



УДК 553.078.2 +537.533.35

С. Н. Рычагов¹, А. В. Сергеева¹, М. С. Чернов²,
Т. М. Философова¹

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: rychn@kscnet.ru*

² *Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): к вопросу об источниках фосфора и транспорте металлов

В разрезе толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля выделены горизонты, обладающие своеобразными физическими свойствами, химическим и минеральным составами отложений. Они приурочены к основанию толщи глин и включают большое количество (до 1–2 об.%) минеральных частиц шаровидной формы (глобулей) и их агрегатов: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидных и кремнисто-карбонатно-сульфидных. Такие горизонты в толще глин и соответствующие глобули установлены впервые для геотермальных полей Южной Камчатки и не отмечены для других вулканических регионов. Они характеризуют область разгрузки глубинных щелочных хлоридно-гидрокарбонатных вод в зоне гипергенеза современной гидротермальной системы.

Введение

Гидротермальные глины образуют протяжённые толщи в областях четвертичного вулканизма и играют большую роль в строении гидротермальных систем [2–5, 11, 12]. Детальное изучение толщи глин термальных полей Южной Камчатки показало высокую изменчивость состава и свойств этих новообразований в зависимости от гидродинамического типа систем, времени воздействия гидротермально-метасоматических процессов на породы, физико-химических параметров геотермального теплоносителя [6–8]. Повышенный интерес вызывает зона перехода гидротермальных глин в жесткие грунты, в пределах которой могут протекать высокодинамичные минералорудообразующие процессы [8, 9]. Именно в такой зоне разреза гидротермальных глин на Восточно-Паужетском термальном поле (т/п) выделены горизонты, включающие минеральные образования шаровидной формы (глобули) различного состава и структуры. Исследованию этих горизонтов и глобулей и посвящена настоящая работа.

Характеристика термального поля

Восточно-Паужетское т/п расположено на склоне Камбального вулканического хребта и относится к восточному флангу Паужетского геотермального месторождения [1, 10]. Т/п находится на удалении до 2 км от эксплуатационных участков и, вероятно, характеризуется естественным термодинамическим и геохимическим режимами. Это обстоятельство имеет большое значение для понимания геотермальных и связанных с ними минералорудообра-

зующих процессов, поскольку характеристики других т/п месторождения существенно изменились за время его эксплуатации (с 1966 г.) [10]. Восточно-Паужетское т/п локализовано на пологом склоне в долине рч. Лучший (правый приток рч. Быстрый). Центральный участок размером 120×60 м выделяется активной разгрузкой парогидротерм (рис. 1). На удалении 150–300 м от участка отмечаются отдельные термальные площадки. Общий размер поля составляет более 300×500 м. Разгружающиеся на дневной поверхности термальные воды слабокислые сульфатные с широким катионным составом, минерализация не превышает 0,5–0,8 г/л.

Строение толщи гидротермальных глин

Толща глин Центрального участка характеризуется малой мощностью (до 1,0–1,5 м), высокой неоднородностью химического и минерального составов, наличием большого количества жёстких или полуразложённых обломков андезитов: здесь в настоящее время происходит активная аргиллизация делювиальных отложений и, вероятно, коренных пород на глубине. На границе участка в блоке, отличающимся невысокими температурами грунтов и отсутствием термопроявлений на поверхности, вскрыт разрез глубиной 4,0 м (рис. 2). Толща глин имеет зональное строение. Глины верхнего горизонта (до 0,7 м) сложены каолинитом и алу-нит-ярозитовыми твердыми растворами, содержат гётит и другие гидроксиды железа, пирит, α-кварц, полевошпатные твёрдые растворы. В этой зоне сернокислотного выщелачивания выделяется слой



Рис. 1. Восточно-Паужетское термальное поле. Справа — Центральный (активный) участок, слева — остывающая (?) поросшая растительностью часть т/п. На границе участков (группа людей) пройдены шурфы в 2013 и 2014 гг. Фото С. Н. Рычагова, август 2014 г.

