

**МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МИРНОГО  
ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (Якутия)  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

**С.Ю. Артамонова, Н.О. Кожевников\*, Е.Ю. Антонов\***

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

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

Статья посвящена геолого-геофизической интерпретации результатов электромагнитных зондирований методом переходных процессов и выяснению изменений геологической среды после подземного ядерного взрыва «Кратон-3». Взрыв был произведен 24.08.1978 г. на глубине 577 м в среднекембрийских известняках на восточной окраине Тунгусской синеклизы (Западная Якутия). Для геологической среды района характерно наличие многолетнемерзлых пород мощностью от 100 до 300 м и напорной системы подземных водоносных горизонтов с натрий-кальций-хлоридными высокоминерализованными (до 400 г/л) криопэгмами и рассолами.

Особенностью геологической среды является близкое соседство объекта «Кратон-3» с тектоническим разломом: эпицентр взрыва располагался всего в 160 м от уреза местной реки Марха, по руслу которой на дневную поверхность выходит разломная зона.

Измерения на 22 пикетах по трем профилям позволили выявить, что ненарушенной геологической среде района свойственно горизонтально-слоистое строение. Верхний слой мощностью ~ 150—200 м с высоким удельным электрическим сопротивлением соответствует многолетнемерзлым породам, в которых вода находится в виде льда. Наиболее низкотемпературные сухие породы с удельным электрическим сопротивлением до 1200 Ом·м наблюдаются на водораздельных ландшафтах по правому борту р. Марха. Вдоль зоны тектонического разлома на ландшафтах низкого склона долины реки, включая эпицентр взрыва, фиксируется понижение удельного электрического сопротивления многолетнемерзлой толщи в 10—40 раз, что мы связываем с деградацией многолетней мерзлоты и развитием таликов.

Нижележащие высокопроводящие слои нами соотнесены с верхнекембрийским и I среднекембрийским подземными водоносными горизонтами, насыщенными рассолами. На центральном профиле наблюдается высокая изменчивость уровней верхнекембрийских рассолов, в особенности по зоне тектонического разлома вдоль реки по ее левому борту. Над полостью взрыва наблюдается локальная гидрогеологическая аномалия: поднятие уровней высокопроводящего основания — рассолов I среднекембрийского подземного водоносного горизонта, вероятнее всего, по столбу обрушения, сформированному над полостью взрыва — до 300 м при латеральной протяженности аномалии до 400 м. Предполагается наличие пути массо- и энергопереноса из зоны взрыва по системе «полость взрыва—столб обрушения—трещиноватая зона тектонического разлома—дневная поверхность» при участии напорных подземных рассолов.

*Мирный подземный ядерный взрыв (МПЯВ), геотехногенная система, геологическая среда, криолитозона, электромагнитное зондирование, экологический риск, Сибирская платформа, Тунгусская синеклиза.*

**PERMAFROST AND GROUNDWATER SETTINGS AT THE SITE OF «KRATON-3»  
PEACEFUL UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION (Yakutia), FROM TEM DATA**

**S.Yu. Artamonova, N.O. Kozhevnikov, and E.Yu. Antonov**

Geological and geophysical interpretation of TEM data has revealed changes to the subsurface from the «Kraton-3» peaceful underground nuclear explosion (PUNE). The explosion was conducted on 24 August 1978 at a depth of 577 m in Middle Cambrian limestone on the eastern periphery of the Tunguska basin (Western Yakutia). The site is located in an area of 100 to 300 m thick permafrost and pressurized aquifers with

Na-Ca-Cl brines (up to 400 g/l TDS) and cryopegs. The «Kraton-3» epicenter is only 160 m away from a fault emerging along the Markha River.

TEM responses collected at 22 stations along three profiles image a layered-earth background resistivity pattern. The highly resistive uppermost layer, ~ 150–200 m thick, consists of perennially frozen ice-rich rocks. Dry permafrost on watersheds of the Markha right side reaches 1200 Ohm · m, while the hypsometrically lower frozen ground along the fault is 10 to 40 times less resistive. That is exactly the place of the PUNE epicenter, and the resistivity lows may record permafrost degradation and taliks (unfrozen layers).

The layers below are conductive and correspond to Upper Cambrian and Middle Cambrian (I) aquifers with brines. The top of the Upper Cambrian aquifer along the central profile is highly variable in depth, especially along the fault on the river left bank. The data indicate a local groundwater anomaly above the explosion: the Middle Cambrian I brines, which show up as a conductor in the resistivity pattern, become ~300 m shallower, most likely rising along the rubble chimney above the UNE containment cavity; the lateral extent of the anomaly reaches 400 m. There may exist paths for mass and heat transport maintained by pressurized brines in the system «containment cavity–rubble chimney–fault zone–ground surface».

*Peaceful underground nuclear explosion (PUNE), geological–technological system, subsurface, groundwater, permafrost, TEM survey, environment risk, Siberian craton, Tunguska basin*

---

## ВВЕДЕНИЕ

Объекты мирных подземных ядерных взрывов (МПЯВ) являются сложными геотехногенными системами с длительной историей развития, начиная с момента сильного термобарического и радиационного воздействия на вмещающую геологическую среду и последовавшими процессами релаксации вот уже более 20—30 лет. Полости этих взрывов нужно рассматривать как неконтролируемые неизолированные подземные пункты размещения особых радиоактивных отходов. Необходимость изучения состояния недр у объектов МПЯВ не подлежит сомнению. Только зная современное состояние этих геотехногенных систем, можно делать прогнозы и предпринимать необходимые меры по снижению экологических рисков, связанных с этими опасными объектами.

МПЯВ «Кратон-3» мощностью 22 кт в ТЭ был произведен 24 августа 1978 г. в 38 км к востоку от пос. Айхал на правом берегу р. Марха в Западной Якутии. Нарушения в технологии забивки скважины, называемой боевой (в которую закладывался заряд для взрыва), привели к аварийному выбросу через устье скважины ~ 2 % общей активности в виде газопылевого облака. Целью данной статьи является создание модели геологической среды объекта МПЯВ «Кратон-3» на основе данных электромагнитных зондирований методом переходных процессов.

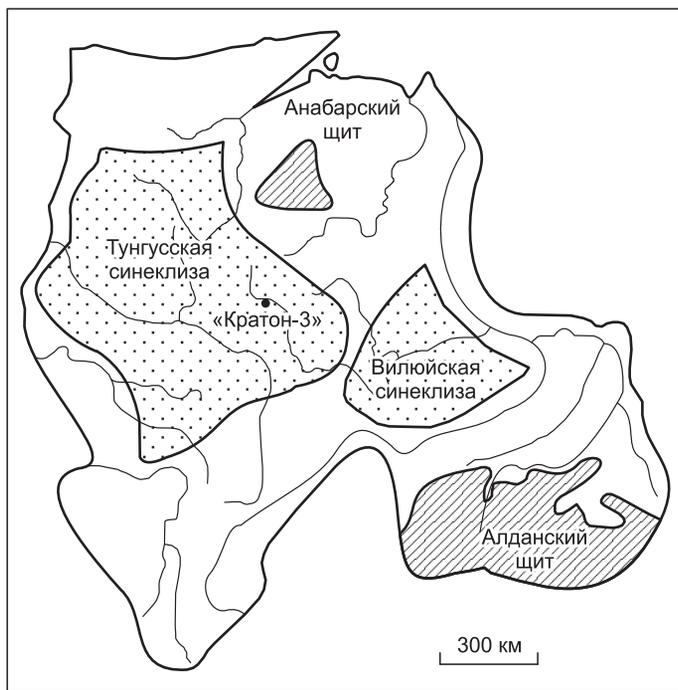
### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

В геоморфологическом отношении район представляет собой среднерасчлененное плато и относится к Среднесибирскому плоскогорью. Местный рельеф холмисто-увалистый, абсолютные высоты водораздела находятся на уровне 400—440 м, врез рек составляет примерно 100—150 м. Вблизи объекта «Кратон-3» уровень р. Марха равен примерно 290 абс.м.

В геологическом отношении район расположен на восточной окраине Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (рис. 1), сложенной породами нижнего ордовика, кембрия и эдиакария с согласными стратиграфическими границами [Алексеев, 2009]. Отложения накапливались в условиях мелководного моря, и представлены в основном известняками и доломитами и их глинистыми, мергелистыми разновидностями горизонтального или моноклиального залегания с падением в юго-западном направлении до 10—12° в сторону центральных частей древнего моря. Осадочная толща с общей мощностью 2400 м несогласно залегает на кристаллическом фундаменте архея (рис. 2).

Породы эдиакария представлены доломитами, строматолитовыми доломитами с прослоями мергелей и песчаников с мощностью всего до 190 м. Основную часть геологического разреза района составляют кембрийские известняки и доломиты с общей мощностью около 2 км. Нижнеордовикские известняки с прослоями аргиллитов мощностью 240 м подстилают дневную поверхность. Четвертичные отложения, представленные аллювиальными суглинками, галечниками, щебнем, имеют ограниченное распространение и в основном приурочены к пониженным участкам рельефа. Мощность рыхлых четвертичных отложений на водоразделах и склонах до 2 м, в долинах — до 10 м.

Район работ находится в пределах криолитозоны. Многолетнемерзлые толщи слагают верхние 100—300 м геологического разреза, в них вода находится в виде льда. Ниже залегают охлажденные породы, содержащие высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой (криопэги), морозные породы с отрицательной температурой и сухие. Изотерма с температурой 0 °С залегает на глубине 800—1050 м [Климовский, Готовцев, 1994].



