ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 1, с. 40–56

УДК 553.078.2

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2021 г. С. О. Феофилактов[a], *, С. Н. Рычагов[a], **, В. А. Логинов[a], Ю. Ю. Букатов[a], И. А. Нуждаев[a], М. А. Клементьев[a], Д. К. Денисов[a]

[a] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия*

**e-mail: serg415@kscnet.ru*

***e-mail: rychsn@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.
После доработки 08.06.2020 г.
Принята к публикации 22.10.2020 г.

Проведены комплексные геофизические исследования на площади Паужетской гидротермальной системы и прилегающей территории с целью выделения термоконтролирующих геологических структур до глубины 10–15 км. Согласование результатов вертикального электрического и электромагнитных зондирований, магнитометрических и гравиметрических исследований и обобщение геолого-геофизических данных позволило разработать модель слоисто-блокового строения района Паужетской гидротермальной системы. Дано объяснение высокой степени раздробленности (проницаемости) верхних горизонтов земной коры в структуре современной гидротермальной системы и геотермального месторождения. На глубине от 3–4 до 8–9 км выделен горизонт разуплотненных пород, который может служить источником теплового питания известных и скрытых температурных аномалий Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района Южной Камчатки.

Ключевые слова: геотермальный район, гидротермальная система, геотермальное месторождение, блоковая структура, газо-водный флюид, тепловое питание

DOI: 10.31857/S020303062101003X

ВВЕДЕНИЕ

Современные гидротермальные системы вулканических островных дуг представляют большой интерес в связи с приуроченностью к глубинным разломам и зонам сочленения региональных тектонических структур [Рычагов, 2003, 2014; Benz et al., 1992; Clarke et al., 2009; Gianelli et al., 1997; Stimac et al., 2001]. Во многих странах мира разведаны и эксплуатируются геотермальные месторождения с установленной мощностью ГеоЭС более 100 МВт. В отдельных случаях мощность геотермальных электрических станций достигает 1500 МВт (Гейзерс, США [Lund et al., 2005]). Прогнозные ресурсы тепловой и электрической энергии, контролируемые современными гидротермальными системами, оцениваются во многие порядки больше [Lund, Boyd, 2015].

На Камчатке выделены и изучены различными методами, в т.ч. структурно-геофизическими, более двадцати высоко- и низкотемпературных гидротермальных систем и геотермальных месторождений [Геотермальные ..., 2005; Комплексные ..., 1985; Стратегия ..., 2001]. Эксплуатируются Паратунское, Мутновское, Эссовское и Паужетское геотермальные месторождения. В туристических и бальнеологических целях используются Больше-Банные, Карымшинские, Асачинские, Опалинские, Пущинские и многие другие источники термальных вод. История изучения современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений на Камчатке хорошо описана в ряде работ [Гидротермальные ..., 1976; Рычагов, 2017; Феофилактов и др., 2017].

Несмотря на большой комплекс проведенных исследований в Мутновско-Жировском, Паратунском, Банно-Карымчинском и Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальных районах Южной Камчатки практически для всех изученных объектов остается открытым ключевой в области геотермии вопрос: какова глубинная геологическая структура гидротермальных систем. Решение этого вопроса может позволить реконструировать источник геотермального теплоносителя.

Задача авторского коллектива состояла в выделении геологических структур, контролирующих перенос тепла в районе Паужетской гидротермальной системы на глубинах до 10–15 км.

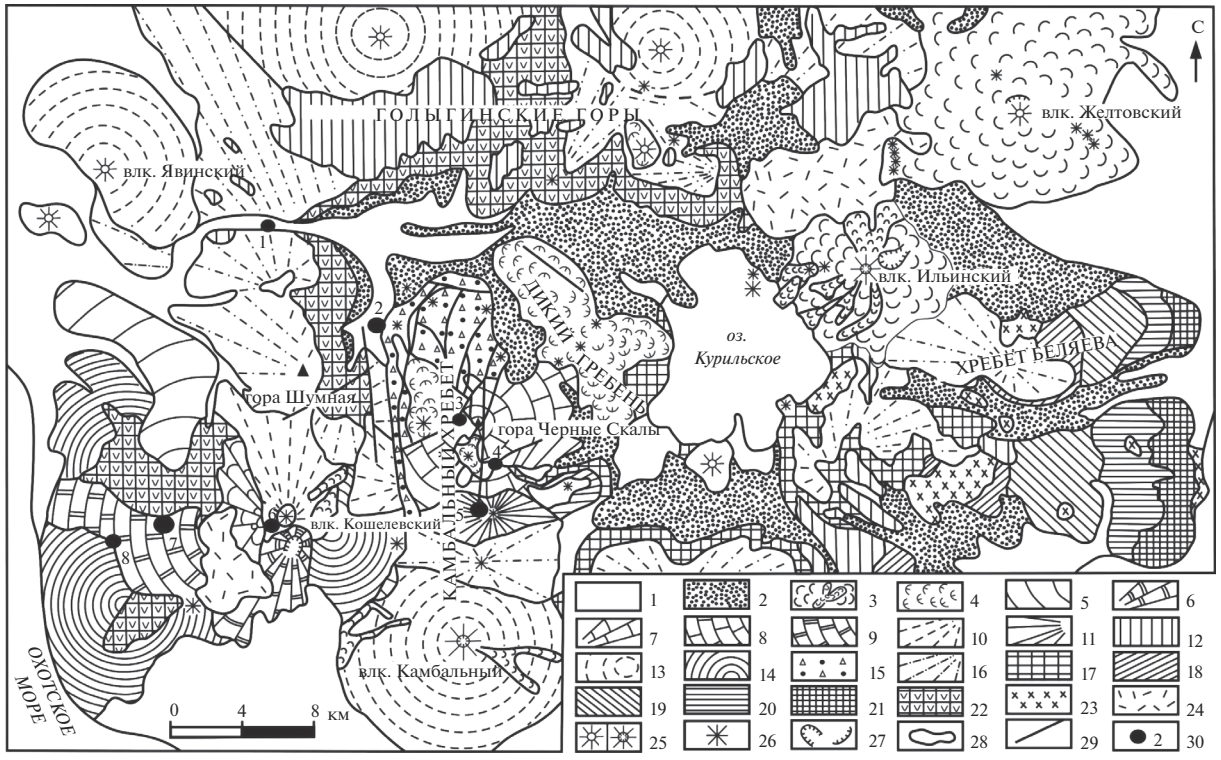

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района ([Белоусов, 1978], с изменениями).
1–3 – голоценовые отложения: 1 – аллювиальные, пролювиальные и ледниковые, 2 – пирокластические пемзовые, 3 – базальты и андезибазальты действующих вулканов и отдельные потоки лав; 4–6 – верхнеплейстоцен-голоценовые отложения: 4 – дацитовые и риолитовые экструзивные куполы и их лавовые потоки, 5 – андезиты Восточно-Кошелевского вулкана, 6 – андезибазальты Центрально-Кошелевского вулкана; 7, 8 – верхнеплейстоценовые отложения: 7 – андезиты вулкана Валентин, 8 – андезибазальты вулкана Черные Скалы; 9–12 – среднеплейстоценовые отложения: 9 – андезиты Западно-Кошелевского вулкана, 10 – базальты Древне-Кошелевского вулкана, 11 – андезибазальты Камбального хребта, 12 – игнимбриты и спекшиеся туфы риодацитов и риолитов Голыгинского хребта; 13 – нижне-среднеплейстоценовые вулканы базальтового и андезибазальтового составов; 14 – нижнеплейстоценовые лавы и туфы базальтов и андезибазальтов; 15, 16 – верхнеплиоцен-средне- и нижнеплейстоценовые отложения: 15 – вулканогенно-осадочные породы паужетской свиты, 16 – лавы и туфы древних вулканов; 17–21 – верхнемиоцен-нижнеплиоценовые осадочно-вулканогенные отложения: 17 – конгломераты и песчаники, реже туфы и лавы базальтов, 18 – туфы и лавы базальтов, туфоконгломераты, 19 – туфобрекчии и туфоконгломераты, 20 – грубообломочные туфы и лавы базальтов, 21 – песчаники и конгломераты, реже туфы; 22 – миоценовые, преимущественно вулканогенные, нерасчлененные отложения; 23 – верхнемиоцен-плиоценовые субвулканические интрузии диоритов и диоритовых порфиритов; 24 – рыхлые отложения различного генезиса и возраста; 25–27 – вулканические морфоструктуры: 25 – конусы вулканов (*а* – простые, *б* – с вершинным кратером), 26 – шлаковые конусы, мелкие моногенные вулканы и экструзии, 27 – кальдеры и остатки бортов кальдер; 28 – литологические границы; 29 – разрывные тектонические нарушения; 30 – крупные термопроявления (1 – Первые Горячие Ключи; 2 – Паужетское геотермальное месторождение; 3–5 – группы термальных полей Камбального хребта: 3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная; 6, 7 – термоаномалии Кошелевского вулканического массива: 6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская; 8 – Сивучинские термальные источники).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Характеристика геологической структуры Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района Южной Камчатки (рис. 1), длительноживущей гидротермально-магматической и современной Паужетской гидротермальной системы, а также одноименного геотермального месторождения дана в работах [Белоусов, 1978; Гидротермальные ..., 1976; Долгоживущий ..., 1980; Паужетские ..., 1965; Рычагов, 2014; Рычагов и др., 2009; Структура ..., 1993]. Однако многие исследования носят либо региональный характер, либо посвящены детальному изучению отдельных блоков геотермального месторождения. В настоящей статье с целью решения сформулированной выше основной задачи представим обобщенные данные о строении гидротермальной системы и зоне ее сочленения с другими геологическими структурами района.

