

УДК 553.078.2:553.2

## МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОМ ТЕРМАЛЬНОМ ПОЛЕ (Южная Камчатка) КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ГЛУБИННОГО ЩЕЛОЧНОГО ФЛЮИДА И ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ

С.Н. Рычагов<sup>1</sup>, Е.И. Сандиминова<sup>1</sup>, М.С. Чернов<sup>2</sup>, О.В. Кравченко<sup>1</sup>, А.В. Сергеева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

На Восточно-Паужетском термальном поле с помощью бурения скважин и проходки шурфов детально изучена толща аргиллизированных пород и гидротермальных глин. Выделены зоны, сложенные минеральными ассоциациями необычного состава, рассмотрены условия их образования. Показано строение основания толщи гидротермальных глин, исходные породы которого (брекчированные андезиты) изменены гидротермально-метасоматическими процессами и представлены смектит-хлорит-калишпат-цеолит-карбонат-кремнистым агрегатом с сульфидами, фосфатами, титано- и цирконосиликатами и другими минеральными фазами, включающими редкие металлы. Построена концептуальная геолого-геохимическая модель формирования аргиллизитов и зон, содержащих минеральные рудные ассоциации. Предполагается, что современное минералообразование на Восточно-Паужетском термальном поле наследует эпитеермальную рудообразующую систему, расположенную в зоне влияния глубинного флюида, дериваты которого разгружаются вблизи дневной поверхности в форме щелочных металлоносных растворов Паужетской гидротермальной системы.

*Современные гидротермальные системы, эпитеермальные рудопроявления, глубинный флюид, щелочные растворы, аргиллизиты, гидротермальные глины, минералообразование*

## MINERAL FORMATION AT THE EAST PAUZHETKA THERMAL FIELD (South Kamchatka) AS AN INDICATION OF INFLUENCE OF A DEEP-SEATED ALKALINE FLUID AND AN EPITHERMAL ORE-FORMING SYSTEM

S.N. Rychagov, E.I. Sandimirova, M.S. Chernov, O.V. Kravchenko, A.V. Sergeeva

A sequence of argillized rocks and hydrothermal clays of the East Pauzhetka thermal field was studied in detail by means of drilling and trenching. We have identified zones composed of unusual mineral associations; their formation conditions are considered. The structure of the base of the hydrothermal-clay mass is shown. The source rocks (brecciated andesites) of the base are altered by hydrothermal–metasomatic processes and are represented by smectite–chlorite–K-feldspar–zeolite–carbonate–siliceous aggregate with sulfides, phosphates, titanium silicates and zircon silicates, and other mineral phases, including rare metals. A conceptual geological and geochemical model for the formation of argillites and zones with mineral associations has been plotted. It is assumed that modern mineral formation in the East Pauzhetka thermal field inherits an epithermal ore-forming system located in the influence zone of a deep-seated fluid, the derivatives of which are outflowing near the surface as alkaline metal-bearing solutions of the Pauzhetka hydrothermal system.

*Modern hydrothermal systems, epithermal ore occurrences, deep-seated fluid, alkaline solutions, argillites, hydrothermal clays, mineral formation*

### ВВЕДЕНИЕ

В областях четвертичного вулканизма широко распространены современные гидротермальные системы, наследующие палеогидротермальные системы с эпитеермальными золоторудными и меднопорфиоровыми месторождениями [Прогнозная..., 1977; Fournier, 1983; Henley, Ellis, 1983; Hedenquist, Henley, 1985; Henley, 1985; Наседкин и др., 1988; Izawa, Aoki, 1991; Рычагов, 2003, 2014; Карпов, 2005; Kodera et al., 2010, 2014; Hedenquist, Taran, 2013]. В таких современных системах близповерхностная разгрузка теплоносителя происходит в нескольких формах: фильтрация напорных глубинных нейтральных или щелочных термальных вод по зонам разрывных тектонических нарушений и водоносным гори-

зонтам; кипение термальных вод с образованием кислого конденсата; латеральное растекание гидротерм от высоких к низким гипсометрическим уровням [Sillitoe, 2015]. Все это определяет большое разнообразие минералообразующих процессов на дневной поверхности и в приповерхностной зоне разгрузки теплоносителя: образование кремнистых осадков или травертинов при дегазации углекислого газа из кислых и слабокислых истинных и коллоидных растворов или из нейтральных и щелочных хлоридно-гидрокарбонатных вод; аргиллизацию и опалитизацию горных пород под влиянием парагазовых струй и конденсата кислого сульфатного пара; образование цеолитовых и цеолит-карбонатных зон и жил, а также минеральных рудных ассоциаций во вмещающих породах зоны разгрузки [Краевой и др., 1976; Набоко, 1980; Лебедев, 1988; Pope et al., 2005; Campbell et al., 2015; Chasse et al., 2017; Rychagov et al., 2017, 2018; Карпов и др., 2018]. Кремнистые осадки часто обогащены Au, Ag, Hg и др. элементами; травертины, цеолитовые и цеолит-карбонатные жилы — P, Mn, Fe, Co, Zn, As, Sr, Pb и др.; аргиллизиты — редкоземельными и др. редкими металлами [Лебедев, 1965; Sillitoe, Bonham, 1984; Наседкин и др., 1988; Angelica, da Costa, 1993; Sillitoe, 2015]. Обогащение приповерхностных минеральных образований рудными элементами в данном случае является следствием их выщелачивания современными гидротермальными растворами из пород и жильных зон, расположенных на глубине эпитеермальных рудных и порфириновых месторождений.

Паужетская гидротермальная система (ГС) считается «чисто геотермальной», однако выделяются два этапа ее развития: палео- и современный [Структура ..., 1993]. На палеоэтапе вмещающие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преобразованы в пропилиты эпидот-альбит-хлорит-кварцевого и хлорит-карбонат-гидрослюдисто-кварцевого состава с пиритом и др. сульфидами. На пропилиты наложены цеолитизация и аргиллизация как результат гидротермально-метасоматических изменений пород на более поздних этапах развития системы [Набоко, 1980; Коробов, 1994, 2019]. Известно, что термальные воды нижнего водоносного горизонта в некоторых блоках Паужетского геотермального месторождения содержат высокие концентрации Au, Sr, Ba, основных и редких щелочных элементов [Пампура, Сандиминова, 1990; Королева и др., 1993]. При изливе этих вод из скважин (сепараторов) и источников на дневную поверхность образуются кремнистые плащи с высоким содержанием ряда рудных элементов (г/т): Au — 0.1, Ag — 1, As — 40, Sb — 50 [Королева и др., 1993]. Детальное изучение аргиллизированных пород на термальных полях Паужетки позволило выделить в основании толщи гидротермальных глин зоны с минеральными ассоциациями, не диагностированными ранее в геотермальных системах Курило-Камчатского региона [Рычагов и др., 2017а, б]. Минеральные ассоциации, помимо кварца, карбонатов, цеолитов и слоистых силикатов, включают сложные и труднодиагностируемые фазы: титано- и цирконосиликаты с редкими землями; фосфаты Al, Fe и редких металлов (Sc, Ce, Nd, Yb и др.). Аргиллизированные породы основания толщи гидротермальных глин брекчированы и интенсивно карбонатизированы, цеолитизированы и сульфидизированы вследствие разгрузки насыщенных углекислым газом глубинных щелочных хлоридно-гидрокарбонатных термальных вод [Сандиминова и др., 2021]. Следует также отметить, что в зоне влияния гидротерм современной Паужетской ГС, по видимому, залегают вторичные кварциты с Au-полиметаллической минерализацией, поскольку они широко распространены в палеоген-неогеновых вулканогенно-осадочных толщах района [Королева и др., 1993; Поздеев, Нажалова, 2008; Рычагов и др., 2009] и вскрываются в геологических разрезах вдоль рек Паужетка и Шумная (собственные наблюдения авторов статьи). На это также указывают высокие содержания Au и др. рудных элементов в термальных водах Паужетской системы [Структура ..., 1993].

Настоящая статья посвящена исследованию состава и условий образования уникальной современной минерализации Восточно-Паужетского термального поля в связи с предполагаемым влиянием на зону разгрузки парогидротерм глубинных факторов — металлоносного флюида и эпитеермальной рудообразующей системы.

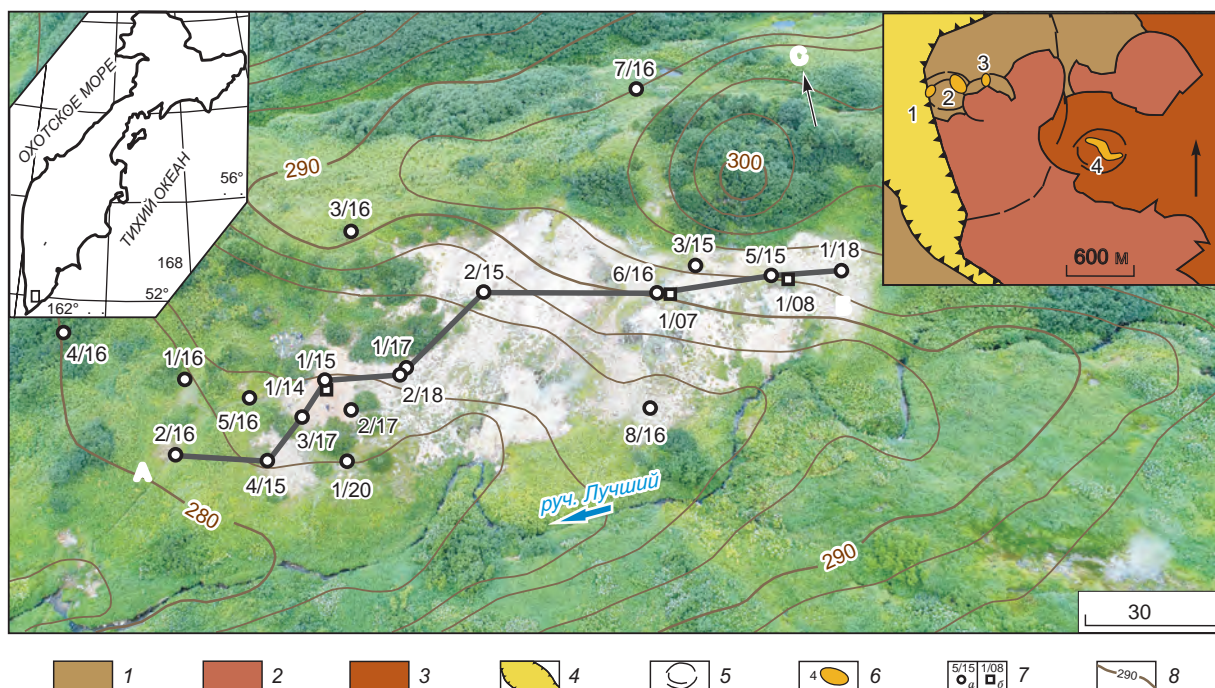
#### **КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ: ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА, ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ**

**Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район** расположен в пределах внутренней зоны Курило-Камчатской островной дуги на сочленении трех основных вулканических поясов Камчатки [Апрелков, 1971]. Район занимает центральное положение в субколыцевой тектономагматической структуре, представляющей собой аккумулятивно-тектонический свод размером 35 × 50 км, осложненный вулканотектонической депрессией верхней неоген-нижнечетвертичного возраста размером в плане 20 × 25 км [Долгоживущий центр..., 1980]. Таким образом, район отождествляется с Южно-Камчатским долгоживущим вулканогенно-рудным центром [Прогнозная..., 1977]. В развитии центра выделяются три структурных яруса: нижний представлен вулканогенно-осадочными породами олигоцен-среднемиоценового возраста, вмещающими многофазные интрузивные тела от габбро до плагиогранитов; средний образован вулканогенно-осадочными толщами среднего миоцена—плиоцена и вклю-

чает рудопроявления золото-полиметаллического типа; верхний ярус отвечает за четвертичный этап развития островной дуги и сложен лавами, туфами и интрузивными породами плейстоцен-голоценового возраста среднего и кислого составов [Геолого-геофизический..., 1987]. Район включает три основные геолого-гидрогеологические структуры, определяющие его строение и контролирующие положение крупных геотермальных аномалий: Паужетскую гидротермальную систему, Камбальный вулканический хребет и Кошелевский вулканический массив [Рычагов, 2003]. Структуры образованы на четвертичном этапе развития Курило-Камчатской островной дуги.

