерных взрывах: на удалении от скважины первоначальный уровень подземных вод восстанавливается примерно через год после проведения ПЯВ [Горбунова, Спивак, 1997].

Теперь необходимо обсудить, с чем может быть связана локальная аномалия, проявленная как понижение сопротивления (на временах $t > 10$ мс) на точке, расположенной в эпицентре ПЯВ. Напомним, что в результате инженерно-геологических и геофизических исследований, проведенных в местах ядерных взрывов в скважинах, выделены следующие зоны [Адушкин, Спивак, 2004]:

- камуфлетная полость с радиусом $R_{\text{к}} = (10 \div 13.6) \cdot Q^{1/3}$;
- зона смятия горных пород толщиной $d_{\text{сч}} = (3 \div 4) \cdot Q^{1/3}$;
- зона дробления горных пород с радиусом $R_{\text{д}} = (24 \div 34) \cdot Q^{1/3}$;

- зона интенсивной трещиноватости с радиусом $R_{ит} = (50 \div 55) \cdot Q^{1/3}$;
- зона блоковой трещиноватости с радиусом $R_{от} = (65 \div 75) \cdot Q^{1/3}$.

В этих формулах Q — мощность заряда, кт; все размеры — в метрах. Кроме зон наведенной трещиноватости, окружающих камуфлетную полость, над ней образуется столб обрушения, который при неглубоком заложении заряда может достигать дневной поверхности. Мощность заряда ПЯВ «Кристалл» равнялась 2 кт, откуда с использованием приведенных выше формул находим (см. рис. 4, в; 5, в): $R_k = 13—17$ м; $d_{зс} = 4—5$ м; $R_d = 30—40$ м; $R_{ит} = 60—70$ м; $R_{от} = 82—95$ м.

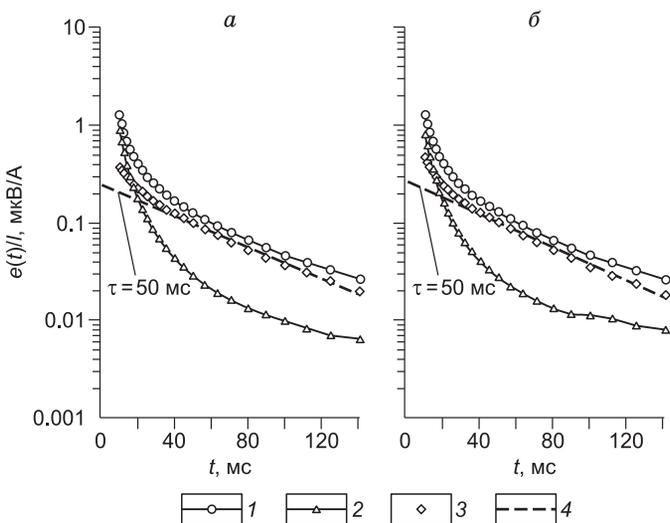
Как уже отмечалось в разделе о результатах работ, на геоэлектрическом разрезе аномалия в районе ПЯВ проявляется как поднятие кровли проводящего основания, причем амплитуда поднятия составляет не менее 200 м. Опыт проведения ЗМПП на рудных месторождениях при поисках кимберлитовых тел, а также результаты физического моделирования [Вахромеев, Кожевников, 1988] свидетельствуют о том, что влияние присутствующего во вмещающей горизонтально-слоистой среде локального проводника проявляется на геоэлектрических разрезах как поднятие некоторого проводящего горизонта. Отметим, что над локальным проводником и в его ближайшей окрестности глубина до упомянутого поднятия является кажущейся: обычно она превышает ту, на которой располагается проводящий объект. В настоящее время имеется принципиальная возможность построения объемной модели геологической среды, в том числе в окрестностях ПЯВ, на основе трехмерного математического моделирования [Тригубович и др., 2009]. Однако для проведения полноценного трехмерного моделирования, а тем более инверсии, потребуется плотная сеть наблюдений, желательно в площадном варианте и с измерением трех компонент вторичного магнитного поля. Работы же ЗМПП, результаты которых описаны в настоящей статье, носили рекогносцировочный характер и были выполнены в небольшом объеме.

Предположение о том, что аномалия в эпицентре ПЯВ связана с присутствием локального проводника, подтверждается особенностями измеренной здесь переходной характеристики. Для того чтобы по возможности выделить именно аномальную составляющую сигнала, из сигнала, измеренного в эпицентре ПЯВ, был вычтен фоновый или нормальный. В качестве последнего мы использовали переходную характеристику, усредненную по всем точкам профиля за исключением аномальной (рис. 6).