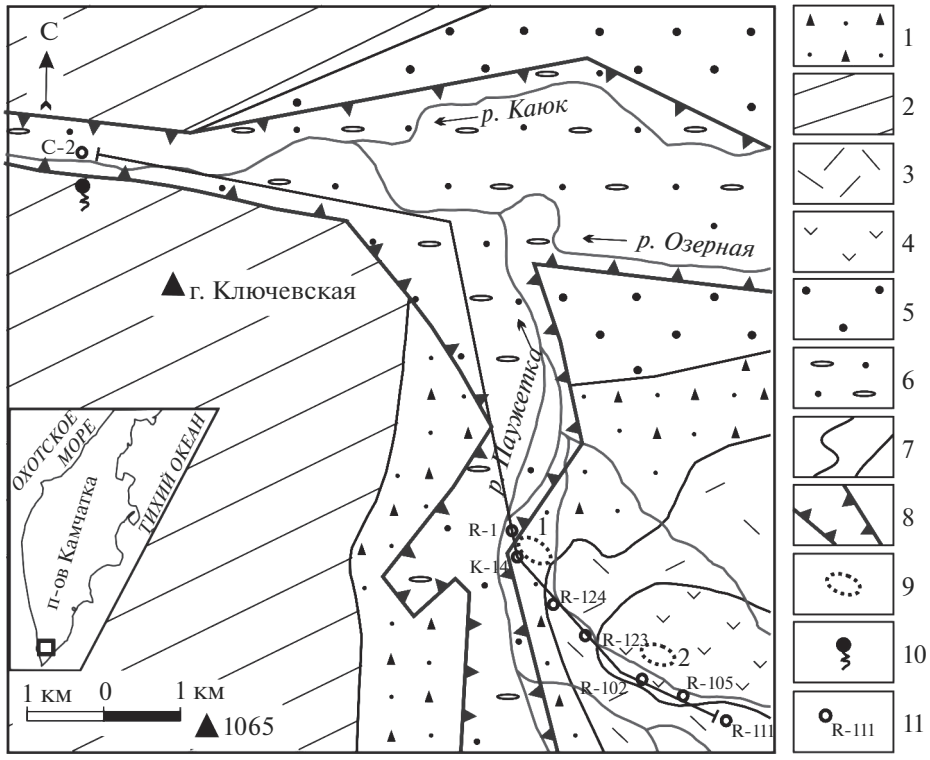

Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Паужетской гидротермальной системы. Составлена С.Н. Рычаговым на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований.
1 – Паужетская свита; 2 – магматический комплекс г. Ключевской; 3, 4 – лаво-экструзивные комплексы Камбального вулканического хребта: 3 – дациты и риолиты, 4 – андезиты и андезибазальты; 5 – пемзовые отложения верхнечетвертичного возраста; 6 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 7 – литологические границы; 8 – границы грабенов (Озерновского и Паужетского); 9 – основные термальные поля: 1 – Верхне-Паужетское, 2 – Восточно-Паужетское; 10 – Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь); 11 – глубокие геотермальные скважины и их номера.

Современная Паужетская гидротермальная система расположена в одноименной вулкано-тектонической депрессии [Долгоживущий ..., 1980]. Геологический блок, вмещающий систему, на западе граничит с магматическим комплексом г. Ключевской (рис. 2). Комплекс, вероятно, имеет нижне- или среднечетвертичный возраст [Долгоживущий ..., 1980]. Структуру гидротермальной системы во многом определяет резургентное тектоно-магматическое поднятие вулканического хребта Камбальный средне-верхнечетвертичного возраста [Структура ..., 1993]. Геологический разрез разбит на субвертикальные тектонические блоки, последовательно вздернутые по направлению к осевой зоне хребта (рис. 3). Общая амплитуда поднятия составляет не менее 1000–1200 м. По-видимому, к этому же средне-верхнечетвертичному этапу развития геологической структуры района относится образование Паужетского и Озерновского грабенов, являющихся западной и северной границами хребта Камбальный.

Паужетская гидротермальная система относится к системам вододоминирующего гидродинамического типа [Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993]. В ее геологической структуре выделяются два водовмещающих комплекса: нижний приурочен к агломератовым туфам алнейской серии, верхний – к двум литологическим горизонтам (нижне- и среднепаужетской подсвитам), см. рис. 3. Субвертикальные разрывные тектонические нарушения служат зонами перетока напорных термальных вод из нижнего водовмещающего комплекса в верхний. Ранее нами было показано, что основные восходящие потоки перегретых (до 220–230°С в нижнем комплексе) гидротерм локализуются в структуре субкольцевых приподнятых блоков горных пород [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017]. Вероятнее всего, такие блоки имеют тектоно-магматическую природу. Однако остаются неясными глубина заложения структур, контролирующих перенос тепла, и их строение в основании геологического разреза.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные геофизические исследования проведены с помощью методов вертикального электрического, магнитотеллурического и аудиомагнитотеллурического зондирований; магнитометрической съемки и гравиметрии.

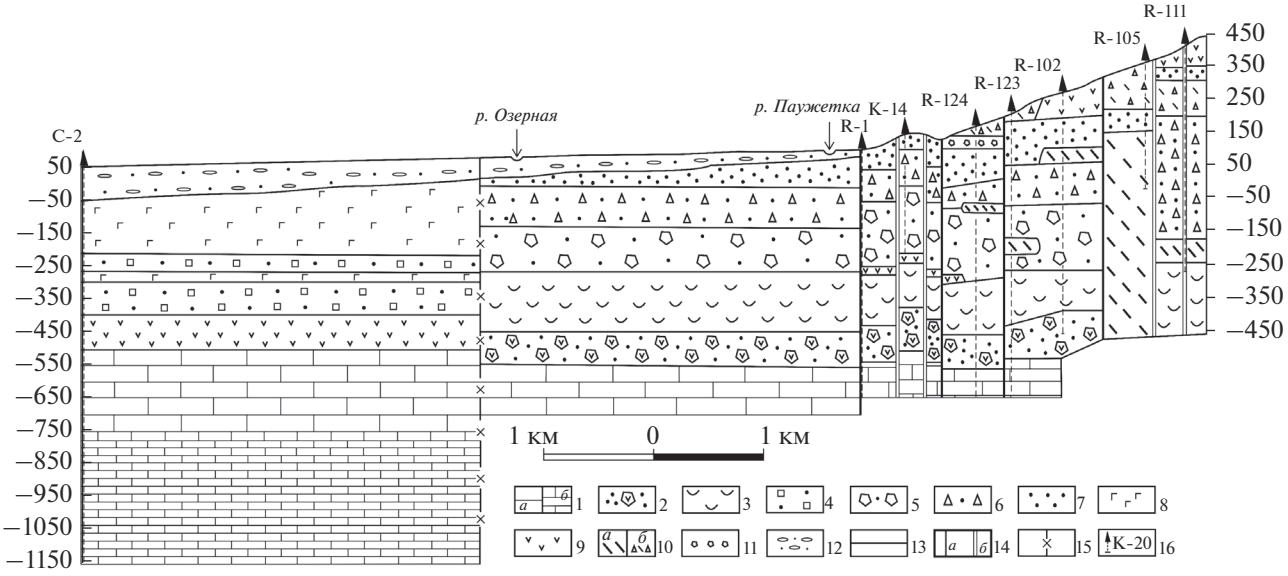

Рис. 3. Геологический разрез района Паужетской гидротермальной системы. Составлен С.Н. Рычаговым на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований.
1 – вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники анавгайской серии (*а* – с прослоями гравелитовой размерности, *б* – мелко-тонкообломочные отложения основания разреза); 2 – агломератовые туфы (туфобрекчии) андезибазальтового состава, алнейская серия; 3 – риолитовые кристаллолитовитрокластические псефитовые туфы, голыгинская свита; 4 – нерасчлененные туфы и туффиты паужетской свиты; 5 – грубообломочные литовитрокластические туфы андезитового состава, нижнепаужетская подсвита; 6 – псефитовые туфы андезидацитового состава, среднепаужетская подсвита; 7 – туфогенноосадочные отложения дацитового и андезидацитового состава, верхнепаужетская подсвита; 8 – базальты магматического комплекса г. Ключевской, предположительно среднечетвертичного возраста; 9 – андезибазальты, предположительно алнейской серии; 10 – средне-верхнечетвертичные экструзии (*а*) и лавы (*б*) дацитов; 11 – лавобрекчии оснований потоков лав и краевых частей экструзивных тел; 12 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 13 – литологические и интрузивные границы; 14 – тектонические нарушения (*а* – разломы, *б* – зоны повышенной трещиноватости пород); 15 – условная граница Ключевского магматического комплекса (левая часть разреза) и литологического комплекса Паужетской вулкано-тектонической депрессии; 16 – поисковые и разведочные скважины.

Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) выполнены симметричной четырехэлектродной расстановкой (AMNB). Максимальный полуразнос питающей линии (AB/2) изменялся в пределах 250–500 м. Зондирования выполнены в 43 точках с нерегулярным шагом по профилю с северо-запада на юго-восток (рис. 4). На каждом пункте проведено от 15 до 17 измерений, что позволило получить детальные кривые зондирования. Выполнено 5 пунктов ВЭЗ с максимальным разносом AB/2 = 1500 м. Питающие линии располагались вдоль профиля. Использовалась современная электроразведочная аппаратура: многофункциональный измеритель МЭРИ-24 (ООО “Северо-Запад”, Россия), электроразведочный генератор ВП-1000 (ООО “Элгео”, Россия). Камеральная обработка данных проведена в специализированном программном пакете IPI2win (ООО “Геотех”, Россия). Ошибка измерений ≤3% по одному пункту зондирования. Значение невязки между теоретической и практической кривыми ВЭЗ ≤5%.