**Паужетская гидротермальная система** приурочена к центральной части одноименной вулканотектонической депрессии и отражает голоценовый этап развития длительно живущей гидротермально-магматической системы, подробная информация о которой изложена в [Структура ..., 1993]. Согласно гидродинамической классификации, Паужетская гидротермальная система относится к вододоминирующему типу. В ее структуре выделяются два водоносных горизонта: верхний ассоциирует с псефитовыми и крупнообломочными туфами средне- и нижнепаужетской подсвет, нижний приурочен к агломератовым туфам алнейской серии. Водоносные горизонты разделены двумя водоупорными толщами: верхний водоупор представлен туффитами верхнепаужетской подсветы, нижний — голыгинскими игнимбридами. Роль водоупора, по-видимому, выполняют и анавайские песчаники, залегающие в основании разреза [Паужетские..., 1965; Структура..., 1993]. Считается, что водоносные горизонты связаны между собой отдельными субвертикальными разломами, по которым происходит смешение термальных вод на глубине и подъем вод к дневной поверхности [Белоусов, 1978; Пампура, Сандиминова, 1990]. Глубинные термальные воды нейтральные до щелочных хлоридно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные. В катионном составе преобладают натрий и кальций, присутствуют аммоний, бор. Отмечаются повышенные концентрации золота, редких щелочных и др. элементов [Королева и др., 1993]. Температура растворов нижнего водоносного горизонта достигает 220 °С. Установлено, что структурами, контролирующими интенсивное смешение термальных и метеорных вод, а также разгрузку восходящих парогидротерм в районе термальных полей, являются приподнятые тектонические и (или) тектономагматические блоки [Структура..., 1993; Феофилактов и др., 2017, 2020]. В этих блоках выделены мощные зоны перехода жидкость—пар [Жатнуев и др., 1991]. В приповерхностных горизонтах таких блоков образуются брекчии тектонического или гидротермального происхождения, цемент которых представлен кварц-адуляровыми метасоматитами; к этим участкам приурочен комплексный рудный геохимический барьер (Au-Ag-As-B-K-Li-Rb) [Жатнуев и др., 1996]. Вероятно, кварц-адуляровые метасоматиты образованы на палеозоогеологическом этапе развития гидротермальной системы, они были установлены также в других блоках структуры [Структура ..., 1993]. В настоящее время не образуются крупные пародоминирующие зоны, кипение растворов наблюдается только в приповерхностных областях разгрузки термальных вод. В центральной части Паужетской ГС в 1960—1970-х годах разведано одноименное геотермальное месторождение. Установленная мощность первой в СССР и в России Паужетской ГеоЭС составляет 11 МВт<sub>г</sub>, прогнозная мощность ≥ 60 МВт<sub>г</sub> в расчете на 100 лет эксплуатации [Стратегия ..., 2001].

**Восточно-Паужетское термальное поле (ВПП)**, являющееся непосредственным объектом исследований, приурочено к кольцевому тектономагматическому поднятию четвертичного возраста и трассирует разрывные тектонические нарушения внутри этого блока. Оно локализовано на пологом склоне в долине руч. Лучший на абсолютных отметках 280—300 м (рис. 1). Размеры Центрального участка составляют 100 × 200 м по 20-градусной изотерме, проведенной на глубине 0.6—0.8 м. Наиболее прогретая площадь размером 60 × 120 м (светлый участок на рис. 1) выделяется парящими грунтами (до 105 °С на глубине 0.6—0.8 м), парогазовыми струями (от 100 до 108—109 °С на устьях), грязеводными кипящими котлами и мелкими теплыми озерами. На удалении 150—200 м от Центрального участка вниз и вверх по ручью отмечаются отдельные термальные площадки с грязеводными котлами, общий размер поля составляет около 250 × 500 м. Разгружающиеся термальные воды кислые сульфатные и слабокислые гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает 0.8 г/л. Конденсат пара имеет близкий химический состав. Предполагалось, что гидротермальные глины, перекрывающие ВПП единым чехлом, имеют типичные для этого района характеристики [Пампура, 1977; Структура ..., 1993]. Однако проведенные в последние годы исследования показали, что это термальное поле отличается от других термальных полей района аномальными значениями магнитного, гравитационного и электрического полей [Феофилактов и др., 2017]; литологическим строением [Рычагов и др., 2017а]; наличием зон, сложенных специфическими минеральными ассоциациями [Рычагов и др., 2017б]; высокой степенью сорбции золота кристаллами пирита [Таусон и др., 2015] и др. По-видимому, особенности строения и эволюции термального поля обусловлены приуроченностью вмещающего его блока к геологической структуре резургентного тектономагматического поднятия Камбального вулканического хребта и влиянием одноименной газогидротермальной системы на водное и тепловое питание термоаномалии [Rychagov et al., 2017, 2018].



**Рис. 1. Восточно-Паужетское термальное поле: ортофотоплан с горными выработками и линией геологического разреза.**

На врезках обозначены контур Камчатки и упрощенная схема геологического строения Паужетской ГС. 1 — верхнепаужетская подсвита; 2 — лавоэкструзивный комплекс дацитов и риолитов Камбального хребта; 3 — то же, андезизбазальтов Камбального хребта; 4 — верхнечетвертичный Паужетский грабен; 5 — контуры кольцевых тектономагматических приподнятых блоков; 6 — термальные поля: 1 — Южно-, 2 — Верхне-, 3 — Нижне-, 4 — Восточно-Паужетское; 7 — горные выработки: а — скважины колонкового бурения, б — шурфы; 8 — абсолютные отметки и изолинии рельефа (м).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые методы включали: бурение колонковых скважин с помощью унифицированного малогабаритного станка КМБ–2–10 и проходку шурфов, детальное описание и послойный отбор керна и штурфов пород (в среднем через каждые 20 см геологического разреза) на определение их состава, макро- и микростроения и свойств; измерение температуры по глубине и на площади термального поля; шлиховой анализ с целью получения рудных фракций. Определение плотности и влажности гидротермальных глин в естественном сложении, выделение поровых растворов и первичный минералогический анализ (выделение монофракций пирита, глинистых минералов и глобулей) проводились в лаборатории Паужетского геотермального стационара.

Изучение общего химического и микрокомпонентного составов образцов глин, минеральных фракций и поровых растворов выполнено по стандартным методикам в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Морфология, строение и химический состав минералов изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3, оснащенного аналитической приставкой OXFORD instruments X-MAX80 (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, операторы В.М. Чубаров и Е.И. Сандиминова), а также сканирующего электронного микроскопа LEO 1450VP, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA 300 (геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, операторы В.Н. Соколов и М.С. Чернов).

Минеральный состав образцов и глинистых фракций изучался методами рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Дифрактограммы образцов записаны с помощью рентгеновского дифрактометра MaxXRD 7000 (Shimadzu). Образцы снимали в диапазоне от 3–6 до 40–65°2θ, с шагом 0.1°2θ, скоростью сканирования 1–2 град/мин, что эквивалентно выдержке в точке 6–3 с. Параметры элементарных ячеек оценивались методом Ритвельда, который заключается в уточнении профильных параметров дифрактограмм в программе PowderCell 2.4. Колебательные спектры получены с помощью инфракрасного спектрофотометра с Фурье-преобразованием IRAffinity–1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел 400–4000 см<sup>-1</sup>, с разрешением 4 см<sup>-1</sup>, число сканов более 100. Аналитические измерения проведены в ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитики М.А. Назарова, А.В. Сергеева.

## Характеристика аргиллизитов Восточно-Паужетского термального поля

С целью изучения строения и состава пород, слагающих ВПП, пройдена 21 горная выработка: 18 скважин колонкового бурения глубиной до 10 м и 3 шурфа (1—4 м) (см. рис. 1). Вскрыты толща гидротермальных глин и аргиллизированные породы в основании разреза (рис. 2). Толща имеет слоисто-блоковую структуру. Выделены три участка: Центральный, Восточный и Западный (Рудный). Центральный наиболее прогретый участок отличается простым строением, Восточный — наличием блока метасоматических брекчий в основании разреза, Западный имеет сложное строение, обусловленное образованием зон с минеральными ассоциациями необычного состава.

Верхний горизонт представлен типичными (согласно Д.С. Коржинскому, Е.А. Ерошеву-Шаку, А.Д. Коробову и др. исследователям) глинами зоны сернокислотного выщелачивания. Глины сложены каолинитом, гидроксидами (лимонит) и оксидами железа (присутствует гематит в прожилках и налетах по трещинам); сульфатами железа, кальция и магния; пиритом и марказитом (следы); опалом, в отдельных жеодах раскристаллизованным в халцедон и  $\alpha$ -кварц. Отмечается самородная сера. Глины неоднородные вследствие наличия большого количества линз, «пятен» и тому подобных структурных фрагментов, обладающих различными минеральным составом и физическими свойствами. Участками в основании горизонта выделяется слой гематитизированных глин полутвердой консистенции с унаследованной псевдоморфной структурой блоковой отдельности исходных пород — лав андезитов. Горизонт выдержан по всей площади термального поля, мощность увеличивается от 50—80 см на Центральном участке до > 300—350 см на периферии.

Ниже залегают монтмориллонитовые глины зоны углекислотного выщелачивания. Этот горизонт также выдержан по простиранию и в разрезе термального поля (выклинивается на отдельных наиболее

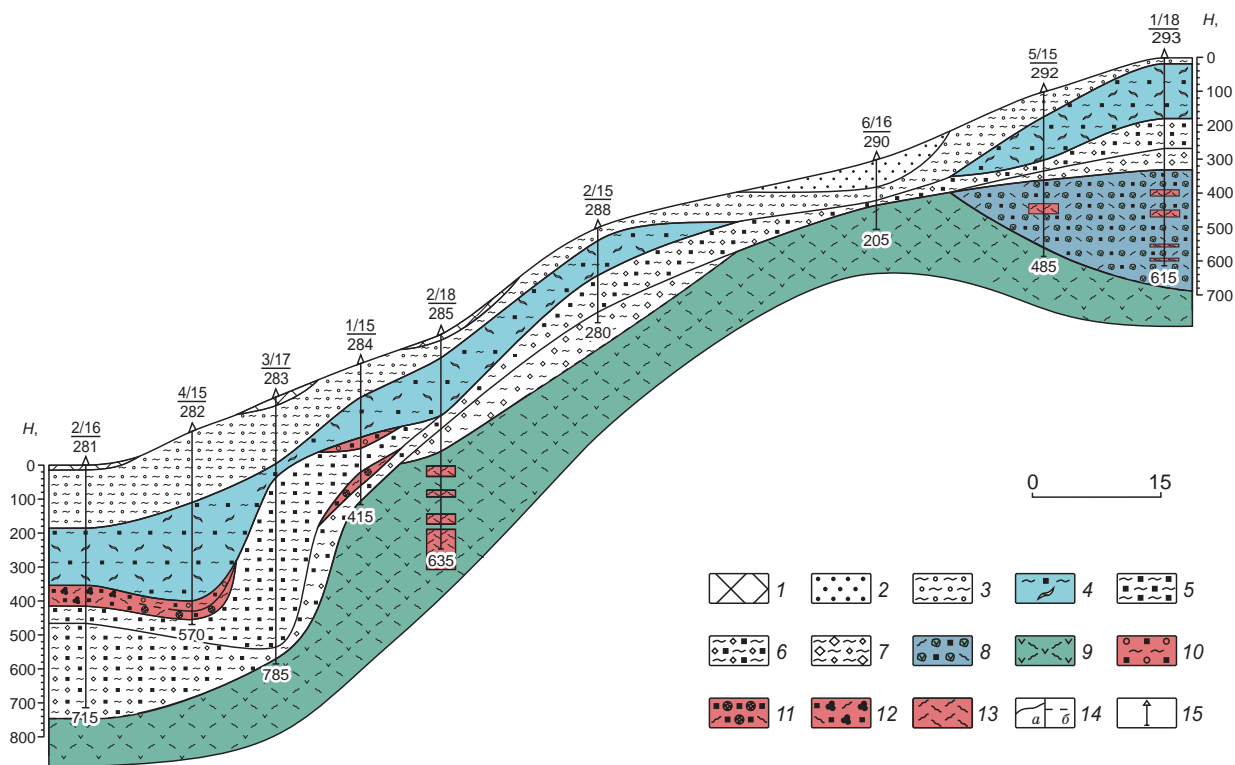


Рис. 2. Разрез аргиллизитов вдоль простирания ВПП.