Как нетрудно видеть, в области поздних ($t \geq 40$ мс) времен разностная переходная характеристика в логарифмическом масштабе выглядит как прямая линия. Таким образом, на поздних временах аномальный сигнал представляет собой убывающую экспоненту, что является характерным признаком переходного процесса в локальном проводнике [Кауфман, 1974]. Штриховой линией на рис. 6, а, б показаны графики, найденные путем подбора экспоненциальной зависимости, наилучшим образом аппроксимирующей аномальный сигнал на интервале от 40 до 140 мс. Для обоих профилей получена одна и та же постоянная времени τ переходного процесса, равная 50 мс.

Очевидно, в контексте настоящей статьи локальный проводник логично аппроксимировать проводящим шаром с радиусом $r = R_{от}$ и удельной электропроводностью (σ). Центр шара совпадает с центром камуфлетной полости и окружающих ее зон трещиноватости, т.е. находится на глубине 100 м. На поздних временах вихревые токи в проводящем шаре убывают экспоненциально с постоянной времени $\tau = \mu\sigma r^2/\pi^2$, где μ — абсолютная магнитная проницаемость шара [Кауфман, 1974].

С учетом того, что $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м и $r \cong R_{от} = 90$ м, находим, что эффективная электропроводность (σ) шара равна 50 См/м, а его удельное сопротивление $\rho = 1/\sigma = 0.02$ Ом·м. Это очень низкое сопротивление, и его трудно объяснить. Положение можно было бы улучшить, если бы имелась возможность допустить, что радиус шара составляет не 90, а 270 м или более. В этом случае $\rho \geq 0.2$ Ом·м. Однако такая возможность исключена, поскольку, как отмечено выше, центр шара располагается в точке, где произошел подрыв заряда, т.е. на глубине 100 м.



ность допустить, что радиус шара составляет не 90, а 270 м или более. В этом случае $\rho \geq 0.2$ Ом·м. Однако такая возможность исключена, поскольку, как отмечено выше, центр шара располагается в точке, где произошел подрыв заряда, т.е. на глубине 100 м.

Рис. 6. Переходные характеристики, полученные на субмеридиональном (а) и субширотном (б) профилях.

1 — измеренная в эпицентре ПЯВ; 2 — фоновая, т.е. средняя для всех точек за исключением расположенной в эпицентре; 3 — «аномальная», представляющая разность между измеренной в эпицентре и фоновой; 4 — экспоненциальная зависимость, наилучшим образом аппроксимирующая аномальный сигнал на поздних временах.

На данный момент можно лишь предположить, что камуфлетная полость и окружающие ее нарушенные породы оказались заполненными сильноминерализованными растворами, в результате чего их удельное сопротивление оказалось настолько низким, что вся нарушенная область проявляется в данных ЗМПП как локальный объект с аномально высокой электропроводностью (σ). Однако приведенная выше оценка σ дает значение, которое слишком велико, и на данный момент объяснить его в рамках разумной петрофизической модели не представляется возможным. Можно лишь утверждать, что минерализация растворов, которыми заполнена зона нарушенных пород, должна быть очень высокой. И тут возникает другая проблема, заключающаяся в необходимости ответить на вопрос: откуда минерализованные воды поступили в зону нарушенных пород?

Как можно видеть на геоэлектрических разрезах, область нарушенных пород, включая сферическую полость и столб обрушения, располагается в интервале абсолютных отметок 140—330 м. В этом же интервале расположен верхнекембрийский подмерзлотный водоносный комплекс соленых вод и слабых растворов с минерализацией от 30 до 250 г/л (при среднем значении 90 г/л). С учетом того, что удельное сопротивление хлоридных растворов с такой минерализацией по порядку величины составляет соответственно 0.1—0.5 Ом·м, насыщенность зоны нарушенных пород водами этого комплекса не могла понизить ее УЭС до 0.05 Ом·м. Более предпочтительным кандидатом представляются крепкие и весьма крепкие рассолы среднекембрийского подмерзлотного водоносного комплекса, кровля которого располагается на уровне абсолютных отметок от –165 до –185 м (см. рис. 4, в; 5, в). Поскольку эти воды имеют величину напора над кровлей 310—350 м [Алексеев, 2009], они в принципе могли бы подняться на уровень ПЯВ при условии образования в интервале от –170 до 140 абс. м субвертикальной проницаемой зоны нарушенных пород. Однако такой сценарий мало вероятен, так как известно, что такая зона возникает выше камуфлетной полости вследствие обрушения кровли. В то же время необходимо отметить тот факт, что, по данным гамма-спектрометрических измерений [Голубов и др., 2004], на нижних горизонтах карьера Удачный (–125 абс. м), где по трещинам в северо-восточном борту карьера дренируются подземные воды, концентрации продуктов распада радона и торона в которых в несколько раз повышены по сравнению с наблюдаемыми на удалении от участка разгрузки подземных вод. Как можно видеть на рис. 4, в; 5, в, именно на этом гипсометрическом уровне располагается кровля среднекембрийского водоносного комплекса и маркирующая ее кровля проводящего основания, выделенная по данным ЗМПП. Данный факт не позволяет с абсолютной уверенностью исключить возможность возникновения проницаемых зон, соединяющих сферическую зону нарушенных пород, окружающих камуфлетную полость, с расположенными ниже среднекембрийскими водоносными горизонтами.