**Рис. 1. Схема района МПЯВ «Кратон-3» на Сибирской платформе.**

Подземные водоносные горизонты по латерали не выдержаны. Их протяженность коррелирует с зонами распространения трещиноватых и закарстованных пород, которые, как правило, приурочены к определенным горизонтам геологического разреза и особенно развиты у зон тектонических нарушений (разломов).

В интервале +50...–100 абс.м залегают пестроцветные трещиноватые глинистые известняки, доломиты с псевдоморфозами каменной соли, с отдельными закарстованными пластами доломитов и известняков маркокинской свиты верхнего кембрия (мощностью 132 м). Здесь выделяется маловодный *верхнекембрийский водоносный горизонт* трещинно-порового типа в тонких трещиноватых глинистых известняках мар-

кокинской и верхней части мархинской свит на глубинах от –100 до +50 абс.м с общей мощностью от 2–3 до 10–30 м. Минерализация вод изменяется от 30 до 200 г/дм<sup>3</sup> при среднем значении 90 г/дм<sup>3</sup>.

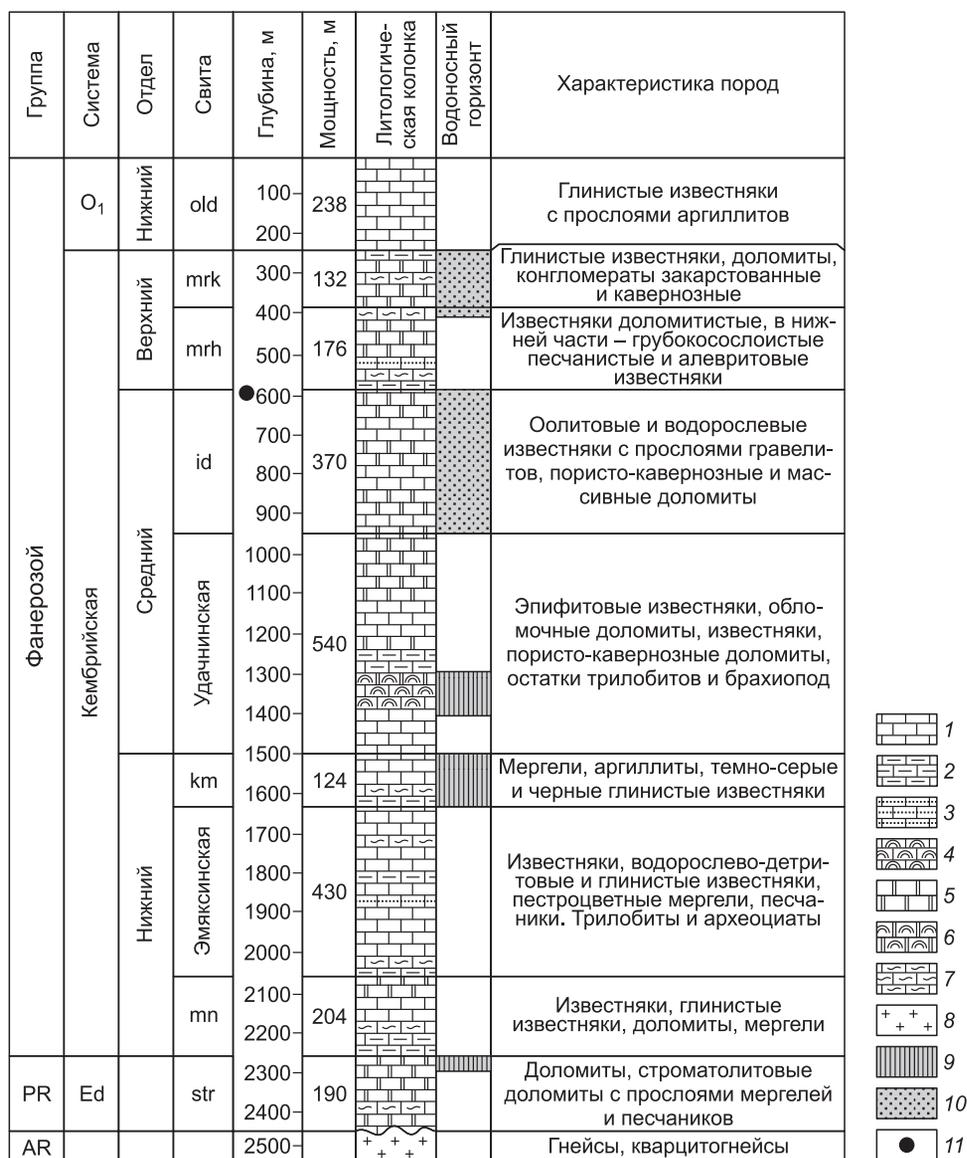
Нижезалегающие породы мархинской свиты верхнего кембрия представлены известняками и их глинистыми, песчанистыми и доломитистыми разновидями (см. рис. 2). Глинистые известняки этой свиты служат верхним водоупором для I *среднекембрийского водоносного горизонта*, приуроченного к кавернозной известняково-доломитовой пачке на интервале –300...–600 абс. м, со средней мощностью 250 м и средней минерализацией натрий-кальций-хлоридных рассолов 300 г/дм<sup>3</sup>. Тип коллекторов кавернозно-поровый. При плотности рассолов ~ 1.22 г/см<sup>3</sup> и пластовых давлениях 4.5–9 мПа [Алексеев, 2009] напор над кровлей составляет от 360 до 730 м. Водоупорами снизу являются плотные доломиты удачининской свиты.

II *среднекембрийский водоносный горизонт* распространен главным образом в зонах биогерм на глубинах –1000...–1120 абс.м, напор над кровлей по разным данным: 310–350 м [Микуленко и др., 2006] и ~ 565, местами до 1270 м [Алексеев, 2009]. Характерны магний-натрий-кальций-хлоридные рассолы с минерализацией до 400 г/дм<sup>3</sup>. Тип коллекторов преимущественно кавернозно-поровый.

Выделяются *нижнекембрийский и верхнепротерозойский водоносные комплексы* с высоким напором над кровлей (1200–2100 м), с минерализацией рассолов около 400 г/дм<sup>3</sup> [Микуленко и др., 2006, Алексеев, 2009].

Напор в подземных водоносных горизонтах увеличивается с глубиной, а по горизонтали — к центру Тунгусской синеклизы, и это является одной из особенностей геологической среды.

В локальном масштабе геология и гидрогеология изучены весьма скудно. Известно, что вдоль р. Марха на поверхность выходит зона тектонического разлома [Микуленко и др., 2006] северо-западного простирания с углом падения 55° на северо-восток. А устье боевой скважины расположено всего в 160 м от берега реки. Таким образом, взрыв «Кратон-3» был произведен у тектонического разлома. Данные, полученные при проходке боевой скважины на глубину ~ 580 м, к сожалению, недоступны, а после взрыва какие-либо буровые работы уже не проводились. Известно только, что в интервале 165–186 м боевой скважины был установлен участок трещиноватых пород, через который шло интенсивное поглощение бурового раствора [Микуленко и др., 2006]. На водопоглощающем участке скважины в 1978 г. трижды устанавливались изоляционные мосты путем закачки цементного раствора. При опрессовке скважины после разрушения 1-го моста давление в скважине поднялось до 15 атм. и после прекращения подачи воды в течение четырех минут упало до 0 атм. В дальнейшем проверка скважины на герметичность не производилась. Этот участок трещиноватости нами принят за местный тектонический разлом, выходящий на дневную поверхность западнее по руслу реки. Заряд был заложен в кровельной части среднекембрийских глинистых и мергелистых известняков на глубине 577 м.



**Рис. 2.** Сводная литологическая колонка (с уровнями распространения подземных водоносных горизонтов) района МПЯВ «Кратон-3» с использованием данных скв. 51, 703, 95 [Алексеев, 2009].

1–4 — известняки: 1 — чистые, 2 — глинистые, 3 — песчаные, 4 — органогенные; 5, 6 — доломиты: 5 — чистые, 6 — органогенные, 7 — мергели; 8 — кристаллические породы фундамента; 9 — верхнепротерозойский, нижнекембрийский и II среднекембрийский водоносные горизонты; 10 — I среднекембрийский и верхнекембрийский водоносные горизонты; 11 — положение места взрыва в геологическом разрезе. Свиты: str — старореченская, mn — манькайская, km — куонамская, id — известняково-доломитовая пачка, mrh — мархинская, mrk — маркокинская. Ed — эдиакарий.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ

К настоящему времени накоплен обширный экспериментальный материал и развиты теоретические модели, позволяющие определить размеры механического воздействия МПЯВ на вмещающие породы [Садовский, Родионов, 1971; Андрушин и др., 2000; Адушкин, Спивак, 2004, 2007]. Воздействие МПЯВ «Кратон-3» на вмещающую геологическую среду определено с помощью экспериментальных формул. Кроме того, проведено одномерное математическое моделирование с помощью программного комплекса «Master Professional» v.1.0 на основе принципов связанно-лагранжевой 1D (линейной) гидродинамики, упругопластики, детонации для расчета течений, сопровождающихся звуковыми, ударными, детонационными волнами с учетом упругопластического деформирования, откольного разрушения [Руденко и др., 2006].

Приведенная глубина заложения заряда, равная  $H_{\text{пр}} = H/E^{1/3} = 577 \text{ м}/22^{1/3} \text{ кт}^{1/3} = 206 \text{ м/кт}^{1/3}$ , обеспечивала типичный камуфлетный взрыв. Разгерметизация боевой скважины, несомненно, осложнила картину события, но при оценке зон механического воздействия взрыва на геологическую среду объекта «Кратон-3» на данном этапе не учитывалась.