1 — почвы; 2 — делювиальные отложения (супесь); 3 — гидротермальные глины зоны сернокислотного выщелачивания; 4 — то же, углекислотного выщелачивания, пластичный горизонт; 5 — «синие глины»; 6 — смектитовые глины, относительно сухие; 7 — то же, с обилием фрагментов полуразложившихся андезитов и кремнистых стяжений; 8 — метасоматические брекчии по андезитам; 9 — андезиты основания разреза; 10 — жильные зоны с фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной минеральной ассоциацией; 11 — то же, с кремнисто-карбонатно-сульфидной ассоциацией; 12 — объединенная зона более сложного минерального состава; 13 — жильные зоны цеолит-карбонат-кремнисто-алюмосиликатного состава с сульфидами и другими минералами в породах основания разреза; 14 — литологические границы: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 15 — скважины (над чертой — номер, под чертой — абсолютная отметка устья скважины (м), на забое — глубина (см)).

горячих участках — у термальных котлов и парогазовых струй). Средняя мощность слоя 150 см, на Рудном участке достигает 250 см. Глины сложены монтмориллонитом,  $\alpha$ -кварцем, опалом, пиритом, марказитом. Типично большое количество корочек, линз, пленок и тонких прожилков опала и  $\alpha$ -кварца и рассеянного в основной массе пирита. Пирит образует также мономинеральные прожилки — налеты тонкой сыпи в трещинах усыхания. Глины обладают особыми свойствами — высокой пластичностью: от полутвердой до мягкопластичной и скрытотекучей консистенции. Как было отмечено ранее, горизонт пластичных глин служит водоупором и тепловым изолятором и имеет определяющее значение для формирования минеральных рудных ассоциаций в структуре ВПП [Рычагов и др., 2015, 2017б].

Горизонт «сухих» сульфидизированных глин выдержан по простирацию термального поля и имеет мощность от 20—150 см на горячем участке до 50—200 см на холодном. Отложения представляют собой смектитовые глины, в верхних слоях горизонта отмечается присутствие каолинита [Рычагов и др., 2017а] и обилие относительно равномерно рассеянного крупнокристаллического (до 2—3 мм) пирита и полуразложившихся обломков андезитов. Характерно наличие большого количества (до 15—25 об. %) обломковидных фрагментов, насыщенных кремнеземом. Распределение фрагментов неравномерно — они образуют прослои и линзы в основной матрице глин и наиболее характерны для Центрального участка. Вероятнее всего, фрагменты образованы метасоматическим путем за счет замещения обломков андезитов минералами кремнезема и смектитом. На периферии термального поля отложения представлены типичными интенсивно сульфидизированными «синими глинами» [Рычагов и др., 2009], мощность горизонта увеличивается. Тенденция увеличения мощности горизонта от горячего к более холодным участкам прослеживается и на других разрезах термального поля. Глинистый субстрат этих отложений отличается высокой открытой трещинно-поровой проницаемостью и наличием большого количества минералов (сульфидов Fe, Cu, Zn, а также оксидов Fe), обладающих повышенной электропроводностью [Феофилактов и др., 2017]. Горизонт включает жильные зоны: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидную, кремнисто-карбонатно-сульфидную и объединенную более сложного состава. Характеристика этих зон приводится в отдельном разделе.

Далее вниз по разрезу выделяется горизонт, отличающийся от «сухих» сульфидизированных глин наличием большого количества полуразложившихся обломков андезитов и мелких (до 1—2 см) фрагментов, сложенных опалом ( $\alpha$ -кварцем, халцедоном) и смектитом. Глины комковатые и более сухие, что отражает повышение температуры грунтов к основанию разреза (до 105 °С и выше). Горизонт этих аргиллизитов выдержан по простирацию термального поля (см. рис. 2), мощность резко возрастает на остывающем участке.

Основание толщи гидротермальных глин представлено трещиноватыми и брекчированными интенсивно аргиллизированными лавами андезитов. Метасоматические брекчии по андезитам образуют крупный блок в основании толщи глин на Восточном участке. Мы характеризуем эти породы как метасоматические брекчии, согласно классификации М.М. Константинова [Константинов, 1977]. Фрагменты первичных андезитов округлые либо со сглаженными краями и состоят из более мелких фрагментов, смещенных относительно друг друга за счет формирования гидротермально-метасоматического цемента. Цемент сложен вторичными минералами: смектиты + хлориты + кварц + опал + карбонаты + цеолиты + сульфиды. Отдельные участки породы представлены относительно менее измененными, но трещиноватыми андезитами. Макротрещины мощностью до 10—15 мм выполнены в основном минералами кремнезема и оксидами железа, а также карбонатами, цеолитами, пиритом. Микротрещины выделяются за счет окраски гидроксидами Fe. Андезиты основания включают линзы и жёды, выполненные кварц-опал-карбонат-цеолитовым агрегатом; в отдельных случаях фиксируются мономинеральные образования. Размеры линз и жёд достигают 20 × 50 мм. Скважинами также вскрыты зоны, состоящие полностью из вторичных минералов. Мощность зон колеблется от 15—20 до 60—70 см. Состав сложный и включает перечисленные выше вторичные минералы, на стенках каверн образуются крупные кристаллы пирита; зеленая окраска фрагментов обусловлена развитием хлорит-смектитов, хлоритов и гидрослюд (см. ниже). В целом основание толщи гидротермальных глин сложено трещиноватыми интенсивно аргиллизированными андезитами, включающими зоны гидротермальных изменений. По данным бурения скважины ВПП-2/18 объем зон гидротермальных изменений превышает 50 % от объема вмещающих пород (см. рис. 2). С глубиной увеличивается мощность зон и интенсивность гидротермального изменения андезитов.

Представляют интерес некоторые особенности изменения состава новообразованных слоистых силикатов и др. минералов по отмеченным выше горизонтам на основании рентгенофазового анализа (рис. 3). В зоне серноокислотного выщелачивания глины сложены плохо окристаллизованным каолинитом в ассоциации с пиритом, кварцем и минералами надгруппы алунита—ярозита. В нижележащем горизонте исчезают алунитовые минералы, каолинит становится более совершенным и хорошо окристаллизованным, пирит и кварц сохраняются. Затем в ассоциации появляется монтмориллонит, который

Таблица 1.

## Средние значения химического состава гидротермальных глин и исходных пород в разрезе ВПП, мас. %

№ п/п	Литологический горизонт	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	S
1	Глины зоны сернокислотного выщелачивания	55.2	1.38	20.8	8.68	0.720	0.0195	0.178	0.662	0.404	0.125	0.0286	11.4	99.60	0.31
2	Глины зоны углекислотного выщелачивания (пластичные)	54.9	1.23	24.6	2.92	0.750	0.00631	0.174	0.371	0.474	0.0969	0.0318	13.6	99.15	0.81
3	«Сухие» сульфидизированные глины	43.5	0.923	19.9	6.07	2.2	0.178	3.21	4.35	0.928	0.82	0.162	16.6	98.84	1.18
4	Зоны с фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной минеральной ассоциацией	48.0	1.12	29.7	5.36	0.620	0.0146	0.105	0.410	1.06	0.0688	0.213	12.3	98.87	1.07
5	Зоны с кремнисто-карбонатно-сульфидной минеральной ассоциацией	50.5	0.754	15.6	4.85	1.30	0.239	2.74	5.29	1.45	0.860	0.448	15.3	99.33	0.634
6	Объединенная зона сложного минерального состава	44.9	0.919	20.8	6.52	1.95	0.328	2.62	2.97	0.613	0.65	0.16	16.4	98.83	1.26
7	Комковатые сухие сульфидизированные глины	43.7	0.983	20.0	5.8	1.91	0.0976	5.82	3.07	0.667	1.25	0.495	14.8	98.59	1.47
8	Аргиллизированные андезиты основания толщи	53.9	0.821	12.2	3.43	3.67	0.275	1.99	7.41	0.206	2.26	0.416	12.8	99.38	0.57

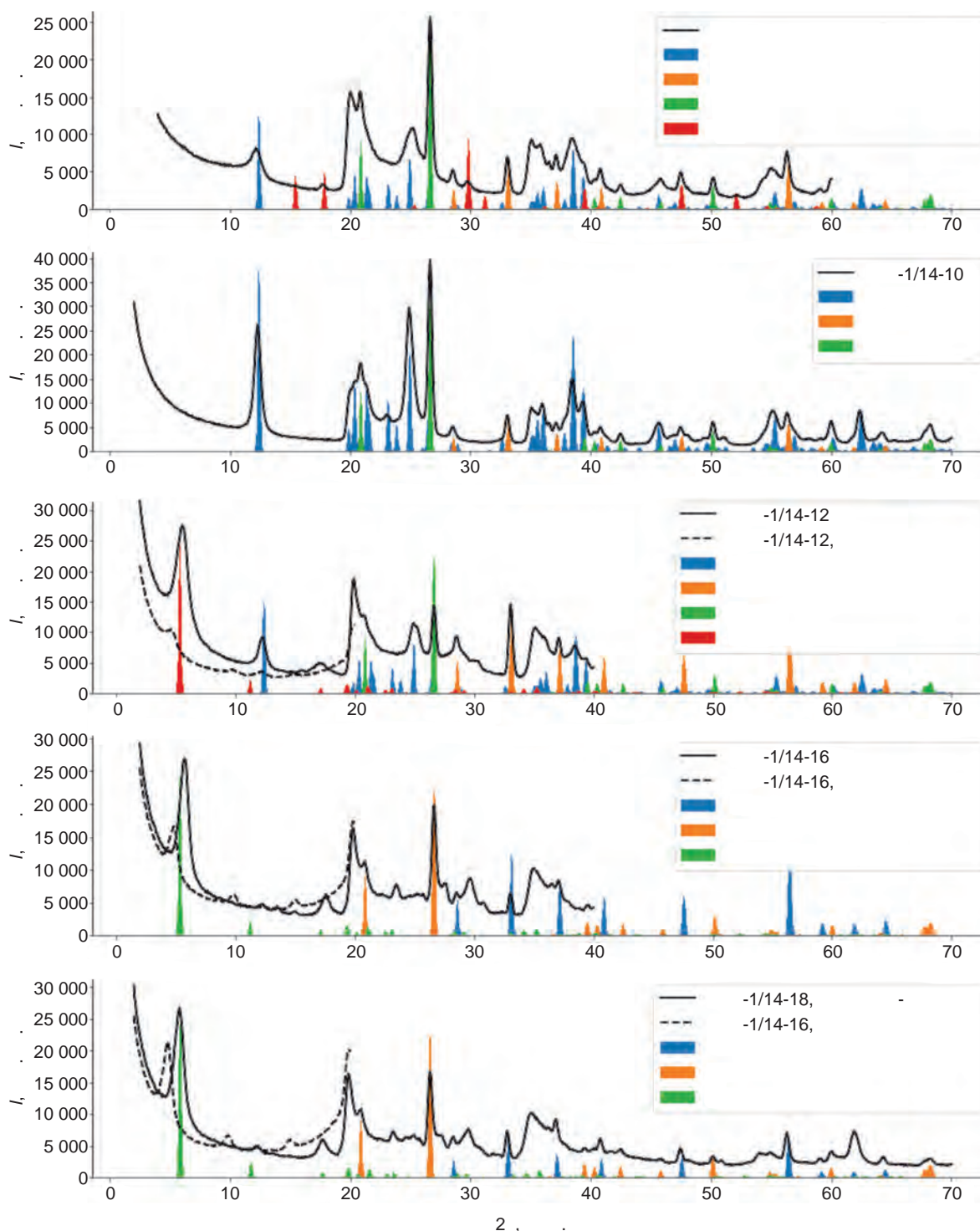
Примечание. Данные получены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 PIONEER. Аналитики Е.В. Карташева, Н.Ю. Курносова, Н.И. Чеброва, В.М. Роголина.