черно-красных (гематитизированных) глин с псевдоморфной обломочной структурой исходных пород — лав андезитов. Переходный слой к основной толще глин выделяется повышенным содержанием крупнокристаллического (до 1,5–2,0 мм) относительно равномерно рассеянного пирита. Основная толща (до глубины 245 см) представлена серыми от тугопластичных до скрытотекучих глинами, характеризуется наличием большого количества кремнезёма (корочек, линз и прожилков опала и α -кварца) и пирита (рассеянного или образующего жеоды и прожилки, часто мономинеральные). Эта толща мощностью 1,5 м сложена хорошо закристаллизованным каолинитом, α -кварцем, опалом, полевыми шпатами, пиритом, марказитом (следы). Далее выделяется чёткий горизонт мощностью 40 см тёмно-серых «сухих» (твёрдых) глин, сложенных каолинитом и смектитом в сопоставимых количествах, и включающих глобулы, которые характеризуют минеральную ассоциацию первого типа (см. ниже).

На рис. 3 приведены инфракрасные спектры глинистых фракций. Видно как в толще с ростом глубины каолинит сменяется смектитом (начиная с глубины 3,0 м, каолинит фиксируется в виде следов, основным слоистым силикатом является смектит). Наиболее интенсивные, заметные полосы поглощения смектита расположены около 470, 535, 915, 1035, 1650, 3420, 3620 см^{-1} . У каолинита интенсивные полосы находятся около 470, 535, 700, 750, 795, 912, 940, 1010, 1035, 1115, 1650, 3620, 3650, 3670, 3700 см^{-1} . Низкотемпературной модификации SiO_2 принадлежат пики 780 и 800 см^{-1} , остальные пики α -кварца маскируются слоистыми

силикатами. У каолинита и смектита есть ряд общих полос, происходящих от общих структурных фрагментов. В рассмотренном диапазоне это полосы (в см^{-1}) около 470 ($d(\text{SiOSi})$), 535 ($d(\text{SiOMe})$), 915 ($d(\text{Al}(\text{OH})\text{Al})$), 1035 ($n(\text{SiO}_4)$), 1650 ($d(\text{H}_2\text{O})$), 3420 ($n(\text{H}_2\text{O})$), 3620 ($n(\text{H}_2\text{O})$). Низкотемпературная модификация кварца исчезает из глинистой фракции выше 13-го слоя, что не означает исчезновения этой фазы из мест отбора. Вероятнее всего, выше этого слоя α -кварц крупнее 2 мкм и не попадает в глинистую фракцию.

На интервале 300–325 см выделяются кремнисто-карбонатно-сульфидные отложения в виде пологопадающей жильной зоны: основная матрица сложена смектитом, содержит α -кварц, опал, полевошпатные твёрдые растворы вблизи состава альбита, пирит, другие сульфиды; выделяются прожилки и жеоды магнезиального кальцита. Эта зона содержит глобулы, характеризующие минеральную ассоциацию второго типа (см. ниже). Основание разреза представлено лавами андезитов, полностью замещёнными на агрегат смектит-опал-кварц-магнезиальный кальцит + пирит; отмечаются псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазу; многочисленные прожилки сложены опалом. Исходя из особенностей состава, свойств и структуры толщи, мы полагаем, что в данном блоке Восточно-Паужетского т/п, в отличие от многих других т/п Паужетско-Камбально-Кошелёвского района [6], гидротермальные глины сформировались за счёт перерождения коренных горных пород — лав андезитов.