Размер полости взрыва (ее объем или радиус) является одним из основных характеристик действия подземного ядерного взрыва. Для оценок размеров полости воспользовались формулой Родионова [Адушкин, Спивак, 2007] при условии превышения прочности пород на сжатие  $\sigma_*$  (Па) над пластическим давлением  $\rho gH$  (Па):  $\sigma_* > \rho gH$ , где  $\rho$  — плотность пород ( $\text{г/см}^3$ ),  $g$  —  $9.8 \text{ (м/с}^2)$ ,  $H$  — глубина (м). Формула правильно передает зависимость радиуса полости от свойств грунта: от прочности на сжатие  $\sigma_*$  и акустической жесткости  $\rho C_p^2$ :

$$R_{\text{полости}} = E^{1/3} \frac{354.6}{(\rho C_p^2 \sigma_{\text{сжатия}})^{1/9}}, \quad (1)$$

где  $R_{\text{полости}}$  — радиус полости взрыва (м),  $E$  — мощность взрыва (кт в ТЭ);  $\rho$  — плотность карбонатных пород ( $\text{г/см}^3$ ),  $C_p$  — скорость звука (м/с);  $\sigma_{\text{сжатия}}$  (или  $\sigma_*$ ) — прочность пород на сжатие (Па).

Радиус полости взрыва, согласно формуле (1), составляет от 29 до 32 м при скорости звука ( $C_p$ ) от 5400 до 3500 м/с. Плотность карбонатных пород принималась равной  $\rho = 2.38 \text{ г/см}^3$ ,  $\sigma_{\text{сжатия}}$  (или  $\sigma_*$ ) =  $0.1 \text{ ГПа}$ . Математическое моделирование показало, что полость сформировалась уже на время 30—40 мс, ее радиус составлял 24 м, что близко к расчетам по экспериментальным формулам (в пределах  $\pm 20 \%$ ).

Радиус зоны дробления  $R_{\text{дроб.}}$ , равный 112—133 м, получен по формуле

$$R_{\text{дроб.}} = R_{\text{полости}} \left( \frac{\rho C_p^2}{4\sigma_*} \right)^{1/3}. \quad (2)$$

Радиус зоны трещиноватости, равный 168—199 м, оценен по формуле

$$R_{\text{трещин}} = R_{\text{дробления}} \left( \frac{\sigma_*}{2(\sigma_{\text{откол}} + \rho gH)} \right)^{1/2}, \quad (3)$$

где  $\sigma_{\text{откол}}$  — прочность пород на откол или растяжение в рассматриваемом случае приравнен  $\sigma_{\text{откол}} = 0.01 \text{ ГПа}$ .

Отметим условность этих зон. В реальности, это означает, что в зонах происходит нарушение сплошности среды и возникновение блочного иерархического состава разрушенной геологической среды. Выделенные зоны механического разрушения имеют асимметричную форму и максимальные изменения ориентированы в направлении к дневной поверхности, также большую роль в развитии этих зон имеют искусственно созданные ослабленные участки в массиве [Адушкин, Спивак, 2007]. Какую роль сыграла разгерметизация стволовой части скважины на формирование зон механического поражения на объекте «Кратон-3» остается еще открытым вопросом, который, возможно, будет выяснен путем 3D-моделирования.

Согласно результатам математического моделирования, на расстоянии 100 м от центра взрыва максимальное смещение породы достигало 0.42 м, максимальное радиальное давление — 0.8 ГПа, на расстоянии 200 м — 0.17 м и 0.13 ГПа соответственно.

На определенном этапе развития взрыва в его центре падает давление, горный массив начинает двигаться внутрь (навстречу полости). Этот эффект типичен для взрывов в прочных породах, не очень явно выражен в малопрочных грунтах, отсутствует в пластических грунтах (глина, соль) и не учитывается эмпирическими формулами. Как раз за счет этого эффекта, согласно математическому моделированию, в массиве сформировалась зона камуфлетности (зона со сжимающими напряжениями и повышенной плотностью) в интервале 100—300 м от центра взрыва, которая препятствует выходу радиоактивности из полости взрыва. В промежуток времени 30—60 мс в 100 м от центра взрыва давление резко упало и на время 70—80 мс «наступило» возвратное движение массива, т.е. грунт начал двигаться внутрь (навстречу полости), скорость стала отрицательной. На расстоянии в 200 м давление падает, идет возвратное движение грунта в промежутке времени с 55 до 90 мс. Эта зона камуфлетности разрушается на поздних временах за счет прихода волны разгрузки от свободной поверхности (сотни мс), образующей откольную зону, и за счет образования столба обрушения (секунды—часы).

В диапазоне глубин заложения взрыва  $\sim 100$ — $200 \text{ м/кт}^{1/3}$  характерен откол поверхностного слоя грунта. При приведенной глубине  $206 \text{ м/кт}^{1/3}$  по результатам математического моделирования глубина зоны откола от дневной поверхности на объекте «Кратон-3» составила  $\sim 120 \text{ м}$ . Площадь откольной

зоны на дневной поверхности описывается радиусом  $R \sim 300\text{—}400 \text{ м/кт}^{1/3}$  или  $840\text{—}1120 \text{ м}$  для взрыва «Кратон-3».

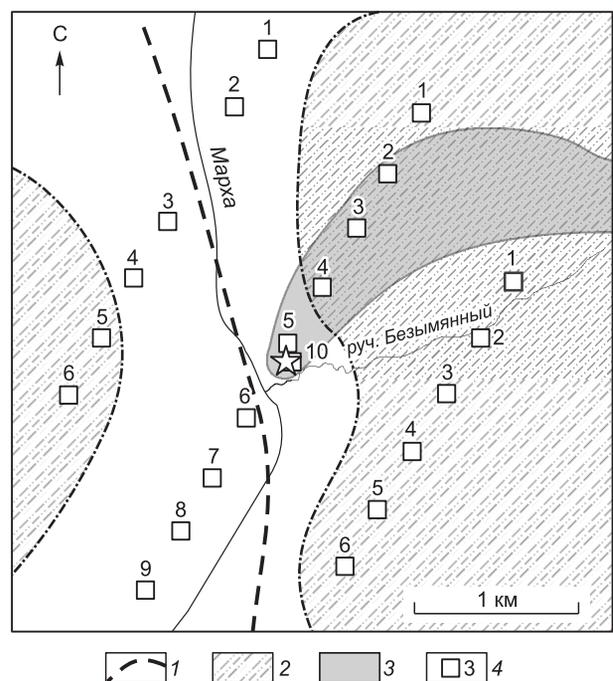
Высота столба обрушения оценивается в  $6\text{—}8 R_{\text{полости}}$  [Адушкин, Спивак, 2007], что с учетом прочностных свойств известняков оценивается нами  $\sim 186\text{—}249 \text{ м}$ , но реальная высота столба обрушения неизвестна. Следует отметить, что размеры столба обрушения зависят от многих параметров геологической среды и термодинамики продуктов взрыва.

Принципиальное влияние на время обрушения и на сам факт обрушения оказывает геологическое строение массива, в первую очередь, тектонические разломы и трещиноватость пород. В рассматриваемом случае в интервале  $391\text{—}412 \text{ м}$  выше точки заложения заряда (центра взрыва) (или на глубине  $165\text{—}186 \text{ м}$ ) при проходке боевой скважины была зафиксирована трещиноватая водопоглощающая зона, которую мы связываем с тектоническим разломом северо-восточного простирания. Достиг ли столб обрушения этой разломной зоны — остается открытым вопросом.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Наличие многолетней мерзлоты и подземных водоносных горизонтов, насыщенных рассолами, обуславливают высокую геоэлектрическую контрастность местной геологической среды. Мерзлым и сухим породам присуще высокое удельное электрическое сопротивление (УЭС), водонасыщенным слоям — низкое, а слоям с высокоминерализованными рассолами, являющимися природными электролитами, — очень низкое. Поэтому для изучения геоэлектрического разреза в районе МПЯВ «Кратон-3» выбран метод переходных процессов, хорошо зарекомендовавший себя при изучении района МПЯВ «Кристалл» [Артамонова и др., 2012; Кожевников и др., 2012]. В августе 2008 г. проведены электромагнитные зондирования методом переходных процессов (ЗМПП) на участке «Кратон-3» по трем субмеридиональным (азимут  $26^\circ$ ) параллельным профилям, отстоящим друг от друга на  $1 \text{ км}$ . Самый протяженный  $3300 \text{ м}$  — центральный профиль проходит через эпицентр МПЯВ (рис. 3), боковые профили короче: восточный —  $2000 \text{ м}$ , западный —  $2400 \text{ м}$ . Полевые работы ЗМПП проводились по традиционной методике [Ванчугов, Кожевников, 1998]. Измерения переходных характеристик выполнены симметричной установкой «петля в петле» на 22 пикетах. Одним из преимуществ такой установки является совпадение точки записи с ее центром. Размер генераторной петли составлял  $200 \times 200 \text{ м}$ , приемной —  $50 \times 50 \text{ м}$ . 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  $400 \text{ м}$ .