постепенно сменяет каолинит, видимо, в результате повышения pH термальных растворов. Монтмориллонит детектируется по наличию раздвижных слоев, как видно на рис. 3, при сравнении положения базального рефлекса у воздушно-сухого образца ( $d \sim 15.5 \text{ \AA}$ ) и образца, насыщенного глицерином ( $d \sim 18 \text{ \AA}$ ). Каолинит практически полностью исчезает из состава минеральных ассоциаций к горизонту с интенсивным развитием карбонатных глобулей, его место занимает смектит, являющийся основным компонентом глин вплоть до подошвы разреза — зоны интенсивной цеолитизации андезитов.

Отмеченные особенности состава и строения толщи глин отражают распределение химических компонентов по горизонтам (табл. 1). Горизонт аргиллизированных андезитов выделяется высокими концентрациями щелочных и щелочноземельных элементов, Mn, SiO<sub>2</sub>; часто P; низкими Ti и Al. Горизонт «сухих» сульфидизированных глин, в том числе «синих глин», выделяется прежде всего высокими содержаниями фосфора, в меньшей степени — щелочных компонентов и кремнекислоты. Монтмориллонитовые пластичные глины характеризуются низкими концентрациями железа, марганца, щелочей; сложным распределением других компонентов состава. Глины зоны сернокислотного выщелачивания отмечаются высокими содержаниями двуокиси титана и оксидов железа, что обусловлено выносом Ti и Fe из исходных пород и концентрации их в форме лимонита, гематита, сульфатов железа и др. минералов в зоне окисления. Следует отметить также тенденцию роста отношения закисного к окисному железу к основанию толщи глин, что объяснимо с позиции формирования общей метасоматической зональности при аргиллизации горных пород. Рост с глубиной содержания Ca, Mg, Na, K и P (а также редких щелочных, редкоземельных и других элементов), вероятно, обусловлен тем, что здесь в условиях повышенной трещинно-поровой проницаемости происходит разгрузка восходящих минерализованных термальных вод, а преобладающий в глинах смектит является хорошим сорбентом многих металлов. Данная общая тенденция нарушается в горизонте темно-серых «сухих» глин, где концентрация щелочных элементов снижается до минимума, возрастает содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 30 % против средних по толще 15—22 %), содержание фосфора колеблется в широких пределах. Вероятно, такое распределение обусловлено тем, что в этом горизонте происходит образование минеральных ассоциаций сложного состава (см. ниже). В целом для Рудного участка от подошвы горизонта пластичных глин до основания толщи, характерны высокие концентрации марганца, щелочных элементов и фосфора. Мы полагаем, что данные элементы поступают в составе минерализованных щелочных термальных вод из нижних горизонтов системы.

### Состав и особенности формирования поровых растворов толщи гидротермальных глин

Широко известно, что поровые растворы играют значительную роль в формировании состава подземных вод, в диагенезе и катагенезе горных пород, в гидротермально-метасоматических процессах. Большое значение исследованию геохимии вод, заключенных в капиллярах и микротрещинах пород, придавал В.И. Вернадский [1965]. Аргиллизированные вулканические породы и образованные за счет



**Рис. 3. Минеральный состав толщи глин по дифрактограммам.**

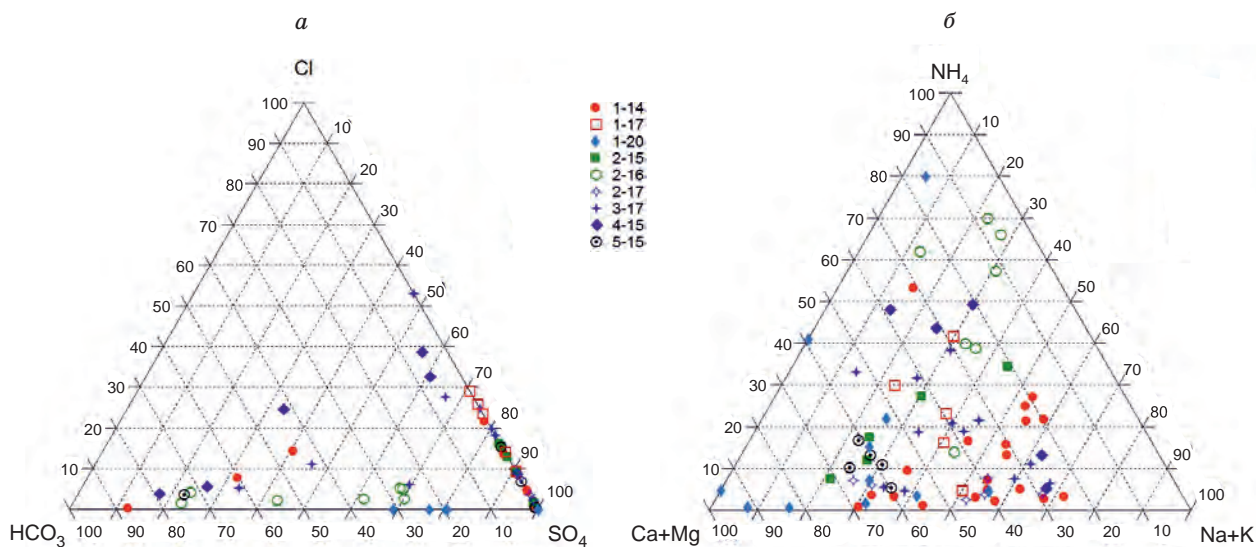
Сверху вниз: приповерхностный горизонт — зона сернокислотного выщелачивания, ВПП-1/14-10 — горизонт пластичных глин, ВПП-1/14-12 — с фосфатно-алюмосиликатно-сульфидными глобулами, ВПП-1/14-16 — с кремнисто-карбонатно-сульфидными глобулами, ВПП-1/14-18 — переход к «жесткому» основанию.



их изменения гидротермальные глины обладают высокой микро- и нанопористостью и, соответственно, влагонасыщенностью [Осипов, Соколов, 2013]. Считается, что в современных гидротермальных системах вулканических регионов формирование состава поровых растворов аргиллизитов происходит под влиянием термальных вод, циркулирующих по трещинам [Карпов, 1974]. Но минерализация поровых растворов выше таковой даже глубинных хлоридно-натриевых гидротерм в среднем на порядок и достигает 30—70 г/л [Набоко и др., 1965]. А.С. Огородова [1974], детально исследовавшая геохимию поровых растворов одного из термальных полей Камбального вулканического хребта, показала, что обогащение этих вод основными породообразующими и многими рассеянными элементами происходит за счет вмещающих пород, часть компонентов привносится термальными водами. В катионном составе преобладают  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ; в анионном —  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Поровые растворы, как правило, отличаются повышенным содержанием ортокремниевой кислоты (часто коллоидной). Сера, хлор, аммоний, уголекислота, растворенная ортокремниевая кислота, а также комплексные соединения ряда металлов (в том числе Au, Hg и редкоземельных) привносятся в верхние горизонты гидротермальных систем глубинными термальными водами и участвуют в формировании солевого состава поровых растворов. Наши исследования обращают внимание на высокую изменчивость химического и минерального составов гидротермальных глин [Рычагов и др., 2012], что в значительной степени определяется вариациями состава и свойств поровых растворов.

В верхних горизонтах толщи гидротермальных глин ВПП преобладают кислые и слабокислые сульфатные и хлоридно-сульфатные натрий-кальциевые воды с минерализацией от 0.5—1.0 до 3.0 г/л (табл. 2). Катионы представлены основными породообразующими компонентами, постоянно присутствуют аммоний и ортокремниевая кислота. Отмечается рост концентраций отдельных компонентов общего состава и большинства микроэлементов к основанию разрезов с одновременным повышением рН. В аргиллизированных андезитах основания толщи глин состав поровых растворов принципиально не меняется, но в отдельных разрезах они становятся слабощелочными хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатными кальций-аммониевыми (рис. 4). Во всех разрезах основания толщи возрастают концентрации Cl,  $\text{NH}_4$ , щелочноземельных и щелочных элементов на фоне увеличения общей солености растворов; этой тенденции не подчиняется распределение двух- и трехвалентного железа, часто магния.

На периферии термального поля в условиях снижения температур поровые растворы слабокислые (рН = 3.7—3.9) хлоридно-сульфатные широкого катионного состава, более минерализованные, чем на горячем участке. Концентрации значительной части компонентов увеличиваются постепенно сверху вниз по разрезу, резко возрастая к основанию толщи. На этом фоне обращают на себя внимание высокие значения К и Са (в сумме 1.3 г/л) при преобладании калия над кальцием. На данном интервале вскрыты «синие глины», формирующиеся вследствие разгрузки восходящих термальных вод и (или) конденсата парогазовой смеси. Таким образом, на солевой состав поровых растворов основания толщи глин оказывают влияние высокотемпературные минерализованные воды свободной циркуляции.



**Рис. 4. Химический состав поровых растворов гидротермальных глин:**

*a* — диаграмма соотношения основных анионов, *б* — то же, катионов. 1—14...5—15 — номера горных выработок (литологических разрезов).

Таблица 2.