Электромагнитные исследования выполнены методами аудио-магнитотеллурического (АМТЗ) и магнитотеллурического зондирований (МТЗ). Комплект измерительного оборудования состоял из двух пятиканальных станций MTU-5A (Phoenix Geophysics, Канада), которые регистрируют электрические (Ex, Ey) и магнитные (Hx, Hy, Hz) компоненты естественного электромагнитного поля. Диапазон регистрируемых периодов от 0.0001 до 1000 с. Регистрация электрического поля проводилась с использованием четырехэлектродной крестообразной установки с заземленными слабополяризующимися электродами. Длина измерительных линий для АМТЗ составила 50 м, для МТЗ – 90 м. Азимуты приемных линий выбраны 0° и 90°. Измерения выполнены в 18 пунктах (АМТЗ – 18, МТЗ – 5), расстояние между которыми составило 200–700 м (см. рис. 3). Для уменьшения влияния антропогенных и ветровых помех использовалась синхронная запись с удаленной базовой станцией. Обработка полученных данных проводилась с использованием специального пакета программ [Rodi, Mackie, 2001]. В результате были получены тензоры импеданса, кривые импеданса и фазы импеданса [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Точность определения тензора импеданса составляет первые проценты, точность определения фазы импеданса – первые градусы. По компонентам тензора импеданса

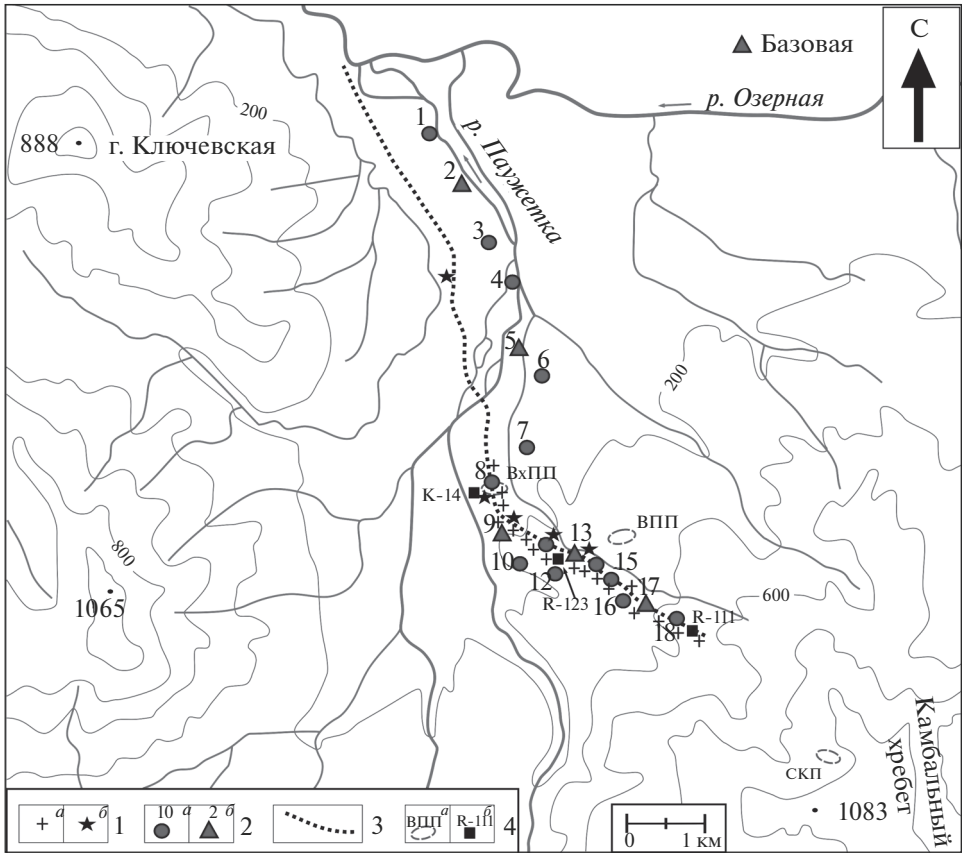

Рис. 4. Схема расположения пунктов геофизических исследований.
1 – пункты ВЭЗ с разносами питающей линии 1 км (*а*) и с разносами питающей линии 3 км (*б*); 2 – электроразведочные работы методами АМТЗ (*а*) и МТЗ (*б*) с указанием номеров пунктов; 3 – пункты гравиметрических работ, по которым сделаны магнитометрические исследования с более частым шагом; 4 – основные термальные поля (*а*): ВхПП – Верхне-Паужетское, ВПП – Восточно-Паужетское, СКП – Северо-Камбальное, скважины и их номера (*б*).

рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов и параметра неоднородности, по которым можно судить о геоэлектрической неоднородности среды. В диапазоне частот от 0.0001 до 15 Гц полярные диаграммы основного импеданса имеют форму близкую к кругу, значения дополнительного импеданса невелики. На высоких периодах диаграмма основного импеданса приобретает вид овала с сжатием в виде восьмерки. Диаграмма дополнительного импеданса имеет вид четырехлепестковой розочки. Параметр неоднородности на высоких частотах имеет значения от 0.05 до 0.15, что говорит о квазиоднородности, и возрастает в низкочастотной области: это связано с влиянием геологических структур. Минимальные оси дополнительного импеданса на низких частотах совпадают с осями диаграммы основного импеданса. Это свидетельствует о том, что геоэлектрическую среду можно аппроксимировать как двумерно-неоднородную.

Магниторазведочные исследования на площади Паужетской гидротермальной системы проводились нами неоднократно [Нуждаев, Феофилактов, 2014; Феофилактов и др., 2017]. Однако в настоящей работе выполнены дополнительные измерения по основному профилю (см. рис. 4) с целью согласования характеристик аномального магнитного поля с гравиметрическими и геоэлектрическими данными. Шаг измерений составил 4–5 м. Использовались магнитометры GSM-19W на эффекте Оверхаузера (GEM Systems, Канада): один прибор – в качестве магнитовариационной станции, второй – для рядовых измерений, что позволило увеличить скорость и повысить качество съемки. Погрешность показаний между приборами ≤0.1 нТл.

Гравиметрическая съемка проведена автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора >7000 мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Наблюдения выполнены по профилю с шагом 100 м (см. рис. 3). Контрольные измерения составили 15%, среднеквадратичная погрешность – 0.03 мГал. Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Одна станция

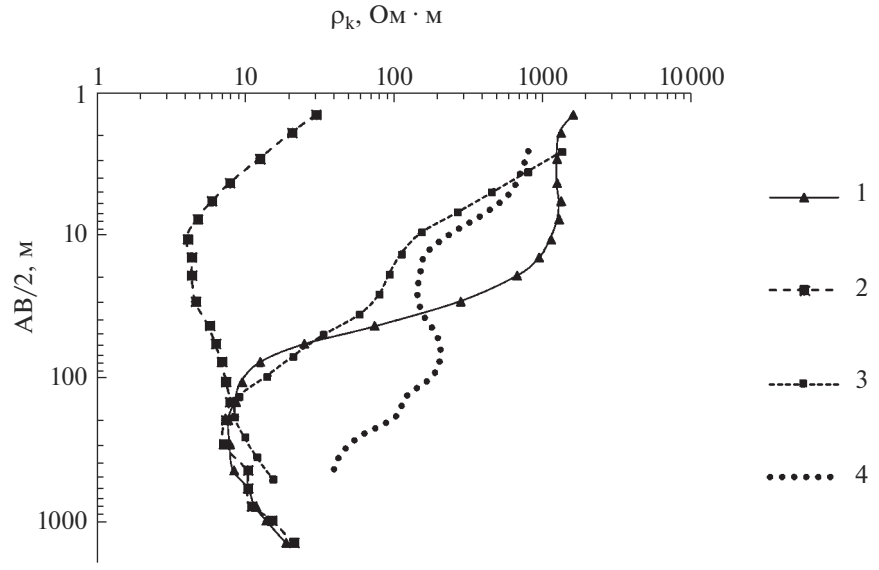

Рис. 5. Кривые ВЭЗ, характерные для различных участков профиля.
1 – кривая, соответствующая СЗ части профиля (левая терраса р. Паужетка); 2 – участок естественной разгрузки парогидротерм (ВхПП); 3 – кривая, типичная для всей площади геотермального месторождения (центральная часть профиля); 4 – кривая, характерная для ЮВ части профиля.

служила базовой, другая перемещалась по пикетам. Время записи на каждой точке ≥15 мин. Точность определения высот ≤7 см.

Для учета сползания нуль-пункта, а также учета погрешности GPS аппаратуры измерения проводились в опорных точках, одна из которых находилась на бетонном основании скважины К-14 (район Верхне-Паужетского термального поля). Местоположение этой точки не меняется для гравиметрических съемок, проводимых авторами с 2011 г., что позволило увязать новые данные с полученными ранее [Букатов и др., 2011; Феофилактов и др., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вертикальные электрические зондирования выполнены с целью изучения структуры проводимости среды в верхних частях разреза Паужетской гидротермальной системы и зоны ее сочленения с региональными геологическими структурами. Полученные кривые распределения кажущегося электрического сопротивления ($\rho_к$) относятся к типу "НКН–КНК" (рис. 5). Приповерхностные горизонты геологического разреза характеризуются высокими значениями $\rho_к$, на глубину электрическое сопротивление резко падает. Минимальные значения $\rho_к$ достигаются на разносах AB/2 = 150–300 м. В интервале разносов AB/2 = 20–100 м наблюдается перегиб кривых, который указывает на наличие промежуточного горизонта пород с повышенным значением сопротивлений, мощность и глубина которого варьирует по разрезу. Кривые зондирований в районе Верхне-Паужетского термального поля (центральной разгрузки парогидротерм в структуре гидротермальной системы) отличаются низкими значениями $\rho_к$ в верхней части разреза (практически от поверхности) с плавным возрастанием значений на глубину.

Построены псевдо- и геоэлектрический разрезы распределения удельного электрического сопротивления среды (у. э. с.). На псевдоэлектрическом разрезе (рис. 6) в его верхней части (AB/2 – до 100 м) отмечаются высокие значения $\rho_к$, а также горизонтальная дифференциация удельного электрического сопротивления. Область низких значений $\rho_к$ локализована в нижней части разреза и приближается к поверхности непосредственно в зоне разгрузки парогидротерм (ВхПП, см. рис. 6). На геоэлектрическом разрезе выделяются пять горизонтов (сверху вниз), характеризующихся достаточно контрастными интервалами значений у. э. с.

1-й горизонт, у. э. с. = 100–3000 Ом · м. Мощность составляет от 10 до 38 м в СЗ и центральной части профиля с выклиниванием к поверхности в районе ВхПП. В ЮВ части мощность увеличивается до 60 м. В геологическом разрезе горизонт отвечает аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенов (левая часть профиля) и лаво-экструзивному комплексу дацитов и андезитов Камбального хребта (правая часть разреза). Таким образом, породы этого горизонта, по-видимому, служат водоупором как для восходящих термальных, так и метеорных вод.