Измерения переходных характеристик выполнены с помощью электроразведочной станции SGSTEM [Кожевников, Плотников, 2004], включающей следующие блоки: бортовой модуль в составе компьютера класса Laptop и адаптер линии связи; устройство синхронизации и измерения тока; два телеметрических измерителя. Один измеритель использовался для регистрации нестационарной ЭДС  $e(t)$  в приемной петле, второй — для измерения тока  $I$  в генераторной петле. Шаг дискретизации по времени был равен  $31 \text{ мкс}$ , поэтому регистрация переходных характеристик производилась с достаточной детальностью. Измерения на каждом пикете представляли собой усреднение временного ряда, включавшего  $50$  пар переходных характеристик от разнополярных импульсов; на каждом пикете производилась серия не менее  $10$  измерений. Таким образом, общее число накоп-



**Рис. 3. Расположение профилей ЗМПП и номера пикетов на объекте МПЯВ «Кратон-3».**

1 — предположительная зона тектонического разлома; 2 — поле распространения многолетнемерзлых пород с высоким УЭС (экстраполяция), 3 — сухостойный лес, погибший вследствие прорыва радиоактивности при взрыве; 4 — пикет и его номер. Звездочкой показано устье боевой скважины.

лений на каждом пикете было не менее  $10^3$ , благодаря чему отношение сигнал/помеха удавалось повысить в 30 раз и более.

Импульсы тока чередующейся полярности формировались с регулируемым периодом повторения 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. Благодаря отсутствию промышленных помех, даже при таком умеренном токе в генераторной петле удалось выполнить измерения переходных процессов до времен порядка 100—150 мс, что обеспечило глубину исследований порядка 400—550 м. Начальное время регистрации  $t_{\min}$ , которое определяет минимальную глубину исследований, составляло в среднем 0.2 мс.

Измерялась ЭДС в приемной петле, приведенная к току в генераторной, затем рассчитывалось кажущееся УЭС  $\rho_\tau$  (Ом·м) по формуле:  $\rho_\tau(t) = \left[ \frac{IS_\Gamma S_{II}}{e(t)20\pi\sqrt{\pi}} \right]^{2/3} \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}$ , где  $t$  — время (с);  $S_\Gamma$  и  $S_{II}$  — соответственно площадь генераторной и измерительной петель ( $m^2$ );  $e(t)$  — ЭДС, индуцируемая в приемной петле (В);  $I$  — ток в генераторной петле (А);  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  (Гн/м) — магнитная проницаемость вакуума [Кауфман, Морозова, 1970].

График зависимости кажущегося удельного сопротивления от времени, измеренный на некоторой точке, называется кривой кажущегося удельного сопротивления или кривой  $\rho_\tau$ . Эта кривая в наглядной форме отражает изменение кажущегося — и в какой-то мере истинного — сопротивления с глубиной.

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

$$H_{эф} = k\sqrt{t\rho_\tau(t)}, \quad (4)$$

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 ЗМПП при расчете  $H_{эф}$  было принято, что  $k = 500—800$  [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><sup>1</sup>. На рис. 4 слева показаны типичные измеренные полевые и модельные кривые  $\rho_\tau$  на двух выбранных пикетах: № 3 восточного профиля и № 10 в эпицентре МПЯВ «Кратон-3» центрального профиля. Справа приведены варианты геоэлектрических моделей, т.е. распределения УЭС по глубине. Относительное среднеквадратичное расхождение между измеренными и модельными данными для 1-го варианта (см. рис. 4, б) составило 4 и 5 % соответственно. На основании представления о геологическом строении района [Микуленко и др., 2006; Алексеев, 2009] в кровле высокопроводящего слоя ЛЗ большой мощности, соответствующего по положению в разрезе известнякам и доломитам маркокинской и мархинской свит верхнего кембрия, выделен маломощный горизонт С1 с очень низкими УЭС (см. рис. 2, в). Благодаря введению слоя С1 среднеквадратичное расхождение между измеренными и модельными данными уменьшилось в 1.5 раза. Этот тонкий слой мы соотнесли с верхнекембрийским маловодным водоносным горизонтом, содержащим рассолы.

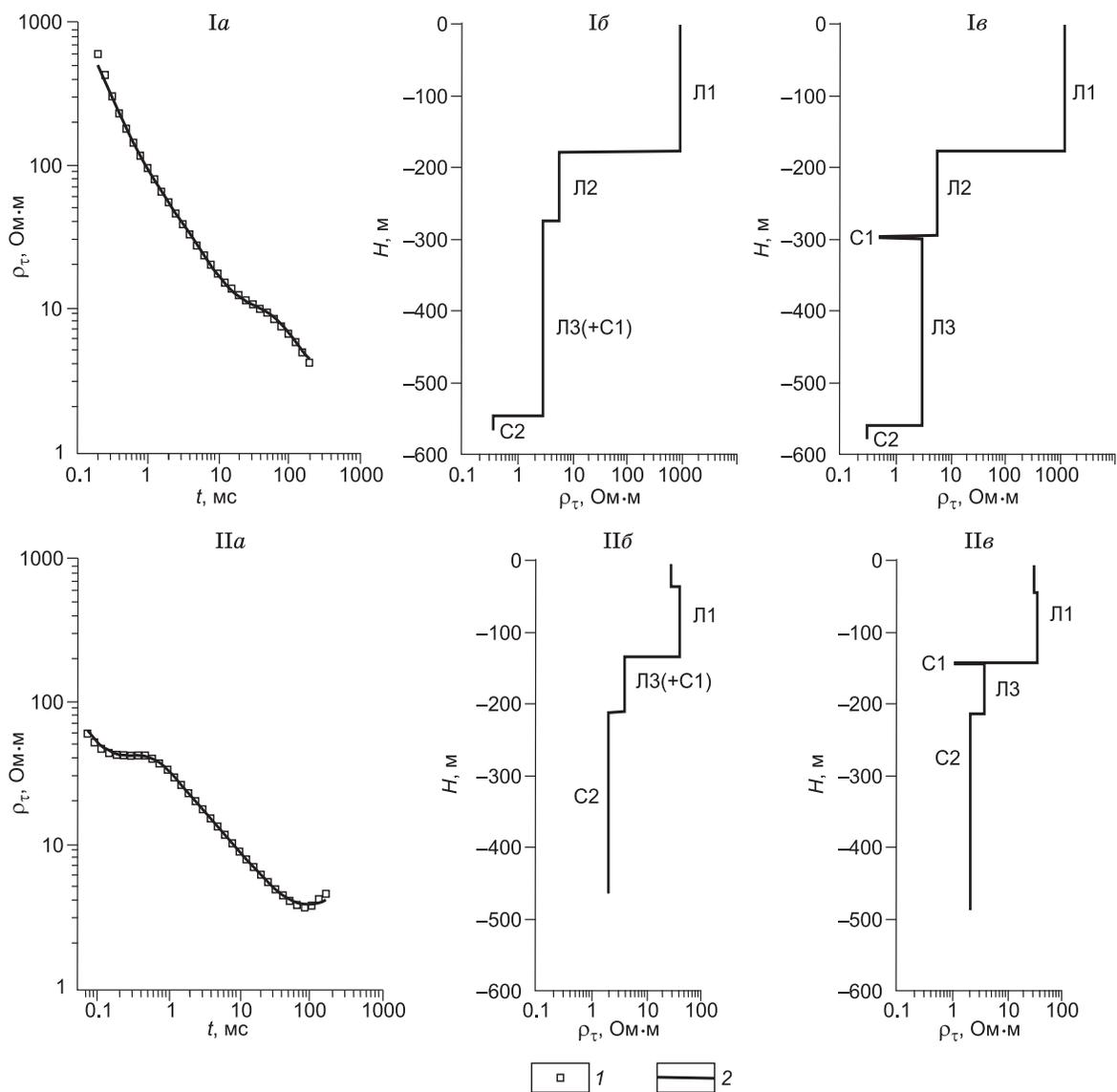
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кривые кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_\tau$ , измеренные на 22 пикетах трех профилей (рис. 5), характеризуются как общими чертами, так и отличиями.

Обращает на себя внимание тот факт, что кривые  $\rho_\tau$  *восточного профиля*, расположенного на водоразделе по правому борту р. Марха (см. рис. 3), наиболее однообразны (см. рис. 5, а). Здесь кривые  $\rho_\tau$  на ранних временах расходятся совсем немного, а на поздних временах идентичны друг другу. На самых ранних временах ( $t < 0.2—0.3$  мс) кривые  $\rho_\tau$  указывают на очень высокие УЭС. Кривые  $\rho_\tau$  на временах около 10 мс практически сливаются. Здесь, на отрезке времен 10—30 мс нами выделен переходный второй слой с низкими УЭС. На временах  $t \sim 30—100$  мс выделяется третий слой с еще более низким удельным сопротивлением. Поскольку на самых поздних ( $t > 100$  мс) временах наклон кривых  $\rho_\tau$  усиливается, это свидетельствует о том, что в основании разреза залегают породы с очень низкими значениями УЭС. В данном случае применимо слово «угадывается», поскольку низкие уровни сигналов на поздних временах допускают большие погрешности в трактовке результатов.

На рис. 6 результаты ЗМПП представлены в виде графиков профилирования  $\rho_\tau$ . На временах около 10 мс графики  $\rho_\tau$  сближаются (см. рис. 6, а), что указывает на присутствие в разрезе горизонтальной

<sup>1</sup> Разработаны Е.Ю. Антоновым



**Рис. 4. Измеренные и модельные кривые кажущегося удельного сопротивления ( $\rho_{\tau}$ ) (а) и геоэлектрические модели (б — первый вариант, в — второй вариант).**

I — в 1 км к востоку от эпицентра МПЯВ «Кратон-3» (пикет № 3 восточного профиля), II — в эпицентре (пикет № 10 центрального профиля). 1 — измерения, 2 — модель.

Сокращенные названия геоэлектрических слоев приведены в таблице.