Состав поровых растворов толщи гидротермальных глин ВПП

Компонент	Номер литологического горизонта (см. табл. 1)						
	1	2	3	4	5	6	7
pH лаб.	3.22	3.62	7.66	4.0	7.25	7.6	6.55
<b>Общий химический состав, мг/л</b>							
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.2	1.3	2094.0	1.2	690.8	1244.7	344.0
F	2.5	2.5	9.1	2.4	8.3	—	—
Cl <sup>-</sup>	1.2	99.2	100.2	1.2	2.2	24.1	33.4
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1805.4	1969.0	457.9	1641.6	95.8	380.8	883.6
Сумма анионов	1809.1	2072.0	2674.5	1646.4	797.1	1649.6	1261.0
H <sup>+</sup>	15.5	6.3	—	4.9	—	—	—
Na <sup>+</sup>	19.4	35.6	85.9	16.1	56.6	27.2	87.4
K <sup>+</sup>	9.6	14.4	33.4	16.4	105.8	24.8	107.6
Ca <sup>2+</sup>	43.4	17.2	343.4	27.3	325.3	103.7	138.2
Mg <sup>2+</sup>	11.5	5.8	71.6	16.6	124.6	65.3	19.3
Fe <sup>2+</sup>	3.7	2.5	4.8	41.2	4.4	10.2	14.1
Fe <sup>3+</sup>	10.3	2.5	4.8	5.9	4.4	10.2	14.1
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	7.6	2.3	429.3	12.0	555.3	255.0	211.5
Сумма катионов	121.0	86.6	973.2	140.4	1176.4	496.4	592.2
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	6.9	7.1	—	6.8	12.2	—	—
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> растворимая	334.6	387.0	152.2	255.1	427.7	424.7	402.3
Минерализация	2271.6	2552.7	3813.3	2048.7	2413.4	2570.7	2255.5
<b>Микрокомпонентный состав, мкг/л</b>							
Li	24.5	34.3	39.1	34	87.1	150	1070
B	320	2780	1570	330	1300	1000	10190
P	275	174	9540	1171	74040	94580	96540
Sc	21.3	14.9	13.4	17.8	48	64.7	320
Ti	33.6	50.7	248	50.5	78.4	150	1020
Mn	564	429	744	1220	8710	1990	10730
Br	30	4.5	1240	2.1	780	800	1070
Rb	46	46	95	120	260	250	1610
Sr	160	115	239	40	350	600	5900
Sb	41.2	27.5	334	20.5	43.6	60	430
I	—	—	954	—	3050	3980	26820
Ba	307	232	1810	159	310	450	2680

Примечание. Определения общего химического состава выполнены в ИВиС ДВО РАН, аналитики А.А. Кузьмина, В.В. Дунин-Барковская, С.В. Сергеева, Н.А. Соловьева. Прочерк — значение компонента ниже предела обнаружения. Данные по микрокомпонентному составу получены в ИГХ СО РАН, метод ICP MS, аналитики Г.П. Сандиминова, Е.В. Смирнова.

На Рудном участке выдерживается основная тенденция в распределении химических компонентов: рост концентраций к основанию толщи глин. При этом чаще всего минерализация поровых растворов резко возрастает под горизонтом пластичных глин и остается таковой ниже, а аргиллизированные андезиты выделяются нейтральной или слабощелочной реакцией, высокими значениями гидрокарбоната, кальция и аммония. Но одновременно для Рудного участка характерно неравномерное распределение компонентов, а также показателя кислотности—щелочности по глубине и от разреза к разрезу. Обе тенденции свидетельствуют о существовании локальных зон повышенной трещинно-поровой проницаемости в основании толщи глин и формировании состава поровых растворов в результате смешения восходящих щелочных гидротерм, кислых сульфатных конденсатов и, вероятно, слабокислых и нейтральных метеорных вод.

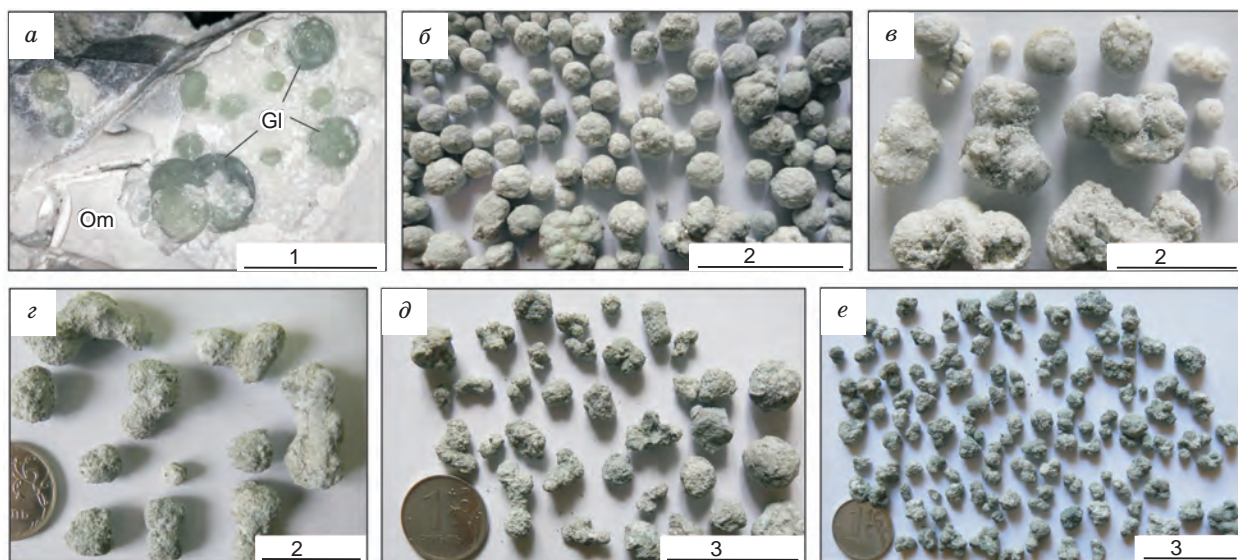
Распределение микрокомпонентов поровых растворов в основном аналогично поведению главных анионов и катионов: происходит постепенный рост концентраций Li, B, P, Sc, Ti, Mn, Rb, Sr и др. к основанию толщи глин и резкое увеличение значений (на порядок и более) в аргиллизированных анде-

зитах (см. табл. 2). Повышенными содержаниями Fe, Zn, Cu, Pb, As, лантаноидов, др. редких металлов выделяются горизонты под пластичными глинами, в которых обнаружены минеральные ассоциации сложного состава. Концентрации P достигают 100 мг/л, Cl — 500—800 мг/л, B — 10 мг/л, суммы редких щелочей — 3 мг/л, Si — 2.1 г/л, S — 3.2 г/л, суммы щелочных и щелочноземельных элементов — 4.6 г/л. Таким образом, минерализация поровых растворов гидротермальных глин и аргиллизированных пород ВПП на порядок превышает соленость вод свободной циркуляции и достигает 10—15 г/л, а в отдельных слоях разреза — 70 г/л. И в то же время необходимо еще раз отметить, что восходящие термальные, конденсатные и, по-видимому, смешанные воды служат источником многих химических элементов для поровых растворов.

### Состав зон интенсивных гидротермальных изменений под горизонтом пластичных глин

Горизонт «сухих» сульфидизированных глин включает зоны интенсивных гидротермальных изменений, характерной особенностью которых являются минеральные образования шаровидной формы (глобули). Выделяются три зоны по составу глобулей и вмещающей их матрице, а также по положению в разрезе: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная (верхняя), кремнисто-карбонатно-сульфидная (нижняя) и сложная (объединенная) (см. рис. 2). Идентификация минерального и химического составов глобулей выполнена на основе инфракрасной спектроскопии, рентгенофазового анализа, электронно-микроскопических исследований, рентгенофлуоресцентного и ICP-MS анализов. Глобулям посвящена серия работ авторов [Рычагов и др., 2017а, б; Rychagov et al., 2017]. Ранее обсуждались отдельные аспекты образования глобулей, поэтому представим обобщенную характеристику этих новообразований.

В **верхней зоне** глобули состоят из фосфатов (преобладают водные фосфаты Al), слоистых силикатов (сметиты и реже каолинит), минералов кремнезема (опал,  $\alpha$ -кварц) и сульфидов (пирит, марказит, сфалерит и др.). Основная масса зоны включает глобули серо-зеленого цвета размером от < 0.1 до 5—7 мм. Глобули имеют почковидную структуру поверхности, образуют агрегаты сложной формы, но преобладают отдельные круглые частицы размером 1.0—2.5 мм (рис. 5, а, б). Содержание глобулей в горизонте составляет до 2 об. %. Глобули часто имеют зональное строение: плотную оболочку и рыхлое ядро. В большинстве случаев внутренняя структура частиц неоднородна: выделяются участки относительно массивные (их состав в большей степени отвечает фосфатам и минералам кремнезема + сульфиды) и фрагменты с листовато-чешуйчатой структурой (сложенные в основном смектитами и сульфидами). Предполагаемые по данным микротомографии «открытые пустоты» в структуре частиц [Рычагов и др., 2017а] представляют собой участки микробрекчирования, заполненные смектитами, кристаллами пирита и, вероятно, гелеобразным веществом и поровым раствором. Внутренние зоны кристаллов пирита, приуроченного к таким участкам, испытывают растворение, пирит содержит овальные зерна сфалерита. Минеральный состав глобулей соответствует составу основной матрицы зоны (табл. 3). Кроме



**Рис. 5. Общий вид глобулей:**

а, б — фосфатно-алюмосиликатно-сульфидного состава (а — расположенные в основной массе глин, б — извлеченные из глин); в — кремнисто-карбонатно-сульфидных; г—е — извлеченных из объединенной зоны сложного состава (г — верхнего, д — среднего, е — нижнего слоя). Gl — глобули, Om — основная масса глин.

Таблица 3. Минеральный состав глобулей зон интенсивных гидротермальных изменений ВПП

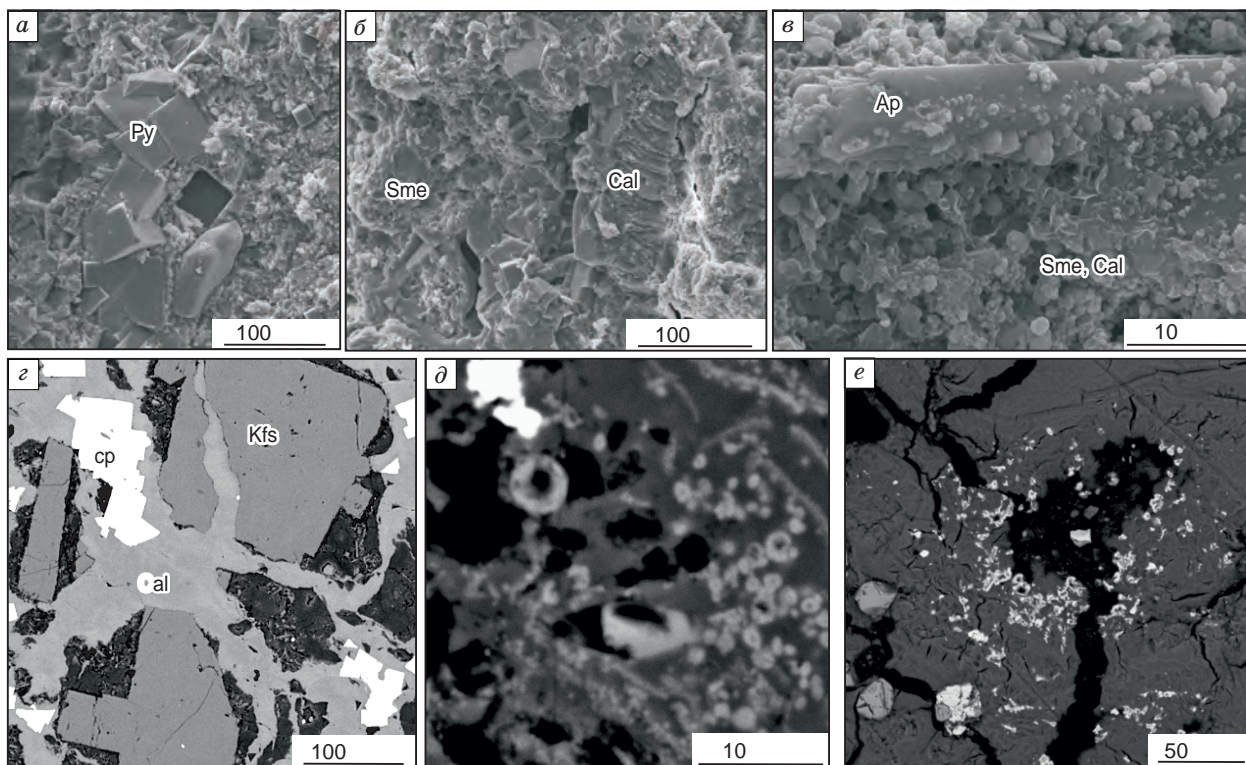
№ п/п	Название	Состав (общая формула)
<b>Состав глобулей фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной зоны</b>		
1	Пирит	FeS <sub>2</sub>
2	Марказит	FeS <sub>2</sub>
3	Сфалерит	ZnS
4	Каолинит	Al <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ](OH) <sub>4</sub>
5	Смектит	Na(H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub> (Al,Mg) <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>
6	Кварц (халцедон), опал	SiO <sub>2</sub> , SiO <sub>2</sub> ·nH <sub>2</sub> O
7	Варисцит, метаварисцит	Al[PO <sub>4</sub> ]-2H <sub>2</sub> O
<b>Состав глобулей кремнисто-карбонатно-сульфидной зоны</b>		
8	Пирит	FeS <sub>2</sub>
9	Сфалерит	ZnS
10	Кварц (халцедон), опал	SiO <sub>2</sub> , SiO <sub>2</sub> ·nH <sub>2</sub> O
11	Смектит	Na(H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub> (Al,Mg) <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>
12	Кальцит с примесью Mg	(Ca,Mg)CO <sub>3</sub>
<b>Состав глобулей объединенной зоны</b>		
13	Пирит	FeS <sub>2</sub>
14	Сфалерит	ZnS
15	Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>
16	Рутил	TiO <sub>2</sub>
17	Магнетит	Fe(Fe,Ti) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
18	Ильменит	FeTiO <sub>3</sub>
19	Циркон	Zr[SiO <sub>4</sub> ]
20	Титанит (сфен)	CaTi[SiO <sub>4</sub> ]O
21	Эпидот	Ca <sub>2</sub> (Al, Fe) <sub>3</sub> [SiO <sub>4</sub> ][Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]O[OH]
22	Амфибол (эденит ?)	NaCa <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> [AlSi <sub>7</sub> O <sub>22</sub> ](OH,F) <sub>2</sub>
23	Каолинит	Al <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ](OH) <sub>4</sub>
24	Смектит	Na(H <sub>2</sub> O) <sub>4</sub> (Al,Mg) <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>
25	Кварц, опал	SiO <sub>2</sub> , SiO <sub>2</sub> ·nH <sub>2</sub> O
26	Калиевый полевой шпат (адуляр?)	K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]
27	Апатит	Ca <sub>5</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> (F,Cl,OH)
28	Кальцит с примесью Mg и Mn	(Ca,Mn,Mg)CO <sub>3</sub>