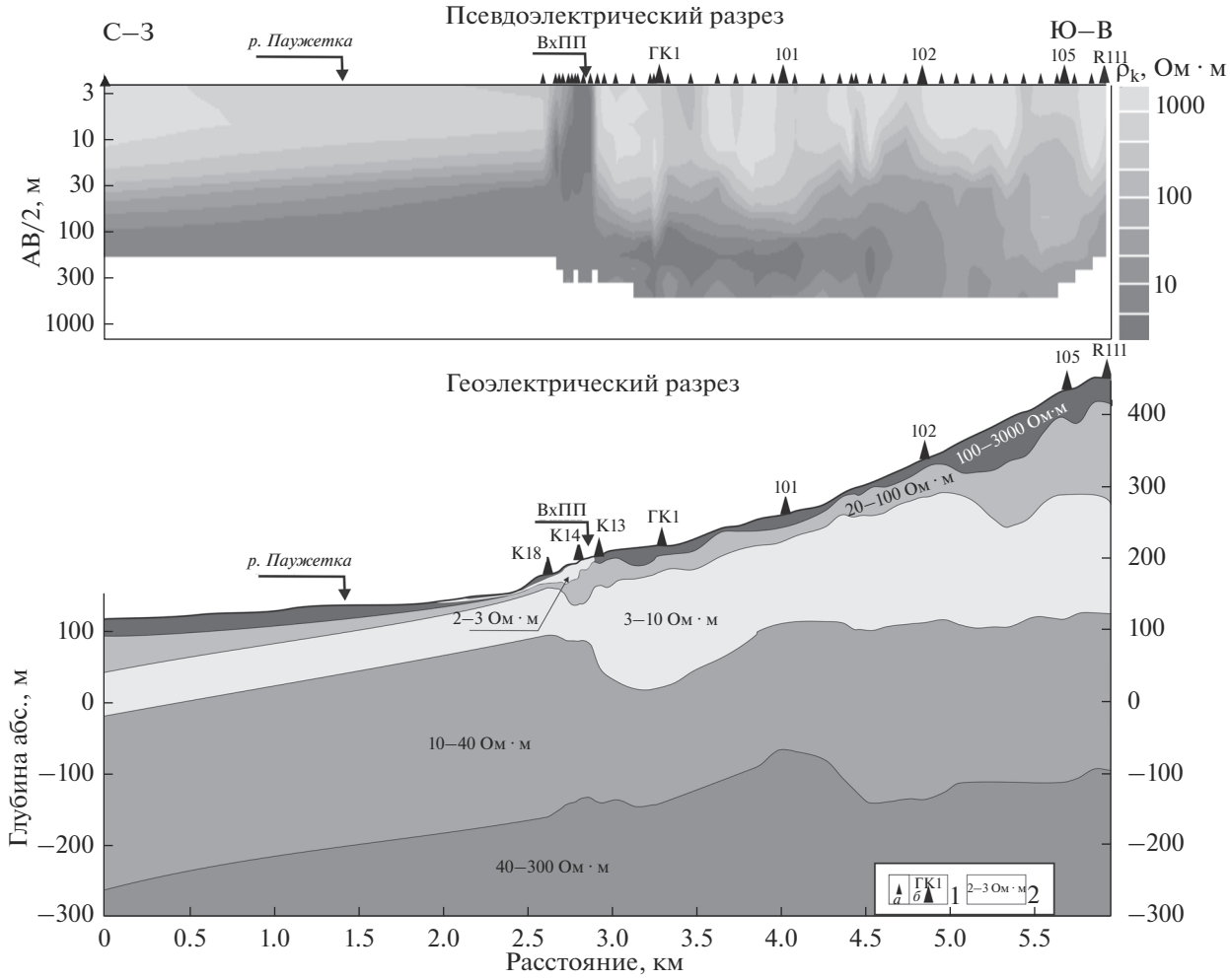

Рис. 6. Псевдо- и геоэлектрический разрезы района Паужетской гидротермальной системы по данным ВЭЗ.
1 – обозначение местоположения пунктов ВЭЗ (*а*) и скважин (*б*); 2 – значение удельного сопротивления слоя пород.

2-й горизонт, у. э. с. = 20–100 Ом · м. Горизонт проявлен по всему разрезу, мощность варьирует от 7 м на участке разгрузки парогидротерм до 50 м; на склоне Камбального хребта мощность резко возрастает (см. рис. 5). Горизонт соответствует мелкообломочным туфам и туффитам андезидацитов верхнепаужетской подсвиты. Породы относительно плотные. Трещиноватость и открытая пористость проявляется на участках дробления, прилегающих к тектоническим (тектономагматическим) блокам, контролирующих в структуре Паужетской системы потоки гидротерм и области смешения их с метеорными водами (в частности, в районе ВхПП).

3-й горизонт, у. э. с. = 3–10 Ом · м. Мощность колеблется от 50 до 160 м (резко возрастает в структуре гидротермальной системы). Этому горизонту соответствует толща псефитовых туфов среднепаужетской подсвиты. Породы пористые, трещиноватые, интенсивно гидротермально измененные – аргиллизированные и цеолитизированные.

4-й горизонт, у. э. с. = 10–40 Ом · м. Мощность 160–240 м. Горизонт отвечает более крупнообломочным (псефитовым до агломератовых) туфам андезидацитов нижнепаужетской подсвиты. Породы также интенсивно гидротермально изменены: окварцованы, цеолитизированы, хлоритизированы, но аргиллизация проявлена в меньшей степени, чем в вышележащей толще. Трещины часто залечены минералами кремнезема, цеолитами, хлоритами и др. новообразованными минералами, что, вероятно, снижает общую водонасыщенность этих пород.

Горизонты 3 и 4, согласно [Структура ..., 1993], характеризуют верхний водоносный комплекс в структуре Паужетской гидротермальной системы.

5-й горизонт, у. э. с. = 40–300 Ом · м, служит основанием разреза, кровля горизонта залегает на глубинах 330–550 м от дневной поверхности. Вы-

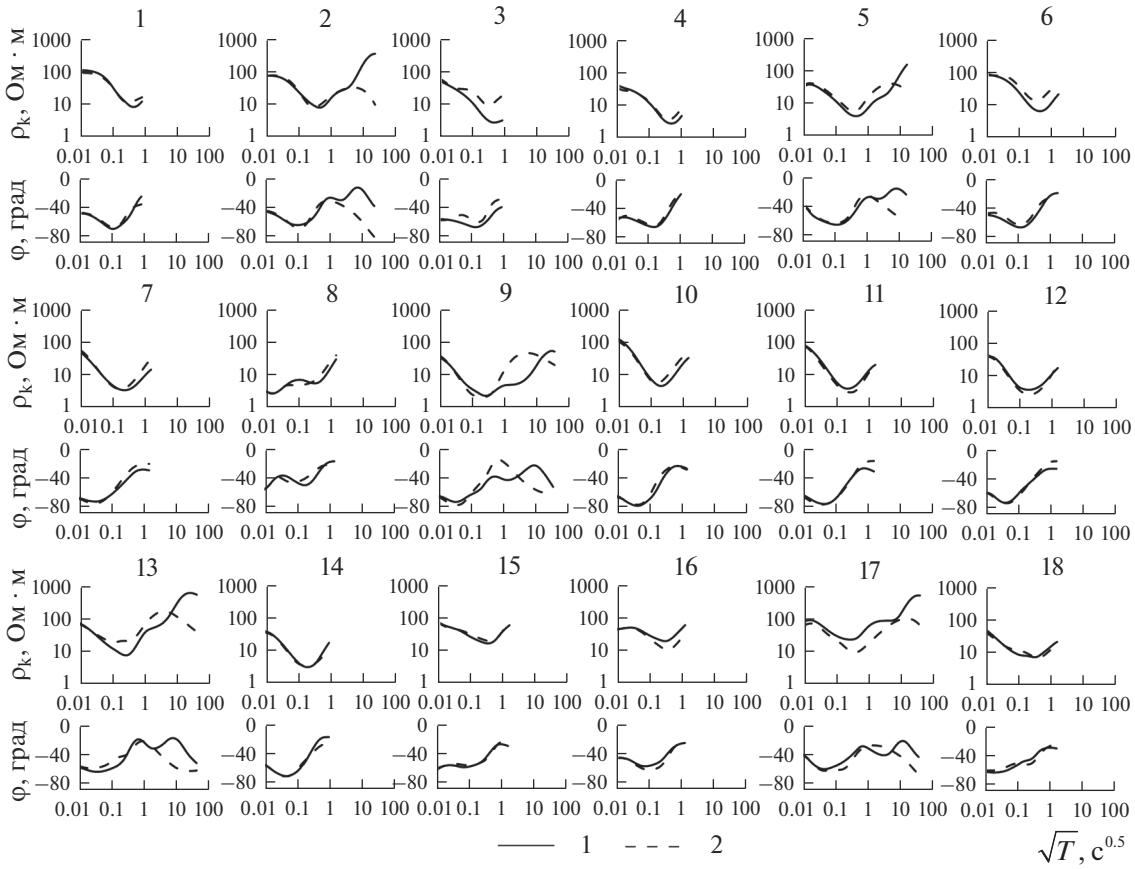

Рис. 7. Амплитудные и фазовые кривые АМТЗ и МТЗ.
Номера на схеме – пункты зондирований: 1 – продольные; 2 – поперечные.

деление этого горизонта только по кривым ВЭЗ проблематично вследствие влияния выше расположенного мощного водоносного комплекса паужетской свиты, который является своеобразным экраном в геоэлектрической среде. В ЮВ части разреза верхняя кромка пятого горизонта по полученным кривым ВЭЗ не установлена ввиду малых разносов питающей линии. Для более достоверного определения глубины залегания верхней кромки горизонта были привлечены данные разведочных скважин. Горизонт, в целом, соответствует толще плотных массивных голыгинских игнимбритов, являющихся промежуточным водоупором в структуре Паужетской гидротермальной системы (см. рис. 3).

В районе Верхне-Паужетского термального поля выделяется небольшая по размеру и мощности область (линза), характеризующаяся у. э. с. = = 2–3 Ом · м (см. рис. 6). Эта область представлена интенсивно аргиллизированными пористыми и трещиноватыми туфами (туффитами), насыщенными гидрокарбонатно-сульфатными водами, разгружающимися на дневной поверхности. Высокая контрастность структуры геоэлектрического разреза под Верхне-Паужетским термальным полем позволяет предполагать наличие здесь субвертикальных разрывных тектонических нарушений, по которым поступают напорные гидротермы и происходит их смешение с метеорными водами, что согласуется с представлениями других авторов [Пампура, Сандимирова, 1990; Структура ..., 1993].