границы, разделяющей вышележащие высокоомные и подстилающие их низкоомные породы. В целом графики  $\rho_{\tau}$  на всем протяжении восточного профиля ровные, что свидетельствует о латерально-однородном геоэлектрическом строении геологической среды этого участка. В целом геоэлектрический разрез восточного профиля соответствует модели  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ , где  $\rho_1, \rho_2, \rho_3$  — УЭС выделенных слоев с нумерацией сверху,  $\rho_4$  — УЭС основания.

Кривые  $\rho_{\tau}$  центрального профиля образуют две группы (см. рис. 5, б). Кривые четырех пикетов № 1—4 северного фланга, расположенных на водоразделе, подобны кривым  $\rho_{\tau}$  восточного профиля и похожи между собой, но отличаются от остальных кривых данного профиля. На ранних временах ( $t < 0.2-0.3$  мс) породам присущи высокие УЭС в отличие от других кривых профиля, но по сравнению с УЭС восточного профиля заметно более низкие. От пикета № 1 к пикету № 4 уровни кривых  $\rho_{\tau}$  на ранних временах ( $t \leq 10$  мс) последовательно снижаются, т.е. на этом отрезке профиля от водораздела по направлению к долине реки наблюдается тренд снижения значений  $\rho_{\tau}$ .

На временах около 10 мс, что соответствует эффективным глубинам порядка 200 м, кривые  $\rho_{\tau}$  сгущаются, это указывает на присутствие здесь горизонтальной границы, разделяющей вышележащие

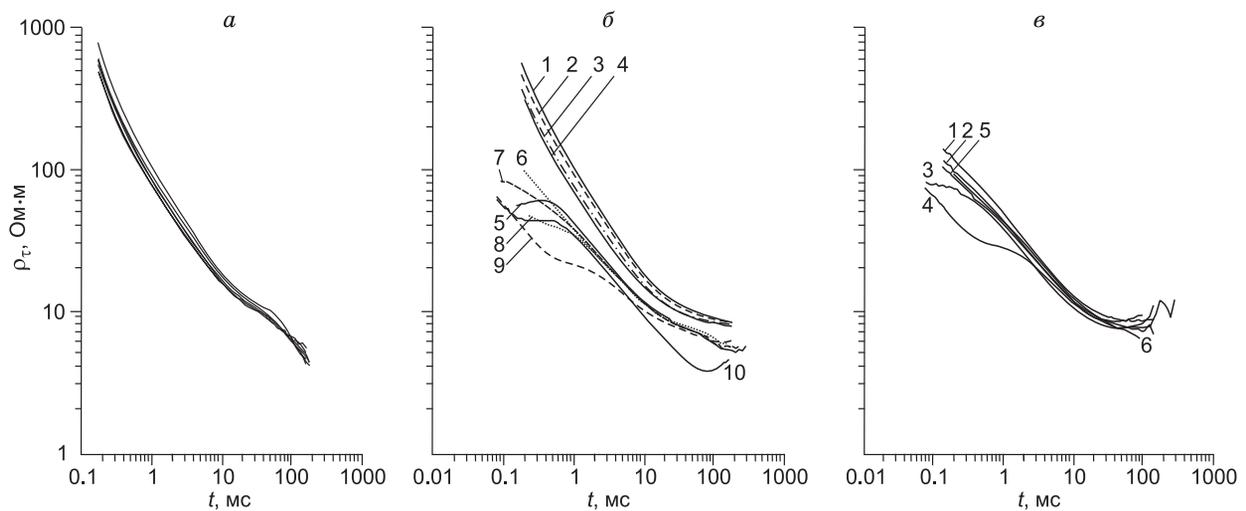


Рис. 5. Кривые кажущегося удельного сопротивления  $\rho_{\tau}$ , измеренные на восточном (а), центральном (б), западном (в) профилях.

1—10 — номера пикетов.

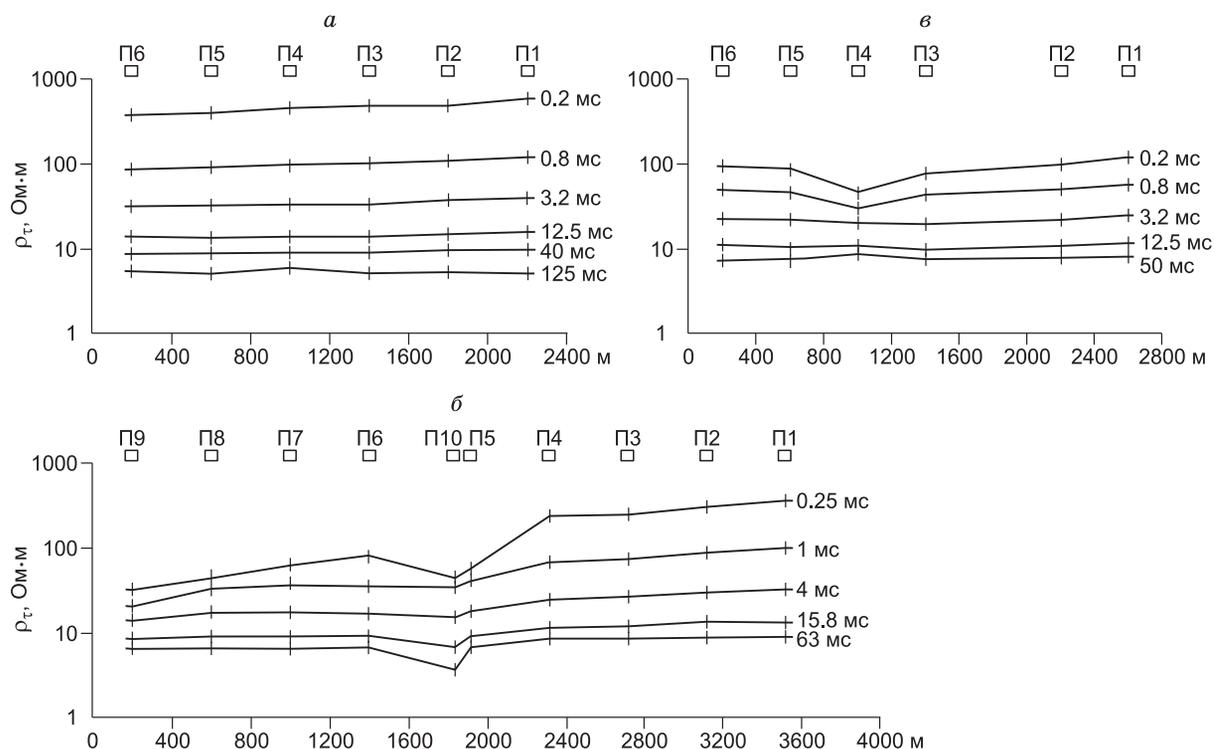
высокоомные от нижележащих низкоомных пород. На поздних временах ( $t > 100$  мс) хвостовая часть кривых  $\rho_{\tau}$  не уходит круто вниз, а продолжает выполаживаться, что указывает на то, что УЭС основания здесь несколько выше, чем на восточном профиле.

Кривые  $\rho_{\tau}$  на остальных пикетах (№ 5—10) *центрального профиля* весьма разнообразны, но в общем характеризуются существенно более низкими значениями УЭС. На самых ранних временах ( $t \leq 0.25$  мс) на двух соседних пикетах (№ 5 и 10) отмечается аномальное понижение кажущегося сопротивления. В целом, за исключением аномальных кривых  $\rho_{\tau}$  пикетов № 5, 10, по направлению с севера на юг на ранних временах наблюдается тренд снижения УЭС, что хорошо видно на графиках профилирования  $\rho_{\tau}$  (см. рис. 6, б). На пикете № 9 на временах с 0.15 до 0.6 мс кривая  $\rho_{\tau}$  резко снижается (см. рис. 5, б). На более поздних ( $t \geq 4$  мс) временах кривые  $\rho_{\tau}$  сближаются, т.е. ширина аномалии  $\rho_{\tau}$  уменьшается с глубиной, за исключением пикета № 10 — здесь продолжается аномальное понижение кажущегося сопротивления, правда, в хвостовой части кривая  $\rho_{\tau}$  отклоняется вверх и приближается к другим кривым  $\rho_{\tau}$ . В целом центральная часть профиля (у эпицентра МПЯВ) характеризуется очень низкими  $\rho_{\tau}$ . Значительная изменчивость кривых  $\rho_{\tau}$  для центрального профиля указывает на сложное неоднородное латеральное строение геологической среды на этом участке.

Кривые  $\rho_{\tau}$  *западного профиля* похожи друг на друга (см. рис. 5, в), за исключением кривых  $\rho_{\tau}$ , измеренных на пикетах № 3 и 4. Эти пикеты расположены на левом берегу р. Марха. Уровни кривых  $\rho_{\tau}$  на этих двух пикетах на ранних временах заметно ниже остальных, что указывает на более низкие УЭС в верхней части разреза этого участка. На ранних временах ( $t < 0.2$ —0.3 мс) уровни кривых  $\rho_{\tau}$  западного профиля низкие и кажущиеся УЭС в 10 раз меньше по сравнению с восточным профилем. Кроме того, на поздних временах ( $t > 100$  мс) характерны восходящие правые ветви кривых  $\rho_{\tau}$ , что указывает, наоборот, на более высокие значения УЭС в основании разреза по сравнению с восточным профилем. Полученное на поздних временах необычно высокое сопротивление  $\rho_{\tau}$ , равное 1960 Ом·м, на пикете № 4, скорее всего, вызвано влиянием локальной двух- или трехмерной неоднородности. Графики профилирования  $\rho_{\tau}$  снижаются и сближаются на пикете № 4 (см. рис. 6, в), что указывает на аномальное строение геологической среды у этого пикета.