периферии термального поля. Отличается большей мощностью (50—60 см) и сложным составом, как основной массы, так и входящих в ее структуру глобулей. Согласно морфометрическим характеристикам этих глобулей выделяются три слоя (см. рис. 5, *г—е*): в верхнем слое глобули образуют уплощенные агрегаты размером до 25 мм; в среднем отмечаются более округлые формы (в том числе отдельные «шарики») и их агрегаты размером от 2—3 до 10 мм; в нижнем — мелкие комковатые и сферические глобули, чаще всего в виде сростков. Агрегаты плотные, массивные. Согласно рентгенофазовому анализу и инфракрасной спектроскопии, в их состав входят: карбонаты, глинистые минералы (прежде всего, смектит), пирит, α-кварц, опал, оксиды железа (магнетит, титаномагнетит) и титана (ильменит); апатит и, возможно, фосфаты других металлов; минерал из группы амфиболов (предположительно, эденит). От верхнего к нижнему слою наблюдается увеличение количества пирита (до 25 об. %). По данным электронно-микроскопических исследований глобули характеризуются разнообразным микростроением и составом (рис. 6). Многие участки (как на поверхности, так и на сколах) представлены сростками кристаллов пирита идеально правильной кубической формы, образующими каркас матрицы (см. рис. 6, *а*). Матрица сложена карбонатами (слоистые микроструктуры на рис. 6, *б*) и смектитами, образующими ажурные и глобулярные формы. Выделяются хорошо окристаллизованные удлиненные кристаллы апатита в ассоциации со смектитами и карбонатами (см. рис. 6, *в*). Для отдельных участков характер-

варисцита и метаварисцита возможно наличие водных фосфатов железа (штрэнгит) и скандия (кольбекит). Химический состав глобулей и основной матрицы зоны характеризуется повышенными, относительно гидротермальных глин, концентрациями K, Na, Mg, Ca, Mn, Fe, Sc, Cu, Ti, V, Zn, Cr, а также F [Рычагов и др., 20176].

**Нижняя зона** представлена кремнисто-карбонатно-сульфидными образованиями и включает близкие по составу субстрата шаровидные глобули и их агрегаты. Глобули светло-серые, массивные, часто уплощенные, средний размер 2—10 мм (до 25—30 мм по удлинению). Преобладают сложные агрегаты (см. рис. 5, *в*). Пирит образует крупные (1.5—2.5 мм) неравномерно рассеянные вкрапленники или прожилки, секущие глобули. В фазовом составе агрегатов преобладают магнезиальный кальцит, опал, α-кварц и пирит, присутствует смектит. Микростроение отражает развитие магнезиального кальцита по кремнистой матрице глобулей. Внутри глобулей выделяются брекчиевидные участки, сложенные смектитом. Для кристаллов пирита, приуроченных к таким участкам, характерно дробление их краевых зон, наличие микротрещин и пустот. Пирит содержит мелкие округлые включения сфалерита. Исходя из особенностей состава и строения глобулей, мы полагаем, что их образование происходило одновременно с формированием жильной зоны в результате вскипания напорных хлоридно-гидрокарбонатных растворов.

**Объединенная зона** — вскрыта на некотором удалении от охарактеризованных выше зон по направлению к



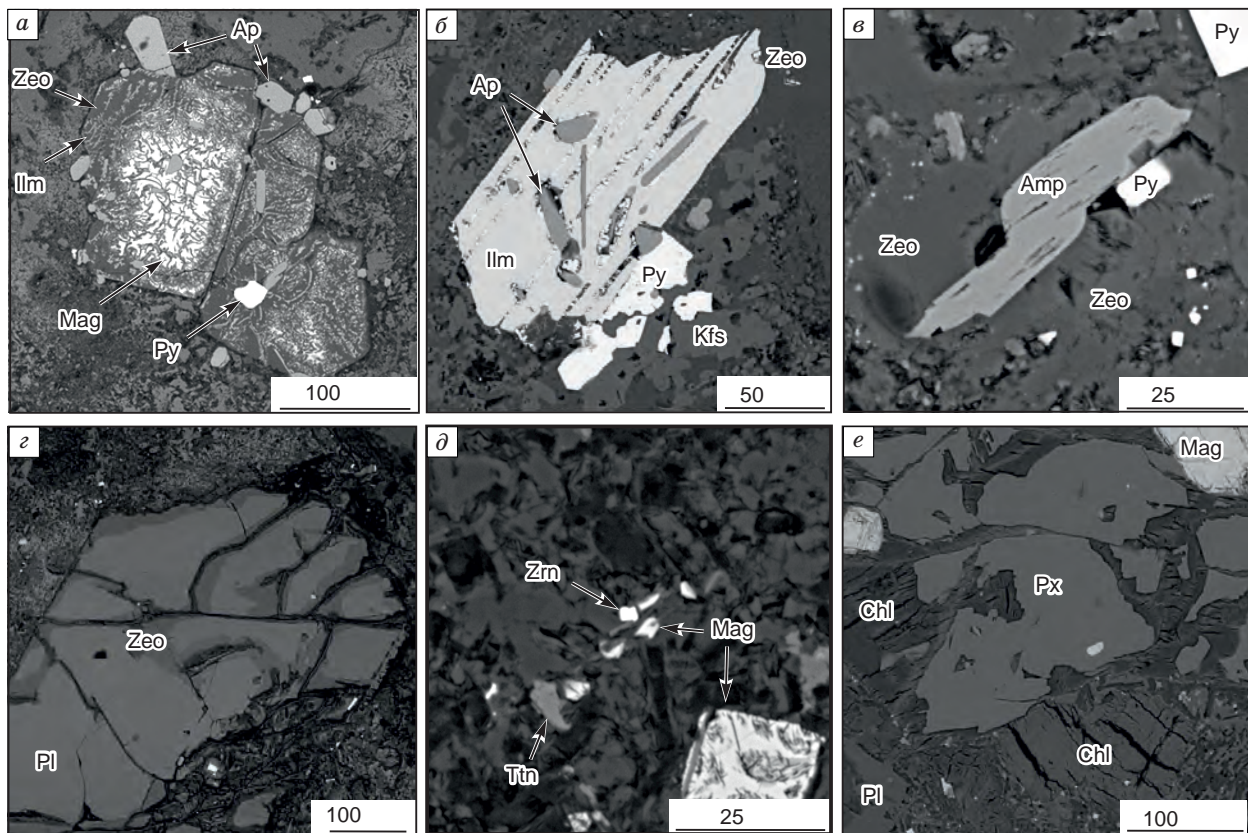
**Рис. 6. Структура глобул объединенной зоны по данным микронзондовых исследований:**

*a–в* — на СЭМ LEO 1450VP, оснащённом ЭДС INCA 300 (геологический факультет МГУ); *г–е* — по данным исследований на СЭМ VEGA 3, оснащённом ЭДС X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН). Пояснения даны в тексте. Обозначения минералов: Py — пирит, Sme — смектит, Cal — кальцит, Ap — апатит, Kfs — калиевый полевой шпат, Сср — халькопирит.

но высокое содержание фосфатов редких металлов, диагностика которых затруднительна вследствие образования очень мелких кристаллов — размером до 2 мкм. При большом увеличении выявляется микроглобулярная структура поверхности кристаллов пирита за счет образования других минеральных фаз. Отдельные частицы имеют брекчиевидную структуру основной массы: роль цемента выполняют чаще всего карбонаты или смектиты; обломки-фрагменты представлены глинистыми минералами, кварцем, опалом, оксидами железа, фосфатами и др. Наиболее типична относительно однородная структура глобул: в основной массе преобладают карбонаты, смектиты, фосфаты, оксиды железа и титана. Широко развита система микротрещин, выполненных карбонатами и сульфидами (см. рис. 6, *г*). Характерна также зональность в пирите, обусловленная выделением минеральных фаз титана; зональность основной массы определяется распределением фосфатов; зональность в карбонатах — повышенным содержанием Mn (до 12—15 %) в отдельных микрослоях. Фосфаты образуют микронаноглобулярные структуры (см. рис. 6, *д*). Обнаружена редкометалльная минерализация (предположительно монацит) в виде мелких (до 5 мкм) кристаллов, концентрирующихся вокруг пор и микротрещин (см. рис. 6, *е*). В основной массе глобул находятся крупные (до 1.5—2.0 мм) кристаллы амфибола. Наличие амфибола в глобулах трудно объяснимо, в связи с тем, что очевидно образование глобул в низкотемпературной гидротермальной среде. Но интересен факт нахождения кристаллов амфибола только в нижнем слое объединенной зоны: это предполагает возможность изменения температуры и др. физико-химических характеристик минералообразования в подошве проницаемой зоны. Таким образом, глобулы объединенной зоны характеризуются наиболее сложным минеральным составом (см. табл. 3) и условиями образования.

### **Минеральный состав пород и зон гидротермальных изменений основания толщи глин**

Породы основания толщи гидротермальных глин ВПП представлены интенсивно трещиноватыми и брекчированными андезитами, основная масса которых практически полностью замещена на смектит-хлорит-калишпат-цеолит-карбонат-кремнистый агрегат, с сульфидами, фосфатами и др. Выделяются три группы минералов.