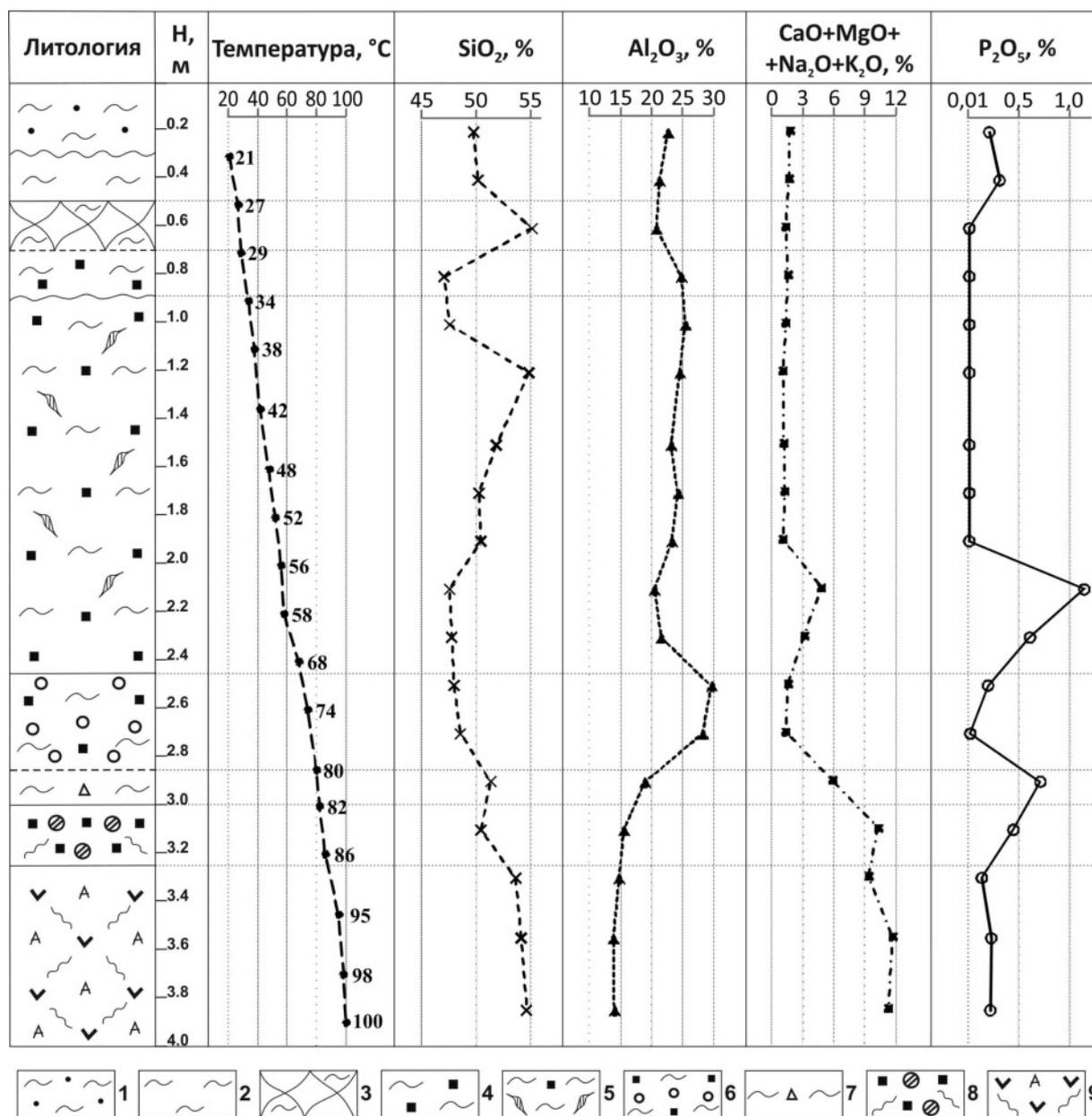


Рис. 2. Разрез толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля, построенный на основании проходки шурфов ВПП-1/13 и ВПП-1/14. 1–4 – зона сернокислотного выщелачивания: 1 – глины, образованные по переотложенным мелко-тонкообломочным делювиальным отложениям, 2 – типичные глины данной зоны, 3 – глины с псевдоморфной обломочной структурой лав андезитов, 4 – глины переходного слоя с высоким содержанием пирита; 5 – тугопластичные до скрытотекучих глины с большим количеством сульфидов и минералов кремнезёма; 6 – «сухие» (твёрдые) глины, включающие фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобулы; 7 – глины с обломками опала и кварца; 8 – кремнисто-карбонатно-сульфидная жильная зона, включающая аналогичные по составу глобулы; 9 – жесткое основание разреза: аргиллизированные лавы андезитов с большим количеством прожилков (линз, жёод) опала, кварца и карбонатов.