По поводу геоэлектрического строения ВЧР необходим отдельный комментарий. По данным ЗМПП, подошва верхнего слоя образует горизонтальную непрерывную границу, при этом никаких аномалий в пределах слоя не выявлено (см. рис. 5, б), откуда, в частности, следует, что геоэлектрические характеристики верхней части разреза не претерпели заметных изменений, в том числе и в эпицентре ПЯВ. Это неожиданный результат, поскольку вследствие образования столба обрушения породы верхней части разреза должны быть сильно нарушены и разуплотнены, что должно сопровождаться резким повышением проницаемости для флюидов и, соответственно, понижением УЭС [Стогний, 2004]. В работе [Бусыгин и др., 1999] показано, что столб обрушения, особенно его краевые или так называемые откольные зоны, являются проницаемыми для флюидов. Воздух, который фильтруется через эти зоны, должен быть теплым, так как даже спустя 10—15 лет после проведения ПЯВ температура воздуха в камуфлетных полостях составляет 30—50 °С, т. е. они являются долговременными хранителями и источниками тепловой энергии.

ВЫВОДЫ

Нормальный геоэлектрический разрез участка ПЯВ «Кристалл» соответствует трех- или четырехслойной модели с проводящим основанием.

Верхний слой с сопротивлением десятки—сотни ом-метров, нижняя граница которого залегает на уровне 190—260 абс. м, образован карбонатными многолетнемерзлыми породами верхнего кембрия.

УЭС второго слоя составляет 7—10 ом·м, а его нижняя граница залегает на глубине от –20 до –190 абс. м. В геологическом отношении этот слой представлен морозными и охлажденными породами, образующими верхнекембрийский водоносный комплекс.

Третий и четвертый геоэлектрические слои образуют проводящее основание с очень низким (0.2—1.4 Ом·м) удельным сопротивлением. Положение кровли проводящего основания совпадает с положением верхней границы среднекембрийского водоносного комплекса. Хотя пластовые воды этого комплекса характеризуются высокой минерализацией (до 400 г/л), для объяснения чрезвычайно низких УЭС необходимо наличие коллекторов трещинно-порового типа с пористостью не ниже 0.25.

В эпицентре ПЯВ измерена аномальная переходная характеристика, свидетельствующая о присутствии локального проводника. В качестве вероятной причины понижения здесь электрического со-

противления рассматривается насыщение камуфлетной полости и окружающих ее нарушенных пород высокоминерализованными водами. Однако в абсолютном выражении сопротивление настолько мало (0.02 Ом·м), что объяснение этой величины при современном уровне изученности исследуемого объекта представляет проблему.

Другая проблема связана с необходимостью объяснить, каким путем рассолы, которые находятся на большой глубине, достигли того места, где располагается камуфлетная полость и окружающая ее «оболочка» в виде нарушенных пород. Кроме этого, остается невыясненным, почему, несмотря на то, что верхняя часть разреза в эпицентре взрыва подверглась сильнейшему механическому и значительному тепловым воздействиям, это не отразилось на геоэлектрическом строении ВЧР.

Хотя объем данных ЗМПП, полученных в 2008 г., недостаточен для построения детальной геоэлектрической модели объекта исследования, в результате выполненных работ удалось составить представление как о нормальном геоэлектрическом разрезе в районе ПЯВ «Кристалл», так и тех его изменениях, которые связаны с воздействием подземного ядерного взрыва. В дальнейшем целесообразно провести здесь более детальные работы, возможно, комплексом электроразведочных методов в составе ЗМПП и МТЗ, желательно с привлечением трехмерного математического моделирования. Это позволит уточнить модель объекта, ответить на возникшие вопросы, получить новую геологическую информацию, а также оценить возможность использования электроразведки для мониторинга состояния геологической среды в районе ПЯВ «Кристалл» и других подземных ядерных взрывов, произведенных в Якутии.

Исследования, описанные в настоящей статье, выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН в 2008—2009 гг. при участии сотрудников Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН и Научно-производственного предприятия геофизической аппаратуры «ЛУЧ» в рамках государственного заказа № 43 (76-08) при поддержке отдела радиационной безопасности Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия).