На основании электромагнитных исследований построены продольные и поперечные кривые зондирований (рис. 7). Продольные кривые в большей мере отражают глубинные проводящие зоны, в то время как поперечные несут наиболее достоверную информацию о приповерхностных частях разреза. Поэтому рассчитаны численные модели по продольным (в модификации ТЕ) и по поперечным (в модификации ТМ) кривым [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Инверсия кривых выполнена при помощи программы численного двумерного моделирования по алгоритму [Rodi, Mackie, 2001]. В качестве априорных данных была принята одномерная модель данного участка с учетом уже известной геолого-геофизической информации (см. рис. 2, 3).

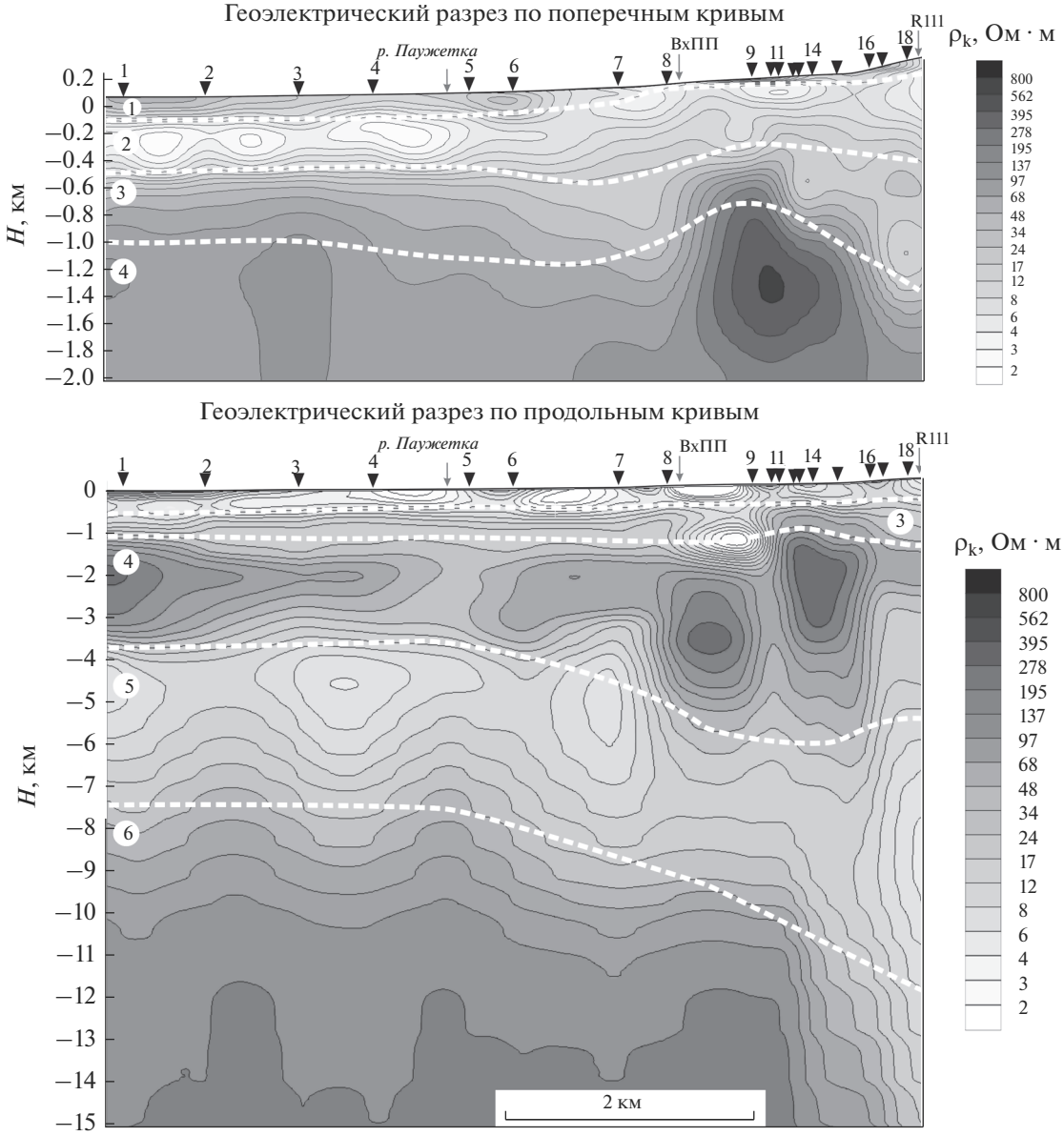

Рис. 8. Геоэлектрический разрез района Паужетской гидротермальной системы по данным МТЗ и АМТЗ.

Анализ кривых зондирований позволил построить геоэлектрические разрезы до глубины 2 и 15 км (рис. 8). Качественный анализ кривых показывает, что они подвержены ρ-эффекту. Данный эффект выражен в смещении амплитудных кривых по оси ординат, в отличие от фазовых кривых, которые этому эффекту не подвержены. ρ-эффект имеет гальваническую природу и связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей [Бердичевский, 2009]. В левой части продольных и поперечных амплитудных кривых ($\sqrt{T}$ от 0.01 до 0.1 $с^{0.5}$) виден максимум, который характеризует аллювиально-делювиальные отложения с кажущимся электрическим сопротивлением ($\rho_к$) до 100 Ом · м. Далее в высокочастотной области (диапазон $\sqrt{T}$ от 0.5 до 0.8 $с^{0.5}$) на продольных и поперечных кривых выражен минимум, обусловленный наличием в разрезе толщи вулканогенно-осадочных пород, имеющих $\rho_к$ = 2–20 Ом · м.

Вулканогенно-осадочная толща сложена преимущественно туфами паужетской свиты. Аномальными характеристиками выделяется разрез в пункте наблюдения № 8: здесь у продольных и поперечных кривых не выражен максимум и кривые имеют наиболее низкие значения $\rho_к$. Такие значения характерны для разрезов центральной части Паужетской гидротермальной системы (района Верхне-Паужетского термального поля).

Аномальная форма кривых, вероятно, объясняется разгрузкой парогидротерм на данном участке. На продольных кривых МТЗ в правой части выделяется максимум ($\sqrt{T}$ от 1 до 1.5 $с^{0.5}$), которому соответствует горизонт пород с $\rho_к$ = 20–50 Ом · м. Этот горизонт представлен анавгайскими песчаниками. Далее восходящая ветвь на продольных кривых ($\sqrt{T}$ от 30 до 40 $с^{0.5}$) позволяет выделить зону от 100 до 500 Ом · м и более, на поперечных кривых МТЗ выделяется максимум ($\sqrt{T}$ от 5 до 15 $с^{0.5}$). Эта зона наиболее вероятно отражает положение в разрезе мелового фундамента: на основании выполненных ранее геофизических исследований кровля мелового фундамента для данного участка определяется на глубине от 2 до 3.5 км [Зубин, 1980].

На продольных кривых МТЗ в низкочастотной области выражен минимум, свидетельствующий о наличии зоны с пониженным $\rho_к$ (10–20 Ом · м) в интервале глубин от 3.5–4 до 8 км и более. Мощность этой зоны составляет в среднем 4–5 км. Она представляет большой интерес, поскольку ассоциируется с зоной повышенной проводимости для геотермального флюида: во многих районах Камчатки выделяется так называемый “коровый проводящий слой” [Мороз, 1991; Мороз, Гонтовая, 2017].

Основание геоэлектрического разреза на глубине от 8–9 до 15 км характеризуется значениями $\rho_к$ более 150–200 Ом · м. Выделенный нижний горизонт, по-видимому, представляет собой кровлю кристаллического фундамента. Наши данные не противоречат результатам авторов [Долгоживущий ..., 1980].

Таким образом, с помощью электромагнитных исследований в геоэлектрическом разрезе района Паужетской гидротермальной системы выделено 6 горизонтов (сверху вниз, см. рис. 8), предположительно имеющих следующую геологическую природу:

1 – слой аллювиально-делювиальных отложений мощностью до 100 м;

2 – толща туфов и туфогенно-осадочных пород паужетской свиты, а также агломератовых туфов алнейской серии, являющихся водовмещающими горизонтами в структуре гидротермальной системы; мощность второго горизонта колеблется от 200–300 м в левой части геологического разреза до более 1 км в правой;

3 – толща вулканомиктовых песчаников-гравелитов анавгайской серии, считающихся нижним водоупором в структуре Паужетского геотермального месторождения [Структура ..., 1993]; мощность горизонта составляет около 1 км;

4 – отложения мелового фундамента, представленные в этом районе метаморфизованными песчаниками и вулканогенными породами; мощность горизонта колеблется от 1.5 до 5 км; увеличение мощности обусловлено наличием неоднородностей с повышенным $\rho_к$, которые могут быть представлены блоками плотных пород – крупными интрузивными телами (?) в районе центральной части Паужетской гидротермальной системы – или магматическим комплексом г. Ключевской в западной части разреза;

5 – горизонт, по-видимому разуплотненных пород мелового или более древнего возраста, представляющий собой зону повышенной проводимости для геотермального флюида – “коровый проводящий слой”; мощность горизонта достаточно выдержана и составляет 4–5 км; в правой части разреза происходит его погружение под структуру Камбального вулканического хребта;

6 – породы кристаллического фундамента в интервале глубин от 8–9 до 15 км.

Аномальное магнитное поле в районе исследований имеет два типа распределения значений $\Delta T_а$ (рис. 9). Спокойным слабопеременным полем с преимущественно положительными значениями характеризуются Озерновский и Паужетский грабены (СЗ часть профиля, до р. Паужетка), интенсивно знакопеременным полем с преобладанием отрицательных значений $\Delta T_а$ – структура Паужетской гидротермальной системы и ее сочленение с опущенным блоком Паужетского грабена.