Изменение температуры глинистых грунтов по разрезу отражает некоторые особенности минерального состава и физико-химических свойств толщи: наблюдается скачок температуры в основании горизонта тугопластичных глин, повышенный температурный градиент в слое «сухих» (твёрдых) глин и в основании кремнисто-карбонатно-сульфидной жильной зоны (см. рис. 2). В нижней ча-

сти разреза существенно увеличивается и растёт с глубиной содержание Ca, Mg, Na, K (а также редких щелочных, редкоземельных, многих других элементов) и P, что, вероятно, связано с тем, что смектит является сорбентом многих металлов. Тенденция нарушается в горизонте тёмно-серых «сухих» глин, где падает концентрация щелочных элементов, возрастает — Al₂O₃ (до 30% против

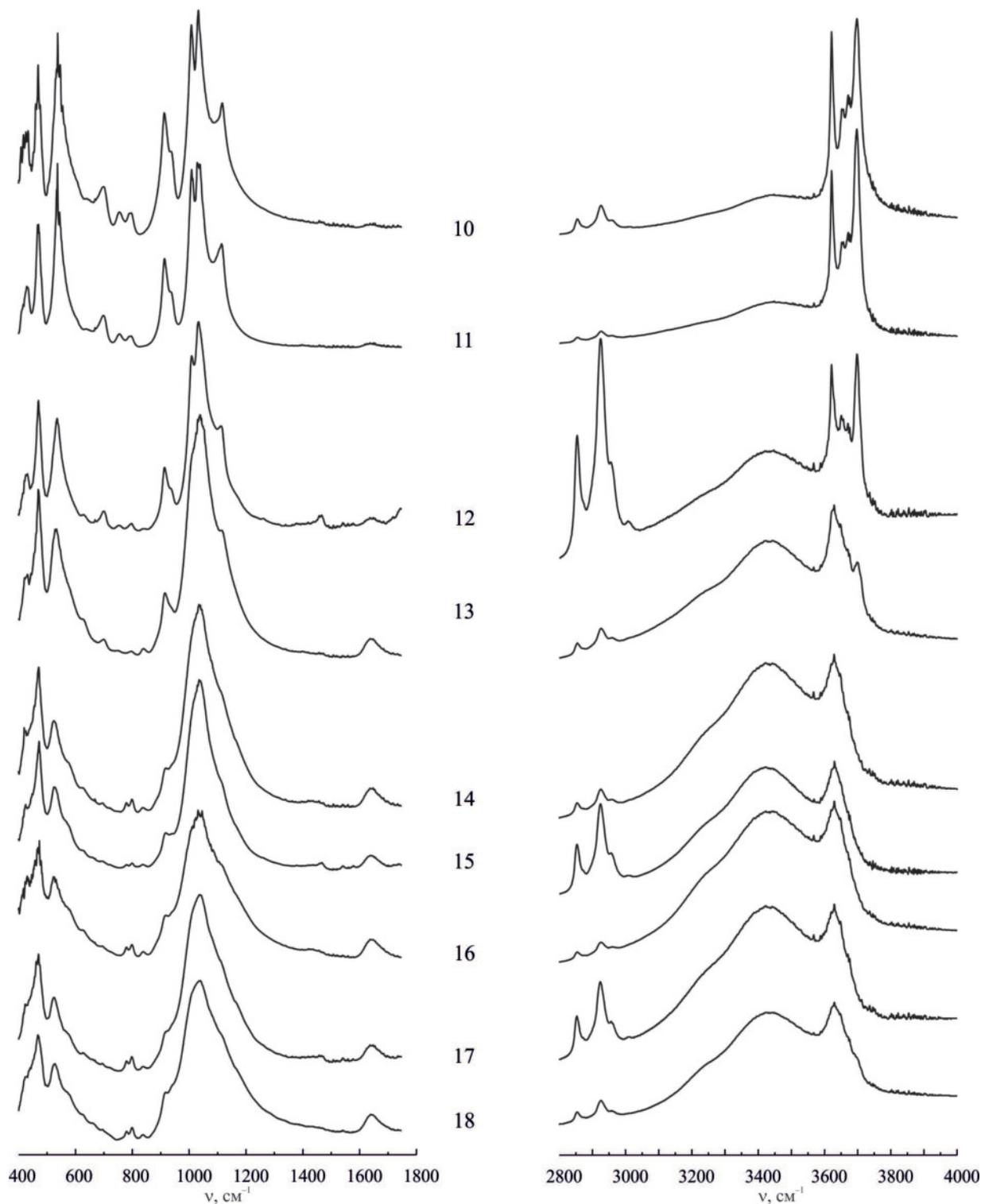


Рис. 3. Инфракрасные спектры глинистых фракций из разреза Восточно-Паужетского термального поля.