**Рис. 7. Первично-магматические минералы аргиллизированных андезитов:**

*a* — магнетит, *б* — ильменит, *в* — амфибол, *г* — плагиоклаз, *д* — магнетит, цирконы; *е* — пироксен. Mag — магнетит, Ilm — ильменит, Zeo — цеолиты, Amp — амфибол, Pl — плагиоклаз, Zrn — циркон, Ttn — титанит (сфен), Chl — хлорит, Px — пироксен. Остальные обозначения минералов см. на рис. 6. Исследования выполнены на СЭМ VEGA 3, оснащённом ЭДС X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН).

**Первично-магматические минералы** встречаются в основной матрице пород и представлены плагиоклазами среднего состава ( $An_{30-70}$ ), магнетитом и титаномагнетитом ( $TiO_2 = 1.9—17$  мас. %), Mn-содержащим ильменитом ( $MnO = 2.6—20.9$  мас. %), Cr-содержащей шпинелью ( $MgO = 3—6$ ;  $Al_2O_3 = 8—18$ ;  $Cr_2O_3 = 1—23.4$  мас. %), единичными гипидиоморфными зернами кварца размером до 1 мм с мелкими включениями калиевого полевого шпата, отдельными зернами пирита (рис. 7). Ильменит образует сростки с титаномагнетитом, цирконом и апатитом. Отмечаются отдельные кристаллы магнетиальной и обыкновенной роговой обманки, реликты зерен пироксенов и мелкие кристаллы циркона. Несмотря на высокую степень гидротермально-метасоматического изменения андезитов, основные первично-магматические минералы диагностированы с помощью детальных микрозондовых исследований (табл. 4).

**Постмагматические и метасоматические минералы** слагают основную массу пород основания толщи гидротермальных глин. К наиболее широко распространенным минералам этой группы относятся калиевый полевой шпат, хлорит, смектит, апатит (табл. 5); а также кварц, карбонаты, цеолиты, сульфиды, оксиды Si и Ti, фосфаты редких металлов и др. (рис. 8). В процессе переработки пород на месте первичных титаносодержащих минералов образуются титан-кальций-кремнистые смеси, сфен и рутил. Шпинелиды частично замещаются пиритом и нередко обрастают пиритовой каймой. В сростании с ильменитом и в виде отдельных мелких зерен (менее 3 мкм) образуются титан-циркониевые минералы, содержащие редкие и редкоземельные элементы. Выделяются фосфаты редких земель, труднодиагностируемые как отдельные минералы вследствие малой размерности кристаллов (доли микрометра). Отмечаются фазы сложного (переменного) состава: титанаты и титаносиликаты. Эти фазы могут быть как первично-магматическими, так и постмагматического происхождения. Вероятно, к наиболее раннему этапу изменения пород (низкотемпературной пропилитизации пород Паужетской гидротермальной системы, по [Коробов, 2019]) можно отнести широкое развитие Mg-Fe хлорита, калиевого полевого шпа-

Таблица 4. Химический состав первично-магматических минералов пород основания толщи гидротермальных глин ВПП по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)

Анализ	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
<b>Магнетит</b>													
1	—	—	0.37	6.90	—	2.45	0.66	35.46	45.86	7.06	0.65	0.61	100.02
2	—	—	0.43	2.68	—	0.57	2.23	38.14	42.84	9.66	0.86	0.77	98.18
3	—	—	0.37	2.18	—	0.94	—	35.43	55.29	4.56	0.93	—	99.70
<b>Хромшпинель</b>													
4	—	—	—	8.54	—	3.74	—	31.06	30.61	3.70	0.55	21.86	100.06
5	—	—	0.44	17.77	—	5.96	—	27.21	23.82	0.87	0.53	23.40	100.00
6	—	—	0.58	5.57	—	3.82	0.82	37.69	24.00	11.41	1.18	14.08	99.15
<b>Ильменит</b>													
7	—	—	0.48	0.61	—	0.20	15.58	15.64	32.94	34.70	—	—	100.15
8	—	—	—	—	—	1.52	2.85	37.02	11.89	47.39	—	—	100.67
9	—	—	—	—	—	1.78	2.29	37.45	11.39	47.76	—	—	100.67
<b>Авгит</b>													
10	0.14	—	51.79	2.47	19.59	15.20	0.38	9.69	—	0.54	—	—	99.80
11	0.27	—	52.33	1.57	18.48	16.26	0.58	10.17	—	0.38	—	—	100.04
12	0.31	—	51.69	1.67	20.38	15.16	0.41	9.74	—	0.54	—	—	99.90
13	0.32	—	51.02	1.98	20.16	14.68	0.33	10.11	—	0.47	—	—	99.07
<b>Амфиболы</b>													
14	2.39	0.98	43.96	10.99	11.54	15.13	0.29	11.48	—	2.37	—	—	99.13
15	2.49	0.38	48.59	6.91	10.81	16.07	0.47	11.81	—	1.67	—	—	99.20
16	1.61	0.47	49.37	6.70	11.33	16.03	0.58	12.32	—	1.68	—	—	100.09
<b>Плагиоклазы</b>													
17	4.88	0.23	52.39	28.90	11.82	—	—	—	—	0.53	—	—	98.75
18	4.86	0.18	52.05	28.92	11.71	—	—	—	—	0.66	—	—	98.38
19	7.09	0.52	57.79	25.70	7.82	—	—	—	—	0.36	—	—	99.28

Примечание. Анализы выполнены с помощью СЭМ VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80 с фирменным программным обеспечением AZtec в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.М. Чубаров). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитано, исходя из FeO общего. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности микрозонда.

та, кварца, кальцита и цеолитов. В нижних горизонтах разреза отмечены редкие «листочки» гидрослюд. Однако ряд минералов этой группы образуется и в гидротермальных условиях (см. ниже).

**Гидротермальные минералы** выполняют поры, пустоты выщелачивания, трещины и зоны в аргиллизированных андезитах и метасоматических брекчиях по андезитам. Эта группа минералов наиболее многочисленна и занимает более 50 % от объема пород основания толщи глин. Преобладают средне- и высококремнистые кальциевые цеолиты, диагностированы четыре минеральных вида (табл. 6). Широко развиты карбонаты (кальцит с примесью Mg и Mn), магнезиально-железистые хлориты, смектиты и хлорит-смектиты, цеолит-халцедоновые образования неправильной формы, кремнисто-алюмосиликатные и кремнисто-железистые стяжения. Последние образуют жилы, линзы, блоки, фрагменты различной формы, полосы-оторочки вокруг обломков андезитов. Количество этого материала резко возрастает к основанию вскрытых разрезов и составляет до 50 % от объема гидротермальных зон. Кремнисто-железистые стяжения образуются на первой стадии гидротермального изменения вмещающих пород: цеолиты, карбонаты, смектиты и др. минералы из перечисленных выше выполняют систему трещин, секущих кремнисто-железистые образования.

Цеолиты, карбонаты, хлориты, смектиты, кварц, опал и, по-видимому, некоторые другие минералы являются сквозными: образуются на всех этапах преобразования исходных пород (постмагматическом, метасоматическом и гидротермальном). Детальными электронно-микроскопическими исследованиями

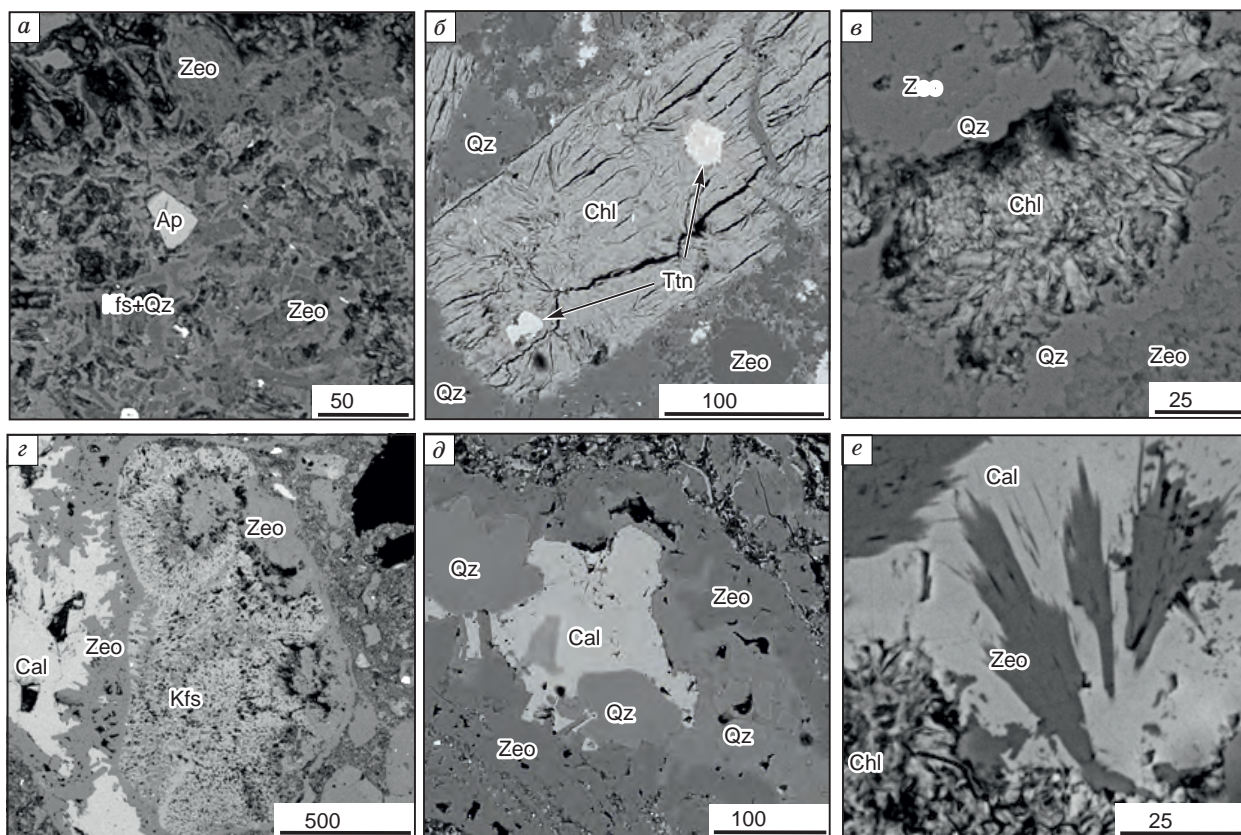
Таблица 5. Химический состав основных постмагматических и метасоматических минералов аргиллизитов ВПП по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)