Если отвлечься от деталей, геоэлектрическое строение геологической среды района МПЯВ «Кратон-3» на всех участках (разумеется, речь идет о глубинах, достигнутых с помощью ЗМПП, т.е. 500 м или до -200 м.абс., на отдельных пикетах до глубины ~ 640 м глубины или до -300 абс.м.) описывается четырехслойной моделью типа  $QQ$  с высокопроводящим основанием:  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$  ( $\rho_4$  — основание) (см. рис. 4, б). От ранних к поздним временам (или с возрастанием глубины) в геологическом разрезе наблюдается уменьшение УЭС слоев (или увеличивается их электропроводность), хотя сами значения УЭС слоев и диапазон их изменения разные.

Для каждой кривой  $\rho_{\tau}$  путем решения обратной задачи была подобрана оптимальная горизонтально-слоистая модель, состоящая из четырех слоев с определенными значениями УЭС и мощностью. На-



**Рис. 6. Графики  $\rho_{\tau}$  (на разных временах) вдоль восточного (а), центрального (б), западного (в) профилей.**

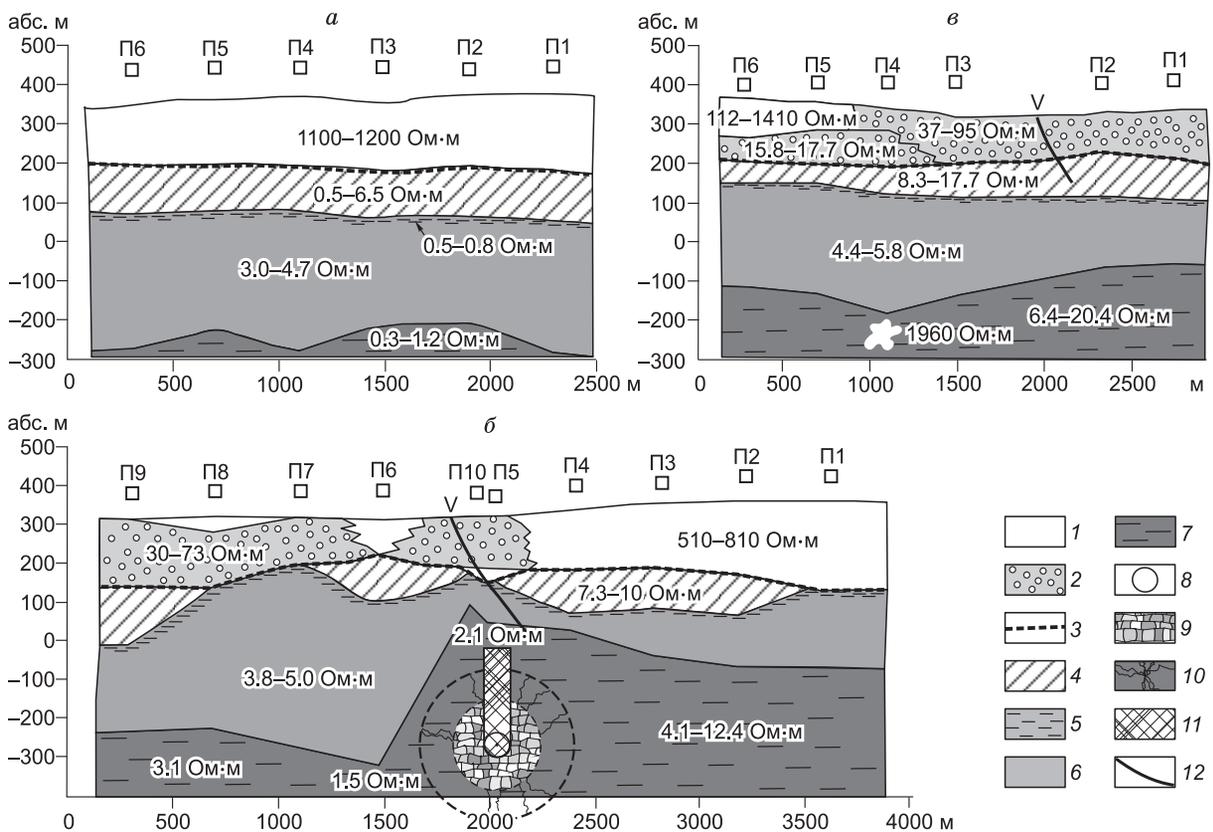
П1—П10 — пикеты ЗМПП и их номер.

ибо более ярко четырехслойное строение геологической среды проявляется на восточном профиле, где в верхнем слое значения УЭС самые максимальные (1100—1200 Ом·м), а с глубиной здесь наблюдается скачкообразный рост электропроводности слоев. Здесь, при переходе от первого слоя  $\rho_1$  ко второму  $\rho_2$  сопротивление падает в среднем на два порядка: с  $\sim 1000$  до 5.6—6.9 Ом·м, т.е. контраст по удельному электрическому сопротивлению очень большой. УЭС высокопроводящего третьего слоя  $\rho_3$  здесь оценивается примерно в 2.4—4.1 Ом·м, а УЭС основания  $\rho_4$  от 0.3 до 0.7 Ом·м. Поэтому приведенное выше неравенство следует «подправить»:  $\rho_1 \gg \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ ; в такой записи оно подходит для всех трех профилей.

Попытаемся дать геологическое истолкование геоэлектрических моделей. Первый слой с высоким удельным электрическим сопротивлением  $\rho_1$ , проявленный на всех пикетах, нами интерпретируется как слой многолетнемерзлых пород и назван Л1. Следует заметить, что с учетом изменения абсолютных высот по профилю подошва слоя Л1 (с учетом массивов талых пород) залегает практически горизонтально, т.е. слой Л1 характеризуется выдержанностью (рис. 7).

При анализе массива значений УЭС слоя Л1 обращает на себя внимание тот факт, что его можно разбить на два подмассива или группы. В одну группу попадают сопротивления, не превышающие 100 Ом·м, тогда как в другую — значительно превосходящие этот порог и в целом «тяготеющие» к величине  $\rho_1 = 10^3$  Ом·м. Чем можно объяснить столь значительные отличия удельного сопротивления одного и того же слоя, сложенного карбонатными породами? Единственно возможное объяснение, по нашему мнению, заключается в том, что породы верхней части геологической среды, попадающие в первую группу ( $\rho_1 < 100$  Ом·м), находятся в талом, тогда как породы второй группы ( $\rho_1 \gg 100$  Ом·м) — в мерзлом состоянии. Разность температур пород слоя Л1 и степени их увлажненности обуславливают гетерогенность поля УЭС в пределах этого слоя: от сильно замороженных на восточном профиле до талых на западном профиле и южном фланге центрального профиля.

Анализ распространения многолетнемерзлых пород слоя Л1 указывает на их ландшафтную приуроченность. На водоразделах (приводораздельных высоких склонах) по правому борту р. Марха — на восточном профиле и северном фланге центрального профиля мощность слоя Л1 многолетнемерзлых пород составляет 160—200 м, при этом УЭС меняются в пределах от 680 до 1200 Ом·м. По мере приближения к долине реки наблюдается снижение мощности Л1 с 200 до 150 м как на восточном профиле, так и на северном фланге центрального профиля. Кроме того, на отрезке центрального профиля от пикета



**Рис. 7. Мерзлотно-гидрогеологическая модель района объекта МПЯВ «Кратон-3» на восточном (а), центральном (б), западном (в) профилях.**

1 — многолетнемерзлые породы; 2 — участки деградировавшей многолетней мерзлоты с более теплыми и влажными (талыми?) породами; 3 — подошва многолетнемерзлых пород; 4 — подмерзлотные сухие (морозные) нижнеордовикские известняки и доломиты; 4 — верхнекембрийский маломощный (до 2–3 м) водоносный горизонт с рассолами; 5 — верхнекембрийские влажные (охлажденные) породы; 7 — среднекембрийский водоносный горизонт, насыщенный рассолами (белым пятном показано место измеренного аномально высокого кажущегося удельного сопротивления); зоны механического воздействия МПЯВ на вмещающую геологическую среду приведены в соответствии с вертикальным масштабом схемы (8–11): 8 — полость взрыва; 9 — зона дробления; 10 — зона радиальной трещиноватости; 11 — столб обрушения; 12 — предположительная плоскость тектонического разлома. П1–П10 — пикет и его номер, буква V — русло р. Марха.

№ 1 до пикета № 4 наблюдается снижение УЭС многолетнемерзлых пород с 800 до 600 Ом·м (таблица, см. рис. 5–7). Участки многолетнемерзлых пород слоя Л1 с высокими УЭС (до 1410 Ом·м) наблюдаются также на высоких склонах левого борта р. Марха — на южном фланге западного профиля.

Итак, по высоким (приводораздельным) бортам р. Марха мы видим хорошую сохранность многолетнемерзлых пород, которым присущи большие мощности и очень высокое электросопротивление, что позволило оконтурить поля распространения многолетнемерзлых пород с высокими УЭС на основе экстраполяции наших данных ЗМПП (см. рис. 3). А на низких склонах долины р. Марха мощность Л1 снижается до ~ 80–110 м и УЭС пород слоя изменяются не только по латерали, но и по вертикали в диапазоне от 30 до 100 Ом·м (см. рис. 7, таблицу). Нижним подгоризонтам Л1 характерны, как правило, более низкие УЭС — от 20 до 50 Ом·м. Эти участки нами интерпретируются как отепленные, по-видимому, находящиеся в талом состоянии, в разной степени увлажненные породы слоя Л1. Возможно, они являются следствием однонаправленного воздействия природных и техногенных факторов, способствующих развитию таликов:

1. Естественное отепляющее действие воды — водотоков и водоемов. Известно, что реки способствуют развитию подрусловых таликов, под крупными реками мерзлота отсутствует [Климовский, Готовцев, 1994].