Авторы благодарны Г.М. Тригубовичу за критические замечания и предложения по улучшению статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Адушкин В.В., Спивак А.А. Изменение свойств горных пород и массивов при подземных ядерных взрывах // Физика горения и взрыва, 2004, т. 40, № 6, с. 15—24.

Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2009, 319 с.

Артамонова С.Ю., Разворотнева Л.И., Бондарева Л.Г., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Собакин П.И., Олесов С.Н. Экологические последствия мирных подземных ядерных взрывов в Якутии // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека (Материалы III Международной конференции, г. Томск, 23—27 июня 2009 г.). Томск, СГТ, 2009а, с. 66—68.

Артамонова С.Ю., Разворотнева Л.И., Бондарева Л.Г., Собакин П.И., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Олесов С.Н. Экологические последствия мирных подземных ядерных взрывов на примере объектов «Кристалл» и «Кратон-3» // Материалы VI Российского совещания «Радиохимия-2009» (Москва, 12—16 октября, 2009). Озерск, ФГУП «ПО «Маяк», 2009б, с. 313.

Бурцев И.С., Степанова С.К., Колодезникова Е.Н., Архипов А.Д. Опыт работы по обследованию подземных ядерных взрывов и отвалов урансодержащих руд на территории Якутии // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы II Республиканской научно-практической конференции. Якутск, ЯФГУ «Изд-во СО РАН», 2004, с. 56—67.

Бусыгин В.П., Андреев А.И., Косолапов С.А. Термический режим дневной поверхности в эпицентральной зоне подземных ядерных взрывов // Физика Земли, 1999, № 11, с. 68—74.

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.

Вахромеев Г.С., Кожевников Н.О. Методика нестационарных электромагнитных зондирований в рудной электроразведке. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1988, 224 с.

Голубов Б.Н., Сапожников Ю.А., Горальчук А.В. Миграция радионуклидов из полости подземного термоядерного взрыва «Кристалл» в алмазодобывающий карьер «Удачный» // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы II Республиканской научно-практической конференции. Якутск, ЯФГУ «Изд-во СО РАН», 2004, с. 182—192.

Горбунова Э.М., Спивак А.А. Изменение режима подземных вод при подземных ядерных взрывах // Геоэкология, 1997, № 6, с. 29—37.

- Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А.** Петрофизика. М., Недра, 1991, 368 с.
- Дроздов А.В.** Структурно-тектонические критерии оценки приемистости массивов для захоронения сточных вод алмазодобывающих предприятий в криолитозоне Западной Якутии // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 27—45.
- Кауфман А.А.** Основы теории индуктивной рудной электроразведки. Новосибирск, Наука, 1974, 352 с.
- Кауфман А.А., Морозова Г.М.** Теоретические основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне. Новосибирск, Наука, 1970, 123 с.
- Климовский И.В., Готовцев С.П.** Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, Наука, 1994, 168 с.
- Климовский И.В., Готовцев С.П., Шепелев В.В.** Гидрогеокриологические условия полигона подземного захоронения дренажных вод трубки «Удачная» // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 45—50.
- Кобранова В.Н.** Петрофизика. М., Недра, 1986, 392 с.
- Кожевников Н.О., Плотников А.Е.** Оценка возможностей метода переходных процессов при изучении верхней части геологического разреза // Геофизика, 2004, № 6, с. 33—38.
- Матвеев Б.К.** Интерпретация электромагнитных зондирований. М., Недра, 1974, 232 с.
- Мельников В.П., Оберман Н.Г., Велижанина И.А., Давиденко Н.М.** Воздействие подземных ядерных взрывов на природную среду Севера // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 280—291.
- Микуленко К.И., Чомчоев А.И., Бурцев И.С.** Региональное районирование территории Якутии с позиций геологической устойчивости // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы II Республиканской научно-практической конференции. Якутск, ЯФГУ «Изд-во СО РАН», 2004, с. 67—75.
- Микуленко К.И., Чомчоев А.И., Готовцев С.П.** Геолого-географические условия проведения и последствия подземных ядерных взрывов на территории Республика Саха (Якутия). Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006, 196 с.
- Рабинович Б.И.** Основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне. Иркутск, ИПИ, 1987, 52 с.
- Стогний В.В.** Локальный геофизический мониторинг мест проведения подземных ядерных взрывов в Якутии // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы II Республиканской научно-практической конференции. Якутск, ЯФГУ «Изд-во СО РАН», 2004, с. 252—260.
- Тригубович Г.М., Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г.** 3D-электроразведка становлением поля. Новосибирск, Наука, 2009, 218 с.
- Яблоков А.В.** «Чудище обло, озорно, огромно, стозевно и лайя...»: рассказ эколога об атомной индустрии. Иркутск, «Байкальская экологическая волна», 2009, 132 с.

*Рекомендована к печати 7 октября 2010 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
25 мая 2010 г.*