средних по толще 15–22%), содержание фосфора колеблется в широких пределах. Это обусловлено образованием специфических минералов в данном горизонте (см. ниже). Поровые растворы принципиально схожи с поверхностными термальными водами: кислые сульфатные с широким катионным составом, но средняя минерализация значительно

выше (2,0–3,5 г/л). В отличие от поверхностных, поровые воды содержат высокие концентрации Cl (20–50, до 100–160 мг/л), обогащены редкими щелочами (до 3 мг/л), Ti (0,1–1,0 мг/л), металлами группы железа, цветными (Zn — до 20 мг/л), редкими и редкоземельными элементами (в частности, Sc — до 50–300 мкг/л). В основании толщи



Рис. 4. Фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобули: морфология и размеры. Фото С. Н. Рычагова.

(300–400 см) преобладают нейтральные (до щелочных) сульфатно-гидрокарбонатные поровые воды, существенно возрастает содержание щелочных компонентов (в сумме до 0,8 г/л), растворённой ортокремниевой кислоты (0,5–1,1 г/л) и микроэлементов.

Состав и структура глобулей

Горизонт тёмно-серых «сухих» глин (интервал 245–285 см) включает глобули зеленовато-серого цвета размером от <0,1 мм до 5–7 мм. Они имеют почковидную структуру поверхности, образуют агрегаты сложной формы, но преобладают отдельные круглые частицы размером 1,0–2,5 мм (рис. 4). Содержание глобулей в горизонте составляет 1–2 об.%. Химический состав включает: P_2O_5 (24–27%), Al_2O_3 (23–24%), SiO_2 (20–23%); присутствуют K, Na, Mg, Ca, Mn, Fe, Sc, Cu, Ti, V, Zn, Cr; характерны высокие концентрации F (0,16 об.%). По данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии глобули состоят преимущественно из варисцита ($AlPO_4 \cdot 2H_2O$, пр. гр. *Pbna*) и метаварисцита (моноклинная модификация $AlPO_4 \cdot 2H_2O$). Кроме этого, в глобулях присутствуют каолинит, смектит, пирит, α -кварц, опал, отмечаются следы марказита (табл. 1). Сопутствующие фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надёжностью: паравоксит и флюеллит. Глобули могут иметь зональное строение: плотную тонкую оболочку и рыхлое ядро. Структура частиц неоднородна: выделяются относительно массивные участки (их состав в большей степени отвечает фосфатам и минералам кремнезёма + сульфиды) и фрагменты с листовато-чешуйчатой структурой (представленные, в основном, алюмосиликатами + сульфиды), рис. 5. Но чаще всего распределение и соотношение минеральных фаз сложное.

Кремнисто-карбонатно-сульфидные образования жильной зоны (интервал 300–325 см) включают близкие по составу субстрата глобули. Частицы белые и светло-серые, средним размером 2–10 мм,

Таблица 1. Минеральный состав глобулей горизонта «сухих глин» по данным ИК и РФА

Достоверно установленные минералы	Фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надёжностью
Варисцит ($AlPO_4 \cdot 2H_2O$, пр. гр. <i>Pbna</i>)	Паравоксит (водный фосфат железа и алюминия)
Метаварисцит (моноклинная модификация $AlPO_4 \cdot 2H_2O$)	Флюеллит (водный фторфосфат алюминия)
Смектит	
Каолинит	
Пирит	
α -кварц	
Опал	
Марказит	