2. Тектонический разлом, выходящий на дневную поверхность примерно по руслу реки [Микуленко и др., 2006], является проводником внутреннего естественного тепла земли.

**Мощности и удельные электрические сопротивления слоев, выявленных методом переходных процессов  
в районе МПЯВ «Кратон-3»**

Номер пикета	H	Координаты, град.		Л1 ( $\rho_1$ )	Л2 ( $\rho_2$ )	С1 ( $\rho_{3.1}$ )	Л3( $\rho_{3.2}$ )	С2 ( $\rho_4$ )
		в.д.	с.ш.					
<b>Восточный профиль</b>								
П1	376.2	112.3622	65.9307	199* (1100)	123 (6.3)	8(0.8)	323 (4.7)	(1.2)
П2	370.1	112.3583	65.9275	182.6 (1120)	119 (6.4)	4.4 (0.7)	266 (3.6)	(0.6)
П3	354.6	112.3543	65.9243	176 (1200)	118 (5.6)	3(0.5)	261 (3.0)	(0.3)
П4	367.2	112.3504	65.9211	172.6 (1140)	124.5 (6.5)	3 (0.6)	340 (3.6)	(0.8)
П5	361.2	112.3464	65.9179	164 (1150)	121 (6.3)	2.4 (0.6)	294 (3.5)	(0.8)
П6	355.3	112.3425	65.9147	162 (1150)	131 (6.4)	2.3 (0.6)	332 (4.0)	(1.2)
<b>Центральный профиль</b>								
П1	363.4	112.3273	65.9421	146.8 (510) 70.8 (400)	—	2.3 (0.5)	28.6 (65.0)	(4.9)
П2	360.0	112.3234	65.9389	175 (810)	107.9 (8)	2.9 (0.7)	139.6 (4.7)	(7.5)
П3	355.7	112.3196	65.9357	158.1 (730)	105.2 (7.7)	2.2 (0.6)	120.7 (4.5)	(6.6)
П4	340.3	112.3157	65.9325	148.8 (680)	114.5 (7.3)	2.1 (0.6)	33.5 (3.8)	(6.1)
П5	318.5	112.3118	65.9293	125.1 (45.6) 24.1 (630)	—	2.2 (1.1)	110.3 (5.0)	(4.1)
П10	317.8	112.3099	65.9276	39.3 (30.0) 98.7(35.5)	—	2.2 (1.1)	69.1 (3.8)	278.6 (2.1)
П6	313.0	112.3080	65.9260	79.7 (780)	120.4 (10)	2.1 (0.4)	434.2 (4.6)	(1.5)
П7	315.6	112.3041	65.9228	5.2 (73.0) 100.4 (50.0)	—	2.0 (1.6)	51.0 (19.8)	(4.4)
П8	322.6	112.3002	65.9196	25.6 (140) 144.7 (22.6)	—	2.2 (0.9)	369.0 (4.0)	(3.1)
П9	323.0	112.2964	65.9164	75.1 (75.3) 100 (33.7)	143.6 (33.7 ?)	2.0 (0.5)	(11.7)	—
<b>Западный профиль</b>								
П1	332.9	112.3273	65.9421	122.8 (88)	92.4 (9.7)	2.0 (0.5)	165.7 (4.9)	(8.7)
П2	321.5	112.3234	65.9389	97.5 (95)	96.2 (12.5)	2.0 (0.5)	184.2 (4.8)	(6.6)
П3	313.4	112.3157	65.9325	110.9 (53)	82.1 (8.3)	1.9 (0.4)	243.0 (4.7)	(20.4)
П4	336.3	112.3118	65.9293	41.4 (37.0) 105 (17.7)	64.0 (17.7)	3.9 (0.4)	302.0 (5.8)	(1960)
П5	351.2	112.3079	65.9260	60.8 (1410) 80 (17.4)	43.0 (17.4)	2.0 (0.6)	295.4 (4.6)	(16.0)
П6	358.9	112.3040	65.9228	81.9 (112) 58 (15.8)	53.9 (15.8)	1.3 (0.5)	267.6 (4.4)	(6.4)

Примечание. H — высота над уровнем моря, абс.м. Геологическая интерпретация выявленных геоэлектрических слоев: Л1 — многолетнемерзлые нижнеордовикские породы с тальми участками; Л2 — сухие подмерзлотные (морозные) нижнеордовикские породы; С1 — верхнекембрийский водоносный горизонт с рассолами; Л3 — верхнекембрийские влажные (охлажденные) породы; С2 — I среднекембрийский водоносный горизонт с рассолами. В скобках — удельное геоэлектрическое сопротивление пород (Ом·м).

\* Мощность геоэлектрического слоя (м).

3. Техногенные факторы — механическое и термическое воздействие ядерного взрыва. Ударные волны при взрыве могли раскрыть тектонический разлом, увеличив трещиноватость разломной зоны, по которому вероятен постоянный массоперенос и энергоперенос из зоны взрыва на дневную поверхность.

В пределах распространения «отепленных» пород слоя Л1 переход к подстилающему проводящему слою с УЭС  $\rho_2$  (10.0—17.7 Ом·м) не такой резкий, как в пределах водораздельных полей сохранной многолетней мерзлоты. Второй слой назван нами «переходным» и обозначен Л2 (см. рис. 7). По сравнению с верхним слоем Л1 он обладает меньшим электрическим сопротивлением, что, по-видимому, обус-

ловлено более высокой температурой и увлажненностью пород. Другая причина низкого удельного электросопротивления может заключаться в том, что породы, образующие второй слой, находятся при более высоких давлениях и поэтому имеют меньшую пористость, что способствует более высокой электропроводности сухих пород. Удельное электрическое сопротивление слоя Л2 ( $\rho_2$ ) характеризуется меньшим разбросом. На восточном профиле УЭС слоя Л2, как уже указывалось выше, составляет всего 5.6—6.4 Ом·м, на центральном профиле — 7—10 Ом·м, на западном профиле в основном от 8 до 18 Ом·м. На фоне низких значений УЭС слоя Л2 наблюдается тренд второго порядка: слабый рост УЭС слоя Л2 по направлению от водораздела правого борта р. Марха к долине и к более пологому левому борту реки, что, возможно, обусловлено увеличением пористости пород слоя в ослабленной зоне тектонического разлома, проходящей по руслу реки. В свою очередь, в подтверждение этого предположения следует отметить, что данный тренд роста УЭС слоя Л2 обратно коррелирует с трендом снижения УЭС слоя Л1.

На восточном профиле мощность слоя Л2 выдержанна — 118—130 м, подошва располагается на уровнях +30...+60 абс. м. На центральном профиле слой Л2 не выдержан, его мощности и положение подошвы сильно варьируют. Здесь местами слой Л2 не устанавливается из-за поднятия высокопроводящих рассолов подстилающего водоносного горизонта (см. рис. 7, таблицу), о чем будет сказано ниже. На западном профиле по направлению от северного фланга к южному мощность слоя Л2 уменьшается от 100 до 50 м из-за приподнимания его подошвы, которая в целом находится на более высоких уровнях по сравнению с восточным профилем +80...+140 абс. м. Кровля слоя Л2 на двух профилях, за исключением центрального профиля, выдержана и находится на уровне +200 абс. м. Вариации мощности слоя Л2 в основном контролируются изменением (поднятием) уровней подземных рассолов, приуроченных к подстилающему третьему слою Л3 с весьма низкими УЭС  $\rho_3$ . Слой Л2 мы связываем с «сухими» нижнеордовикскими и верхнекембрийскими известняками и доломитами.

Ниже слоя Л2 залегает третий слой Л3 мощностью 200—350 м с УЭС  $\rho_3$  от 2.4 до 4.9 Ом·м. Мы отождествляем этот слой с верхнекембрийскими отложениями маркокинской и мархинской свит. Низкое электросопротивление слоя указывает на его насыщение минерализованными рассолами. В этом же интервале, ближе к кровле слоя расположен маломощный маловодный верхнекембрийский подмерзлотный водоносный горизонт соленых вод и слабых растворов с минерализацией от 30 до 250 г/дм<sup>3</sup> (при среднем значении 90 г/дм<sup>3</sup>). Удельное сопротивление хлоридных растворов с такой минерализацией по порядку величины составляет примерно 0.1—0.5 Ом·м. На основании этой дополнительной гидрогеологической информации о строении района [Климовский, Готовцев, 1994; Микуленко и др., 2006; Алексеев, 2009] нами путем подбора проведено выделение из слоя Л3 с УЭС  $\rho_3$  тонкого (мощностью всего 2—3 м) высокопроводящего горизонта  $\rho_{3,1}$  в кровельной части слоя. Его УЭС составляет 0.4—1.6 Ом·м. Введение слоя  $\rho_{3,1}$ , названного нами С1, улучшило качество подбора модели: сходимость измеренных данных с расчетными улучшилась, так как относительное среднеквадратичное расхождение между измеренными и модельными данными снизилось в ~ 1.5 раза: с 4—5 до 3.0—2.5 %, хотя вклад этого проводящего слоя С1 в суммарную проводимость невелик — всего 5—7 %. Результаты инверсии в рамках 5-слойной модели с использованием программ <Unv\_QQ> и <Inv\_QQ>, приведены в таблице.