Значения $\Delta T_а$ по профилю изменяются в диапазоне от –895 до +638 нТл. При проведении магнитометрических исследований было учтено влияние техногенных помех (трубопроводов, скважин, сепараторов, захороненного вблизи дневной поверхности “металлического мусора”) на аномальное магнитное поле. Также в целях наиболее достоверной интерпретации данных проведено сглаживание графика путем осреднения значений в соседних точках (скользящее среднее по 9 точкам). Крупные знакопеременные изменения значений поля характеризуют определенные геологические структуры. Граница Паужетского грабена (тектоническое нарушение сбросового типа) выделяется резкой отрицательной аномалией (район р. Паужетка). По ранее полученным данным низкочастотного сейсмического зондирования (неопубликованные материалы И.Ф. Абкадырова, И.А. Нуждаева и др.) к правому борту Паужетского грабена приурочены зоны поглощения сейсмических волн. Эти зоны интерпретируются нами как области восходящего теплового потока. Многие из пробуренных разведочно-эксплуатационных скважин в структуре сочленения отложений грабена с породами приподнятых блоков Паужетского геотермального месторождения являются продуктивными, что свидетельствует о высокой проницаемости этого участка Паужетской гидротермальной системы [Структура ..., 1993]. Район

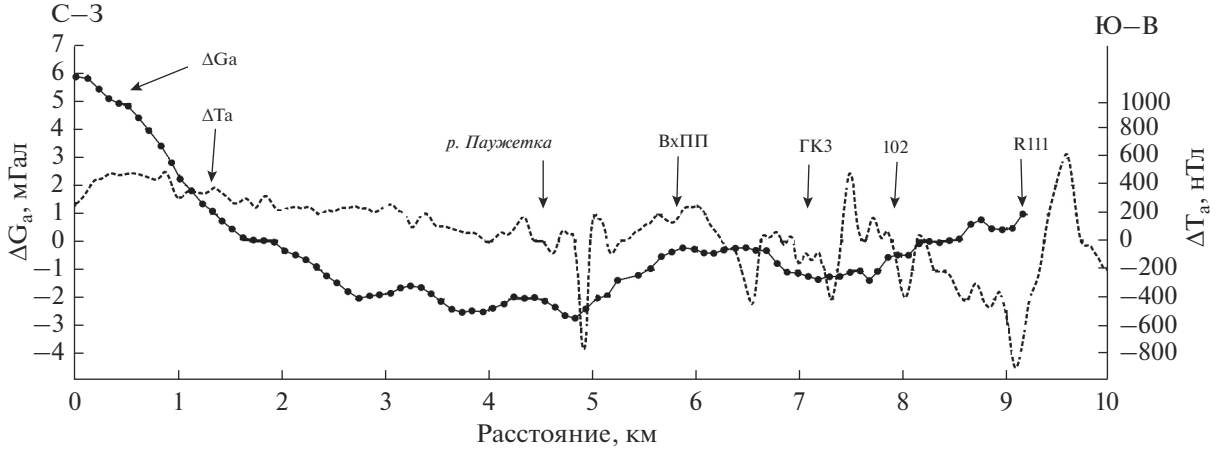

Рис. 9. Графики распределения значений аномального магнитного поля (ΔT_a) и гравитационного поля в редукции Буге (ΔG_a) с учетом рельефа местности по профилю.

Верхне-Паужетского термального поля характеризуется положительными значениями ΔT_a (максимальное +256 нТл), однако этот максимум осложнен понижением измеренных значений до +143 нТл в центральной части аномалии. Этот факт указывает на наличие гидротермально измененных пород, характеризующихся пониженными магнитными свойствами вследствие выщелачивания ферромагнитных минералов. Однако, в целом, выделенная крупная положительная аномалия ΔT_a на этом участке гидротермальной системы свидетельствует в пользу наличия пород с достаточно высокой остаточной намагниченностью. Такими породами в структуре системы являются, прежде всего, субвулканические образования среднего состава [Структура ..., 1993; Феофилактов и др., 2017]. На основании предварительной оценки методом касательных [Магниторазведка, 1980] можно полагать, что глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела соответствует 240 м. Мы предполагаем, что в районе центрального приподнятого блока Паужетского геотермального месторождения выделяется одно крупное субвулканическое тело диоритов – габбро-диоритов, либо несколько тел, объединенных в субинтрузивный комплекс. Глубина залегания кровли такого комплекса может составлять от нескольких сотен метров до 1–1.5 км. Эти данные согласуются с выделением положительной аномалии ΔT_a в левой части профиля (см. рис. 9): глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела составила 1380 м. Ярко выраженные отрицательные аномалии ΔT_a на разрезе, по-видимому, отражают положение крупных зон разрывных тектонических нарушений с повышенной проницаемостью для геотермального теплоносителя либо структуры с палеогидротермальной минерализацией, в которой ассоциации вторичных минералов не содержат ферромагнитных фаз.

На основании гравиметрической съемки получен график изменения поля силы тяжести в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 1.9 г/см^3 (см. рис. 9). Значения ΔG_a составляют от +5.95 до –2.7 мГал. Высоким уровнем плотности характеризуются краевые части профиля, что объясняется наличием здесь массивов плотных магматических пород: андезибазальтов и, вероятно, их субвулканических аналогов комплекса г. Ключевской (на СЗ); лаво-экструзивных комплексов дацитов и андезитов Камбального вулканического хребта (на ЮВ). Центральная часть профиля выделяется пониженными значениями аномального гравитационного поля с минимальным значением в долине р. Паужетка. На фоне общих отрицательных значений выделяются три участка с относительно высоким значением ΔG_a: в долине р. Озерная и в районе Верхне-Паужетского термального поля. По предварительным оценкам методом характерных точек для горизонтального кругового цилиндра, бесконечного по оси Y (материальный бесконечный стержень), определена глубина залегания оси цилиндра и его радиус – при допущении, что эффективная плотность вещества составляет 0.3 г/см^3 [Гравиразведка ..., 1990]. Расчетные параметры аномалообразующих тел имеют следующие значения: глубина залегания оси цилиндра = 1.05 км, радиус = 2.2 км – в СЗ части профиля и 900 м в ЮВ. Два максимума ΔG_a в грабене р. Озерной (максимальные значения –1.55 и –2 мГал) характеризуются глубиной залегания аномалообразующего тела 200–300 м, радиусы составляют 550 и 630 м. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (район ВхПП) на общем фоне отрицательных значений поля силы тяжести наблюдается крупный максимум значений ΔG_a с двумя экстремумами до –0.18 мГал и понижением значений до –0.39 мГал в перегибе между ветвями

графика. Глубина залегания тела повышенной плотности в левой ветви составляет 530 м (радиус 283 м), в правой – 250 м (радиус 184 м). Полученные теоретические глубины залегания аномалообразующих тел (1.05–1.1 км по гравиметрическим данным и 1–1.5 км по магнитным данным) согласуются между собой и уточняют положение и глубину залегания кровли блоков пород с относительно высокой плотностью в структуре тектоно-магматического поднятия района Верхне-Паужетского термального поля.

БЛОКОВАЯ ГРАВИМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Петрофизические свойства пород Паужетской гидротермальной системы подробно изучены И.М. Зайцевым[1] и авторами [Ладыгин и др., 1993; Молостовский, Фролов, 1993]. Рассмотрим основные данные плотности (ρ) и магнитной восприимчивости (æ) горных пород. Наиболее плотными являются базальты и андезиты (в среднем 2.5–2.8 г/см^3). Плотность дацитов и риолитов несколько ниже (2–2.5 г/см^3). Псаммитовые и псефитовые туфы имеют широкий диапазон плотности – 1.4–2.3 г/см^3. В зависимости от состава туфы делятся на кислые (1.6 г/см^3) и средние (2.2 г/см^3). Кислые разности обычно более гидротермально изменены, видимо этим объясняется их низкая плотность. Залегающие в верхней части разреза алевропеллитовые туфы характеризуются значениями плотности 1.4–1.5 г/см^3. Наименьшими значениями обладают пемзовые отложения – менее 1 г/см^3. В разрезах скважин наиболее плотные горизонты большой мощности образуют туфобрекчии андезитов – 2.3 г/см^3. Плотность туфов, туффитов и туфобрекчий значительно снижается в зонах аргиллизации и цеолитизации пород – на 50% и более, на участках интенсивного окварцевания и адуляризации – наоборот возрастает за счет замещения исходных компонентов пород криптокристаллическим массивным кварцем [Ладыгин и др., 1993].

Диапазон значений магнитной восприимчивости пород широкий. Наиболее магнитные породы представлены базальтами (æ = 3.7×10^{-3}–45×10^{-3} СИ) и андезитами (до 13×10^{-3} СИ). От последних значениями æ почти не отличаются туфы и туфобрекчии среднего состава. Лавы и экструзивные дациты и риолиты являются среднемагнитными (æ = 0.9×10^{-3}–25×10^{-3} СИ). Алевропеллитовые туфы обладают малыми значениями (0.02×10^{-3}– 4×10^{-3} СИ). Пемзы практически не магнитны. В разрезах скважин аномально низкими значениями æ выделяются различные породы из зон водопритоков (0.25×10^{-3}–0.1×10^{-3} СИ).

Остаточная намагниченность (J_n) пород изменяется от 0 до 6 А/м. Максимальные значения характерны для базальтов, андезитов и дацитов (1–5 А/м). Для туфов среднего и кислого состава J_n = = 0.1–0.7 А/м. Алевропеллитовые туфы отмечаются практически нулевыми значениями J_n. Таким образом, выдерживается дифференциация пород района Паужетской гидротермальной системы по плотности и магнитным свойствам.

На основании проведенных исследований и обобщения данных по петрофизическим свойствам пород района выполнено гравимагнитное моделирование (рис. 10). Слоисто-блоковая модель верхней части разреза сопоставлена с геологическими данными (см. рис. 3), глубже 1 км – с результатами электромагнитных исследований.

Безусловно, высокая дробность и достоверность характеристик верхней части модельного разреза (до 1 км), в отличие от глубоких горизонтов, определяется как возможностями использованных структурно-геофизических методов, так и наличием детальной геологической информации.