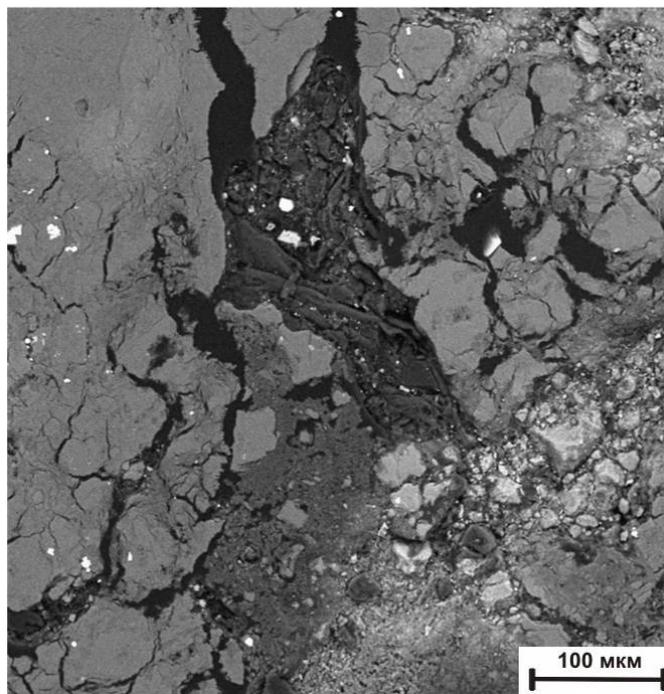


Рис. 5. Фрагмент строения фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной глобули. Светло-серая матрица отвечает по составу фосфатам, содержит микровключения алюмосиликатов и кристаллы сульфидов, разуплотненные участки (тёмно-серое) выполнены алюмосиликатами с сульфидами и микровключениями фосфатов. Изображение в отражённых электронах, полученное на СЭМ Vega3 TESCAN, оснащённом ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т. М. Философова).

массивные, часто уплотненные. Преобладают не отдельные формы, а сложные агрегаты размером до 25–30 мм (рис. 6). Пирит образует крупные (до 1,5–2,5 мм) неравномерно распределённые по массе частиц вкрапленники или прожилки, се-



Рис. 6. Кремнисто-карбонатно-сульфидные глобулы: морфология и размеры. Фото С. Н. Рычагова.

кущие глобулы. В химическом составе преобладают CaO (33%) и SiO₂ (20%). Состав твёрдой фазы отличается повышенными концентрациями Sr (280 мг/кг). В фазовом составе агрегатов преобладают магнезиальный кальцит, опал и α-кварц, присутствуют смектит и пирит. Микростроение отражает развитие магнезиального кальцита по кремнистой матрице глобулей (рис. 7). Внутри глобулей выделяются разуплотненные, брекчиевидные участки, сложенные смектитом (по данным ИК-спектроскопии). Для кристаллов пирита, приуроченных к таким участкам, характерно дробление их краевых зон, наличие микротрещин и пустот внутри зёрен. Пирит содержит мелкие включения сфалерита.

Заключение

Таким образом, на Восточно-Паужетском т/п вскрыт разрез коренных горных пород (лав андезитов), полностью перерожденных в гидротермальные глины под воздействием высокотемпературного газо-гидротермального флюида. Наиболее вероятным источником флюида является близповерхностный магматический очаг Камбального вулканического хребта (резургентного тектоно-магматического поднятия четвертичного возраста), в зоне влияния которого образовалось т/п [10]. Эволюция поля (в течение голоцена?) привела к формированию мощной толщи гидротермальных глин, обладающих свойствами верхнего водоупора и теплоизолирующего горизонта. Это послужило дополнительным фактором образования разуплотненных, проницаемых для гидротермальных растворов, зон в подошве толщи и отложение в этих зонах специфических минеральных ассоциаций: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной и кремнисто-карбонатно-сульфидной. Породы основания толщи интенсивно окварцованы и карбонатизированы, содержат повышенные