Кровля С1 расположена на уровнях от +20 до +80 абс. м, оптимальная средняя мощность, допускаемая нашими модельными построениями, всего несколько метров, что близко к реальным измеренным мощностям верхнекембрийского водоносного горизонта на восточной оконечности Тунгусской синеклизы [Алексеев, 2009]. Выделенный водоносный горизонт С1, вероятнее всего, не выдержан по простиранию, имеет прерывистое распространение (на рис. 7 он выделен штриховкой) и приурочен к трещиноватым и пористо-кавернозным доломитам и известнякам маркокинской свиты верхнего кембрия.

Нижележащая основная часть слоя  $\rho_{3,2}$ , которой оставили название Л3, практически сохранила исходные УЭС первичного слоя  $\rho_3$  — они изменяются в диапазоне от 3.8 до 5.8 Ом·м (см. рис. 4, б, в, таблицу). УЭС слоя Л3, равное 11.7 Ом·м на пикете № 9 и 65.0 Ом·м на пикете № 1 центрального профиля, нуждаются в перепроверке.

Слой Л3 со средней мощностью 200—250 м, скорее всего, образован увлажненными плотными верхнекембрийскими карбонатами мархинской свиты.

На восточном профиле под слоем Л3 просматривается еще более высокопроводящее основание с УЭС 0.3—0.8, которое мы связываем с I среднекембрийским подземным водоносным горизонтом, названным нами С2. Слово «просматривается» использовано здесь не случайно, поскольку глубокозалегающее основание проявляется на кривых  $r_T$  на поздних временах, где ЭДС переходного процесса сравнима с уровнем шумов, что отрицательно сказывается на достоверности интерпретации. На восточном профиле глубина до кровли проводящего основания С2 оценивается в 550—640 м, что находится на уровне -200...-300 абс.м, удельное электрическое сопротивление  $\rho_4 = 0.2—1.9$  Ом·м, а на западном профиле кровля С2 поднимается до уровня -150...-50 абс.м. Следует отметить, что подобное высокопроводящее основание было выделено нами также в районе объекта «Кристалл»: те же глубины, те же очень

низкие значения УЭС [Артамонова и др., 2012]. Имеется только одна вероятная причина, объясняющая, почему удельное сопротивление карбонатных пород на глубинах около 500 м составляет около 1 Ом·м, а именно — их насыщенность высокоминерализованными рассолами, при этом известно, что минерализация этих крепких и очень крепких рассолов составляет в среднем 300 г/дм<sup>3</sup>.

На центральном и западном профилях УЭС просматриваемого основания С2 несколько выше: хвостовые части кривых  $\rho_t$  не уходят круто вниз, а часто образуют восходящую ветвь. В основании разреза на пикете № 4 западного профиля измерено необычно высокое сопротивление:  $\rho_1 = 1900$  Ом·м, что, скорее всего, вызвано, как уже отмечали, влиянием локальной двух- или трехмерной неоднородности.

Над очагом взрыва центрального профиля наблюдается более сложная картина строения геологической среды: здесь в эпицентре МПЯВ на пикетах № 5, 10 и, соответственно, во всем интервале глубин наблюдается аномалия в виде «сквозной» зоны пониженных сопротивлений. Глубина исследований ЗМПП меньше глубины расположения центра взрыва. Поэтому не остается ничего другого, как предположить, что аномалия пониженных сопротивлений связана с образованием выше по разрезу вертикальной зоны повышенной трещиноватости (проницаемости) и насыщением ее минерализованными водами слоя С2. С помощью ЗМПП выявляется локальная гидрогеологическая аномалия: произошло резкое поднятие уровней напорных подземных соленых вод ~ 300 м по вертикали над очагом взрыва МПЯВ «Кратон-3» при размерах аномалии по латерали ~ 400 м. Вероятно, напорные рассолы I среднекембрийского водоносного горизонта поднялись под пластовым давлением по трещиноватой зоне столба обрушения, образованного в результате взрыва. Расчетная высота столба обрушения над полостью взрыва оценивается в 186—249 м, что примерно одного порядка с вертикальным размером выявленной гидрогеологической аномалии. Возможно, наличие тектонического разлома на расстоянии в 391—412 м выше центра взрыва, аварийная разгерметизация ствола скважины, придавшей значимость газовой динамической составляющей взрыва, сыграло определяющую роль в появлении более высокого столба обрушения по сравнению с расчетным. А сам взрыв, по-видимому, раскрыл данный тектонический разлом. Это предположение подтверждают результаты радиоэкогеохимического исследования поверхностных вод, загрязненных техногенными радионуклидами, просачивающимися из зоны взрыва на дневную поверхность [Артамонова, 2012]. Проведение ретроспективного математического 3D-моделирования взрыва и постановка ЗМПП по более густой сети дадут более точные данные по строению геологической среды в районе объекта «Кратон-3».

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью ЗМПП мы впервые увидели и обсудили геоэлектрические особенности недр у объекта МПЯВ «Кратон-3» до глубины ~ 500 м или до -200 м.абс., на отдельных пикетах до глубины ~ 640 м или до ~ -300 абс.м. С учетом регионального и местного литологического и мерзлотно-гидрогеологического строения геологической среды проведена интерпретация полученных геоэлектрических моделей.

Выявлено, что ненарушенная геологическая среда района МПЯВ «Кратон-3» имеет горизонтально-слоистое строение. Верхний выдержанный по мощности (150—200 м) слой представлен многолетнемерзлыми породами. На водоразделах и высоких склонах распространены многолетнемерзлые породы с очень высокими УЭС, до 1200 Ом·м. На низких склонах и долине р. Марха, вдоль русла которой проходит тектонический разлом, как и на эпицентре МПЯВ «Кратон-3», расположенного на низком склоне правого борта р. Марха, мы наблюдаем деградацию многолетнемерзлых пород, что проявляется понижением УЭС пород до 30—100 Ом·м, местами до 20 Ом·м и их вертикальным и латеральным неоднородным распределением по слою. Возможно, развитие таликов имеет преимущественно естественное происхождение в силу утепляющего влияния русла реки и диффундирования глубинного тепла земли по трещиноватой зоне тектонического разлома. Но не исключается, скорее предполагается, что механическое и термическое воздействие взрыва стало дополнительным и решающим фактором для начала развития процессов деградации мерзлоты по зоне тектонического разлома. Предполагается, что механическое воздействие взрыва могло усилить раскрытие трещиноватой зоны тектонического разлома, которая стала подводящим каналом не только для тепло-, но и для массопереноса радиоактивности к поверхности земли.

Выявленные слои с весьма низкими УЭС 0,4—1,1 Ом·м совпадают с уровнями распространения подземных водоносных горизонтов в геологическом разрезе. Удалось выделить верхнекембрийский и I среднекембрийский водоносные горизонты, насыщенные рассолами.

Выявлена локальная гидрогеологическая аномалия: резкий подъем уровня рассолов I среднекембрийского водоносного горизонта, вероятнее всего, по столбу обрушения, сформированному над полостью взрыва на 300 м по вертикали при латеральных размерах гидрогеологической аномалии в 400 м. Предполагается соединение в пространстве столба обрушения с зоной тектонического разлома и наличие пути массопереноса радионуклидов из зоны взрыва по системе «полость взрыва «Кратон-3»—столб обрушения—обновленная трещиноватая зона тектонического разлома—дневная поверхность». Наше

предположение подкрепляется зафиксированными высокими концентрациями техногенных радионуклидов при отсутствии эффекта разбавления в бочажинах, ручейках, втекающих в р. Марха и в самой речной воде на удалении до 3 км от эпицентра взрыва [Артамонова, 2012].

Работа выполнена в рамках Республиканской целевой программы «Охрана окружающей среды Республики Саха (Якутия) на 2007—2011 годы» (госзаказ № 43(76-08)) при поддержке отдела радиационной безопасности Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия).

#### 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.

**Адушкин В.В., Спивак А.А.** Подземные взрывы. М., Наука, 2007, 579 с.

**Андрюшин И.А., Илькаев Р.И., Михайлов В.Н., Чернышев А.К.** Ядерные испытания СССР, т. 4. Саров, ФГУП «РФЯЦ-ВНИИЭФ», 2000, 211 с.

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

**Артамонова С.Ю.** Радиоэкологическая обстановка в районе проведения мирного подземного ядерного взрыва «Кратон-3» в 1978 г. (Северо-Западная Якутия) // Химия в интересах устойчивого развития, 2012, т. 20, № 2, с. 143—155.

**Артамонова С.Ю., Бондарева Л.Г., Антонов Е.Ю., Кожевников Н.О.** Геоэкологическая модель района мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Якутия) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012, № 2, с. 143—158.

**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.

**Кауфман А.А., Морозова Г.М.** Теоретические основы метода зондирований становлением поля в ближней зоне. Новосибирск, Наука, 1970, 122 с.

**Климовский И.В., Готовцев С.П.** Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, ВО Наука, 1994, 168 с.

**Кожевников Н.О., Плотников А.Е.** Оценка возможностей метода переходных процессов при изучении верхней части геологического разреза // Геофизика, 2004, № 6, с. 33—38.

**Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Артамонова С.Ю., Плотников А.Е.** Геоэлектрический разрез в районе подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Западная Якутия) по данным метода переходных процессов // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (2), с. 237—249.

**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.

**Руденко В.В., Шабуров М.В., Чехунов Е.В.** Учебно-исследовательский программный комплекс MASTER по физике сплошных сред // Труды Региональной конференции по научному программному обеспечению (2—3 февраля 2006 г. Санкт-Петербург). СПб., Изд-во Политех. ун-та, 2006, с. 121—124.

**Садовский М.А., Родионов В.Н.** Механический эффект подземного взрыва. М., Недра, 1971, 224 с.

*Рекомендована к печати 14 сентября 2012 г.*

*М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию*

*21 марта 2012 г.*