Верхняя часть модели (горизонт “а”) представлена двумя горизонтальными слоями в северо-западной части и одним слоем в юго-восточной. Первый слой соответствует аллювиальным отложениям Паужетского и Озерновского грабенов, второй – толще туффитов и туфов паужетской свиты. Плотность и магнитная восприимчивость аллювия составляют 1.15 г/см^3 и 0.1×10^{-3} СИ соответственно; туфов и вулканогенно-осадочных пород: 1.23–1.9 г/см^3 и 1×10^{-3}–35×10^{-3} СИ. Большое количество мелких блоков во втором слое, вероятно, связано с высокой первичной неоднородностью вулканических пород, их тектонической раздробленностью и влиянием на их свойства парогидротерм.

Горизонт “б” на модели также состоит из двух слоев. Верхний – менее плотный (ρ = 1.31–2.31 г/см^3), но с более высокой магнитной восприимчивостью (æ = 1×10^{-3}–42×10^{-3} СИ); нижний характеризуется: ρ = 1.7–2.33 г/см^3, æ = 2×10^{-3}–29×10^{-3} СИ. Верхний слой в большей степени отвечает туфам паужетской свиты и нижележащих пород – до анавгайских песчаников. Нижний, отличающийся более высокой плотностью и, по-видимому, меньшей проницаемостью для гидротерм, сопоставим в геологическом разрезе с анавгайскими песчаниками. В центральной части Паужетской гидротермальной системы (в районе ВхПП) блоки этого горизонта отличаются более высокой плотностью пород и контрастными значениями магнит-

[1] *Зайцев И.М.* Отчет о комплексных геофизических исследованиях в районе Паужетского геотермального месторождения в 1969 г. Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу. Петропавловск-Камчатский, 1970. 116 с.

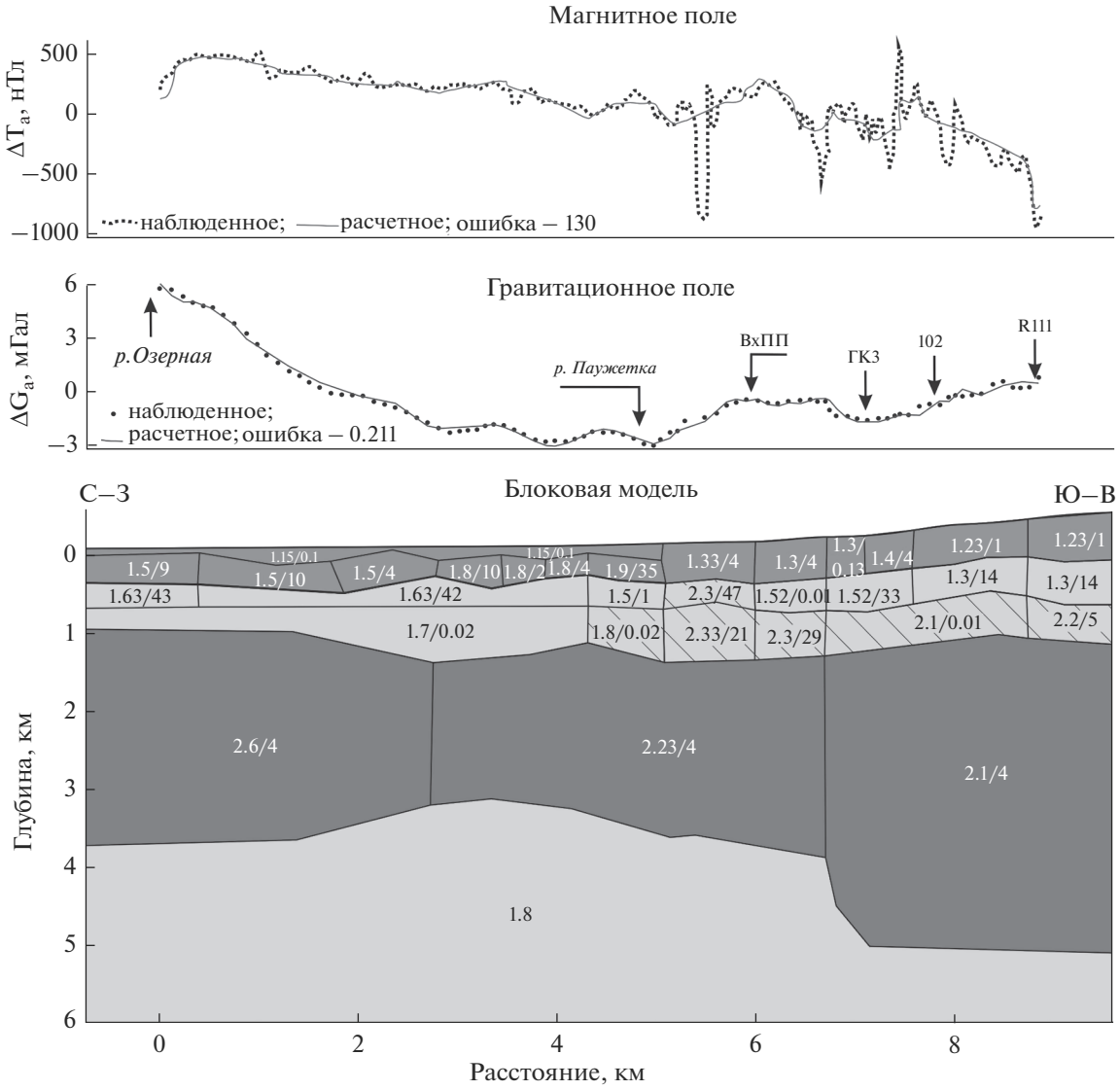

Рис. 10. Гравимагнитная блоковая модель структуры района Паужетской гидротермальной системы. Цифрами на схеме отмечены средние значения плотности (в числителе) и магнитной восприимчивости (в знаменателе, $æ = n \times 10^{-3}$ СИ) для каждого блока.

ной восприимчивости (выделены штриховкой, см. рис. 9). Блоки относительно уплотненных пород в этой части геологического разреза могут соответствовать субвулканическим образованиям, разуплотненные – аргиллизированным и цеолитизированным туфам, туфобрекчиям и песчаникам.

На глубине от 1 до 4 км выделяется горизонт “в”, состоящий из трех блоков с плотностью от 2.1 до 2.6 г/см^3 и магнитной восприимчивостью 4×10^{-3} СИ. Горизонт сопоставим с горизонтом № 4, обозначенным нами по электромагнитным данным (см. рис. 8). Горизонт отвечает породам мелового фундамента, нижняя граница выделена достаточно условно. Но по гравимагнитным данным в основании модели выделяется единый слой с меньшей плотностью (1.8 г/см^3), соответствующий горизонту № 5 по данным МТЗ. Это позволяет отнести нижний горизонт блоковой модели к зоне повышенной проводимости для глубинных флюидов – “коровому проводящему слою”, согласно работам [Мороз и др., 2017; Нурмухамедов и др., 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласование результатов вертикального электрического и электромагнитных зондирований, магнитометрических и гравиметрических исследований и обобщение ранее полученных геологических и структурно-геофизических данных позволило разработать модель слоисто-блокового строения района Паужетской гидротермальной системы. В