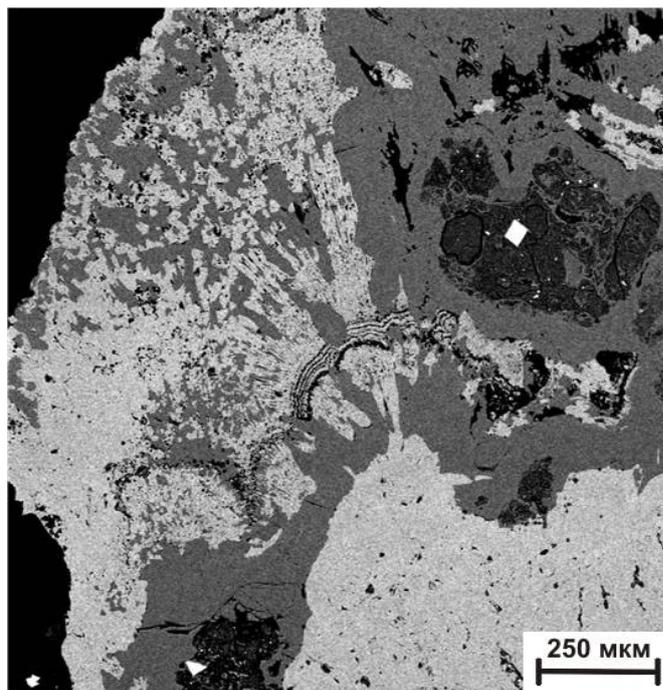


Рис. 7. Фрагмент строения кремнисто-карбонатно-сульфидной глобулы: серое — кремнистая матрица, светлое — магнезиальный кальцит, черно-серые неоднородные по строению включения отвечают по составу алюмосиликатам и содержат кристаллы пирита и мелкие зёрна сфалерита. Изображение в отражённых электронах, полученное на СЭМ Vega3 TESCAN, оснащённом ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т. М. Философова).

концентрации многих металлов и находятся в области разгрузки щелочных хлоридно-гидрокарбонатных термальных вод, типичных для нижнего водоносного горизонта современной Паужетской гидротермальной системы. На влияние глубинного флюида указывают высокие содержания многих металлов (Li, Rb, Cs, Cu, Zn, Au, Sc, Th, U, др.) в основной массе гидротермальных глин, поровых растворах и глобулях. Источником фосфора могут служить вулканогенно-осадочные породы Верхне-Паужетской подсветы, подстилающие лавы андезитов. Но наиболее вероятно его магматическое происхождение. В составе флюида содержатся соединения F и Cl, по-видимому, активно участвующие в транспорте ряда металлов (в т.ч. Al, Fe, Cu, Sc) в зоне гипергенеза современной гидротермальной системы.

Благодарности

Авторы глубоко признательны своим коллегам по Южнокамчатско-Курильской экспедиции (А. Р. Алешину, Р. Г. Давлетбаеву, Р. А. Кузнецову, В. А. Кириченко, А. А. Нуждаеву, А. С. Хафизову, Р. В. Январеву и другим) за помощь в полевых работах, сотрудникам аналитических служб ИВиС ДВО РАН (Е. В. Карташёвой, Н. Ю. Курносой, Н. И. Чебровой, В. М. Рогоулиной, С. В. Сергее-

вой, А. А. Кузьминой, В. В. Дунин-Барковской, Н. А. Соловьевой) и Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН (Г. П. Сандимировой, Е. В. Смирновой, М. И. Арсенюк) за большой объем аналитических исследований, а также всем специалистам, принявшим участие в обсуждении основных положений статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-00 262, 14-05-31 263, 14-05-00 708).

Список литературы

1. Белоусов В. И., Сугробов В. М., Сугрובה Н. Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
2. Ероцев-Шак В. А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
3. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
4. Коробов А. Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
5. Русинов В. Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
6. 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. 39–55.
7. Рычагов С. Н., Соколов В. Н., Чернов М. С. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Том. 435. С. 806–809.
8. Рычагов С. Н., Соколов В. Н., Чернов М. С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
9. Сергеева А. В., Рычагов С. Н., Чернов М. С. Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования // Материалы ежегодной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», 2014. С. 306–310.
10. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
11. Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. Vol. 59. № 4. P. 238–369.
12. Reyes A. G. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1990. Vol. 43. P. 279–309.