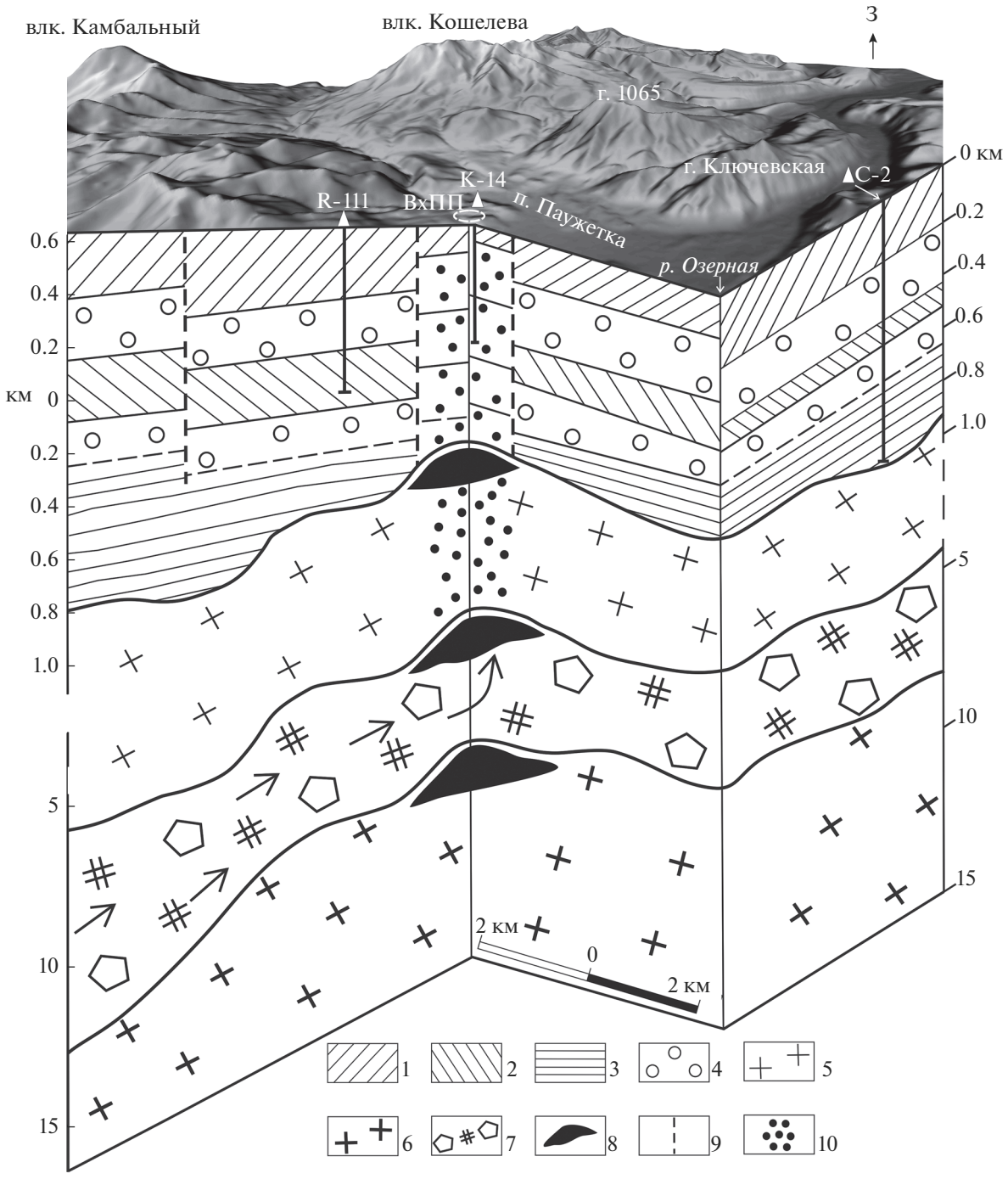

Рис. 11. Концептуальная модель строения района Паужетской гидротермальной системы.
1–3 – водоупорные горизонты в геологической структуре гидротермальной системы: 1 – верхний, представленный валунно-галечными аллювиальными отложениями Озерновского и Паужетского грабенов (в правой части модели), а также туффитами верхнепаужетской подсвиты и лавами Камбального вулканического хребта, 2 – средний, включающий магматические породы Ключевского комплекса и голыгинские игнимбриты района геотермального месторождения, 3 – нижний, отвечающий толще анавгайских песчаников; 4 – водовмещающий комплекс пород, состоящий из туфов паужетской свиты (верхний горизонт) и туфобрекчий алнейской серии (нижний горизонт); 5 – меловой фундамент; 6 – кристаллический фундамент; 7 – область разуплотненных горных пород в кровле кристаллического фундамента (подошве мелового фундамента), соответствующая предполагаемой зоне повышенной проводимости геотермального флюида; 8 – поток геотермального флюида, приуроченный к выступам мелового и кристаллического фундаментов и (или) крупным интрузивным комплексам. Стрелками показано направление движения глубинного флюида из-под основания Камбального хребта.

структуре этого блока земной коры до глубины 15 км выделено 6 основных горизонтов, характеризующихся контрастными электромагнитными и гравимагнитными свойствами, и объяснена их геологическая природа (рис. 11):

1 – аллювиальные отложения Озерновского и Паужетского грабенов, а также туффиты верхнепаужетской подсвиты и лавы Камбального хребта – породы относительно плотные и слабо трещиноватые, могут служить верхним водоупором для термальных и метеорных вод в структуре Паужетской вулкано-тектонической депрессии;

2 – толщи туфов паужетской свиты и туфобрекчий (туфоконгломератов) алнейской серии, являющиеся основным водовмещающим комплексом в структуре Паужетской гидротермальной системы, разделенным промежуточным водоупором; соответствующий этим породам горизонт повышенной проводимости (низкой плотности) протягивается и в опущенных блоках грабенов Паужетского и Озерновского, что увеличивает перспективы обнаружения парогидротерм за пределами Паужетского геотермального месторождения;

3 – относительно плотные и слабопроницаемые вулканомиктовые песчаники и гравелиты анавгайской серии, горизонт может являться нижним водоупором основной, хорошо разбуренной на месторождении, водовмещающей толщи пород;

4 – вулканогенно-осадочные метаморфические отложения мелового фундамента, горизонт включает крупные структурные неоднородности – блоки плотных пород с высокой остаточной намагниченностью, которые могут соответствовать магматическим комплексам среднего–основного составов, либо выступам кристаллического фундамента;

5 – метаморфизованные породы мелового или более древнего возраста, разуплотненные и водонасыщенные; высокая трещинно-поровая проницаемость (флюидонасыщенность) пород может быть обусловлена значительным перерывом между становлением нижнего (кристаллического) и среднего (мелового) структурных ярусов;

6 – отложения кристаллического фундамента.

Таким образом, верхняя часть геологического разреза, до кровли мелового фундамента, характеризуется неоднородным строением и вмещает современную гидротермальную систему вододоминирующего типа. Выделяются два водоносных горизонта, по-видимому широко распространенных в структуре Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района. Вертикальные блоки пород разделены зонами разрывных тектонических нарушений. К центральному приподнятому блоку в структуре гидротермальной системы приурочена область восходящего потока теплоносителя (геотермального газо-водного флюида). Вероятно, такие области существуют в других частях геологической структуры системы, где происходит скрытая разгрузка термальных вод.

В кровле кристаллического фундамента – подошве меловых отложений – выделен горизонт, характеризующийся высокой электропроводностью и, вероятно, являющийся зоной восходящего глубинного теплового потока. На основании исследований Ю.Ф. Мороза с коллегами практически во всех регионах Камчатки на глубинах от 15–30 до 60 км отмечен “коровый проводящий слой” [Мороз, 1991; Мороз, Гонтовая, 2017]. В геотермальных районах кровля этого слоя приближается к дневной поверхности до глубины 10 км и выше [Мороз и др., 2017; Нурмухамедов и др., 2010]. Выделенный нами 5-й горизонт, по-видимому, соответствует “коровому проводящему слою”.

Выделение мощного (4–5 км) горизонта повышенной проводимости газо-водного флюида в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном (рудном) районе на глубине от 3–4 до 8–9 км дополняет предложенную ранее принципиальную схему теплового питания Паужетской гидротермальной системы, в которой источник тепла предполагался в недрах Камбального вулканического хребта [Аверьев, 1966; Белоусов, 1978; Паужетские ..., 1965]. В то же время этот горизонт, по-видимому, имеет широкое распространение в структуре Паужетско-Камбально-Кошелевского района и может служить источником тепла как для известных геотермальных месторождений (Паужетского и Нижне-Озерновского), так и скрытых тепловых аномалий, распространенных в районе (придонная разгрузка в центре Курильского озера, теплые источники в бухте “Теплая” Курильского озера и в верховьях р. Левая Паужетка и др.).

Высокая активность глубинного теплового потока в структуре Паужетской гидротермальной системы обусловлена раздробленностью западного склона хребта Камбальный на мелкие тектонические (тектоно-магматические) блоки и внедрением интрузий, образующих разветвленную систему субвулканических комплексов и отдельных магматических тел. Участки повышенной тектоно-магматической активности, такие как районы Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей, служат субвертикальными каналами, связывающими глубинный тепловой поток с близповерхностными водоносными горизонтами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность всем сотрудникам Южно-Камчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН за всестороннюю помощь при проведении полевых исследований. Мы глубоко признательны д. ф.-м. н. П.П. Фирстову и к. г.-м. н. А.Г. Нурму-

хамедову за ценные замечания и предложения к рукописи статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-35-00138 и № 19-05-00102) и Дальневосточного Отделения РАН (проект № 18-2-003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.

Белоусов В.И. Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 677 с.

Букатов Ю.Ю., Абкадыров И.Ф., Нуждаев И.А. и др. Результаты высокоточных гравиметрических исследований на Верхне-Паужетском термальном поле // Материалы X региональной молодежной научной конференции “Природная среда Камчатки”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 51–60.

Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.

Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма / Гл. ред. С.Н. Рычагов. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005. 460 с.

Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 587 с.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.

Зубин М.И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Дологоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10–19.

Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. М.: Наука, 1985. 112 с.

Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В., Кривошеева З.А.. Петрофизические свойства пород гидротермальной системы // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 120–148.

Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитинского. М.: Недра, 1980. 367 с.

Молостовский Э.А., Фролов И.Ю. Петромагнитные свойства метасоматитов // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 148–160.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки М.: Наука, 1991. 182 с.

Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Камчатки по результатам МТЗ и сейсмотомографии // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 5. С. 44–58.

Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 51–61.

Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // XII Региональная молодежная научная конференция “Исследования в области наук о Земле”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 75–84.

Нурмухамедов А.Г., Чернев И.И., Алексеев Д.А., Яковлев А.Г. Трехмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. 2010. № 9. С. 15–28.

Пампура И.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1990. 152 с.

Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, 208 с.

Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.

Рычагов С.Н. Начало освоения геотермальной энергии на Камчатке и перспективы ее использования // История науки и техники. 2017. № 7. С. 45–51.

Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг / Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.

Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.

Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического региона до 2020 г. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.

Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др. Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36–50.

Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of northern California determined from teleseismic images of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4791–4807.

Clarke D., Townend J., Savage M.K., Bannister S. Seismicity in the Rotorua and Kawerau geothermal systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, based on improved velocity models and cross-correlation measurements // J. Volcanol. Geoth. Res. 2009. V. 180. P. 50–66.

Gianelli G., Manzella A., Puxeddu M. Crustel models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy) // Tectonophysics. 1997. V. 281. P. 221–239.

Lund J.W., Bloomquist R.G., Boyad T.L., Renner J. The United States of America country update // Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas. Petropavlovsk-Kamchatsky: OTTISK, 2005. P. 25–50.

Lund J.W., Boyd T.L. Direct Utilization of Geothermal Energy 2015 Worldwide Review // Proc. World Geothermal Congress, 19–25 April 2015. Melbourne, Australia, 2015. 31 p.

Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.

Stimac J.A., Goff F., Wohletz K. Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA // Geothermics. 2001. V. 30. P. 349–390.

Deep Structure of the Area of Pauzhetsky Hydrothermal System (Southern Kamchatka)

S. O. Feofilaktov[1, *], S. N. Rychagov[1, **], V. A. Loginov[1], Yu. Yu. Bukatov[1], I. A. Nuzhdayev[1], M. A. Klementyev[1], and D. K. Denisov[1]

[1]*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: serg415@kscnet.ru*

***e-mail: rychsn@kscnet.ru*

Complex geophysical surveys on the area of Pauzhetsky hydrothermal system and the adjacent territory for the purpose of allocation of the thermocontrolling geological structures up to the depth of 10–15 km are conducted. Coordination of results of vertical electric and electromagnetic soundings, magnetometric and gravimetric researches and synthesis of geologic-geophysical data allowed to develop a model of the layered and block structure of the area of Pauzhetsky hydrothermal system. The explanation is offered to high degree of fragmentation (permeability) of the top horizons of earth crust in structure of a modern hydrothermal system and the geothermal deposit. At a depth from 3–4 to 8–9 km the horizon of the loosened rocks which can be a source of thermal supply of the known and latent temperature anomalies of Pauzhetsko-Kambalno-Koshelevsky geothermal area of Southern Kamchatka is allocated.

Keywords: geothermal area, hydrothermal system, geothermal deposit, block structure, gas-water fluid, thermal supply