Анализ	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	FeO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Cl	Сумма
<b>Калиевый полевой шпат</b>												
1	1.17	15.69	64.53	18.74	—	—	—	—	—	—	—	100.13
2	1.61	14.88	64.20	18.50	—	—	—	—	—	—	—	99.19
3	1.78	14.80	64.31	18.43	—	—	—	—	—	—	—	99.32
4	2.27	14.48	65.19	18.53	—	—	—	—	—	—	—	100.47
5	1.88	14.44	65.12	18.57	—	—	—	0.56	—	—	—	100.57
6	2.76	13.98	65.43	18.52	—	—	—	—	—	—	—	100.69
7	2.05	13.97	64.95	18.44	—	—	—	—	—	—	—	99.41
8	2.41	13.39	64.46	18.65	—	—	—	0.50	—	—	—	99.41
9	2.88	13.17	63.64	18.31	1.36	—	—	0.41	—	—	—	99.77
10	1.86	12.97	65.28	18.19	—	—	—	1.12	—	—	—	99.42
11	2.90	12.88	64.19	18.63	—	—	—	0.64	—	—	—	99.24
<b>Хлорит</b>												
12	—	0.94	33.17	15.22	0.82	15.68	0.74	14.66	—	—	—	81.23
13	—	0.43	33.35	15.22	0.89	16.88	0.68	15.58	—	—	—	83.03
14	—	—	32.65	14.71	0.75	18.21	0.68	15.07	—	—	—	82.07
15	—	—	33.42	15.12	0.91	17.87	0.65	14.86	—	—	—	82.83
16	—	—	33.06	15.97	0.44	18.68	0.77	15.40	—	—	—	84.32
17	—	0.34	32.59	15.19	0.68	16.49	0.72	14.51	—	—	—	80.52
18	—	0.82	33.89	15.85	2.06	14.32	0.57	12.96	—	—	—	80.47
19	—	0.29	32.03	16.17	0.52	17.78	0.68	16.08	—	—	—	83.55
20	—	0.43	33.22	16.58	0.64	15.95	—	14.53	—	—	—	81.35
21	—	0.26	33.53	15.93	0.67	17.14	0.85	15.03	—	—	—	83.41
22	—	0.42	33.77	15.79	0.87	14.99	0.58	15.93	—	—	—	82.35
<b>Смектит</b>												
23	—	1.51	52.41	23.44	1.10	2.22	—	3.07	—	—	—	83.75
24	—	0.89	53.74	23.74	1.38	2.81	—	2.30	—	—	—	84.86
25	—	2.98	51.60	21.85	3.37	4.23	—	1.29	—	—	—	85.32
26	—	4.01	48.57	23.24	1.53	3.11	—	3.06	—	—	—	83.52
27	—	3.36	48.16	22.80	1.60	5.06	—	4.48	—	—	—	85.46
28	—	3.29	48.21	20.88	1.94	3.67	—	2.40	—	—	—	80.39
29	—	3.18	49.92	22.57	1.83	3.04	—	2.18	—	—	—	82.72
30	—	4.12	51.63	21.86	1.70	3.38	—	2.25	—	—	—	84.94
31	—	3.02	53.35	22.82	1.72	3.73	—	1.75	—	—	—	86.39
32	—	4.28	51.01	23.97	1.39	3.13	—	1.91	—	—	—	85.69
<b>Апатит</b>												
33	—	—	0.43	—	53.11	—	0.20	1.21	40.72	3.55	0.71	99.93
34	—	—	—	—	54.77	—	—	0.97	41.48	—	1.11	98.33
35	—	—	1.13	—	53.45	—	—	1.02	41.48	—	0.58	97.66

Примечание. Анализы выполнены с помощью СЭМ VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX 80. (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.М. Чубаров). Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности микрозонда.

ниями определены минералы, характеризующие последнюю (современную) стадию гидротермального процесса: гидросиликат кальция и гидроксилapatит. Гидросиликат Ca, предположительно окенит, является довольно редким минералом [Минералогическая энциклопедия..., 1985]. Выполняет поры и трещины в ассоциации с кварцем (опалом), кальцитом и цеолитами (рис. 9, а–е). Образует характерные для этого минерала радиально-лучистые, спутанно-волокнистые, крустификационные и др. структуры в





**Рис. 8. Постмагматические и метасоматические минералы аргиллизированных андезитов:**

*a* — F-Cl-апатит в основной массе из кварца, калиевых полевых шпатов, смектитов и цеолитов; *б* — сфен и Fe-Mg хлориты, развивающиеся по темноватым минералам; *в* — хлорит, выполняющий трещину, в основной массе кварц и цеолиты; *г* — карбонат, цеолиты и калиевый полевой шпат, выполняющие участок дробления в андезите; *д* — кварц, карбонат и цеолиты в основной массе аргиллизированного андезита; *е* — кристаллы цеолита в карбонате, вмещающая масса — хлорит. Qz — кварц, остальные обозначения минералов см. на рис. 6, 7. Исследования выполнены на СЭМ VEGA 3, оснащенном ЭДС X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН).

открытых трещинах, в порах и на стенках пустот. Гидроксилапатит в виде щеток столбчатых кристаллов размером до 25—50 мкм выстилает стенки пор и заполняет трещины, часто в ассоциации с пиритом (см. рис. 9, *г—е*). Таким образом, гидросиликат Са и гидроксилапатит высаживаются из растворов, циркулирующих по трещинам и открытым порам, и отражают современный этап гидротермального перерождения андезитов основания толщи гидротермальных глин ВПП. К завершающему этапу гидротермального минералообразования относится также образование своеобразных кремнисто-железистых агрегатов на стенках пустот и образование опаловых глобулей (см. рис. 9, *ж—и*).

Характерной особенностью гидротермальных и метасоматических изменений в породах основания толщи глин является образование широкого ряда сульфидов. Пирит выделяется в форме правильных кристаллов кубической формы, в виде агрегатов или отдельных крупных (до 2—3 мм) кристаллов (рис. 10, *а*). Марказит образует глобулярные, почковидные, зонально-концентрические структуры (см. рис. 10, *б, в*) и приурочен в основном к последним стадиям гидротермального изменения пород. Впервые при изучении аргиллизированных пород как ВПП, так и других термальных полей Южной Камчатки отмечено образование относительно крупных (до 0.2 мм) выделений халькопирита — отдельных кристаллов и в сростании с пиритом (см. рис. 10, *г, д*), а также установлено высокое содержание As (до 5 мас. %) в пирите (см. рис. 10, *е*). As-содержащий пирит образуется как на постмагматическом (метасоматическом ?), так и гидротермальном этапах изменения пород, что свидетельствует о постоянном источнике мышьяка и продолжительном характере влияния этого источника на термальное поле.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Восточно-Паужетском термальном поле вскрыт разрез коренных горных пород — лав андезитов, интенсивно аргиллизированных и почти полностью измененных в гидротермальные глины в верх-

Таблица 6.

**Химический состав цеолитов аргиллизитов ВПП  
по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)**

Компонент	Ломонтит*			Морденит*			Гейландит-Са*			Стильбит-Са*		
	Ca <sub>4</sub> [Al <sub>8</sub> Si <sub>16</sub> O <sub>48</sub> ] ·18H <sub>2</sub> O			(Na <sub>2</sub> K <sub>2</sub> Ca) <sub>4</sub> [Al <sub>8</sub> Si <sub>40</sub> O <sub>96</sub> ] ·28H <sub>2</sub> O			(Na,K)Ca <sub>4</sub> [Al <sub>9</sub> Si <sub>27</sub> O <sub>72</sub> ] ·24H <sub>2</sub> O			NaCa <sub>4</sub> [Al <sub>9</sub> Si <sub>27</sub> O <sub>72</sub> ] ·30H <sub>2</sub> O		
	Структурный тип											
	LAU			MOR			HEU			STI		
У			Ч			Ч			Н			
SiO <sub>2</sub>	51.39	51.82	49.06	65.74	65.98	67.34	56.94	56.52	57.20	59.00	58.14	57.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.56	21.72	20.63	11.42	11.72	11.55	16.15	16.18	15.85	14.18	16.27	14.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.53	—
MgO	—	—	—	—	—	—	0.76	0.11	—	0.09	0.12	—
CaO	10.75	12.36	11.69	4.22	4.86	4.35	6.02	6.42	6.97	7.86	7.88	7.68
SrO	—	—	—	—	—	0.66	0.76	0.92	0.91	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	1.76	2.51	1.52	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.27	—	—	1.74	1.71	1.77	—	0.14	—	0.07	0.28	0.33
K <sub>2</sub> O	0.14	—	—	0.29	0.19	0.19	0.89	0.82	0.78	—	0.67	—
Сумма	83.11	85.90	81.38	83.41	84.46	85.86	83.28	83.62	83.23	81.20	83.89	80.78

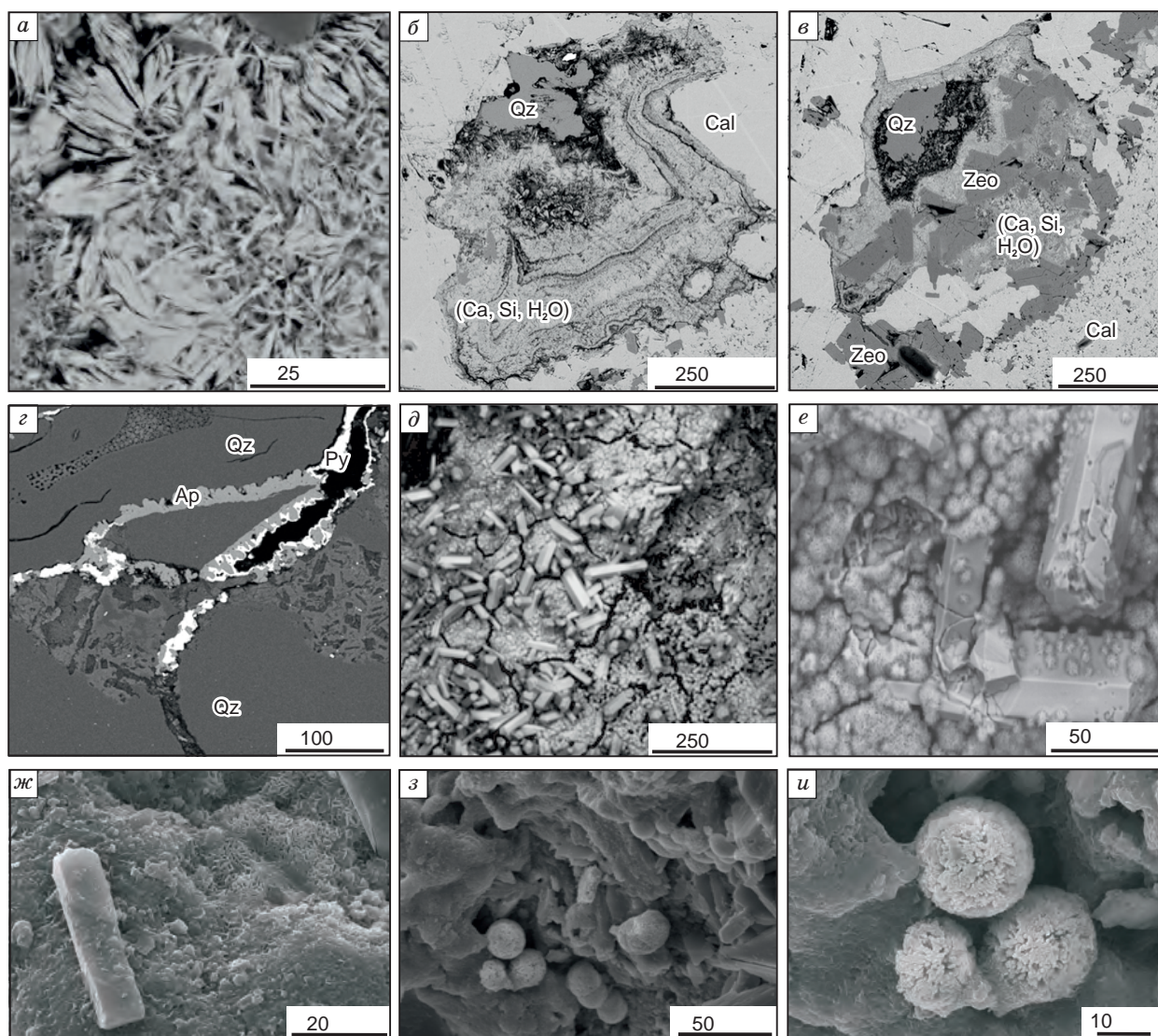
**Формульные коэффициенты**

	расчет на O <sub>48</sub>			расчет на O <sub>96</sub>			расчет на O <sub>72</sub>					
Si	16.33	16.01	16.00	39.92	39.67	39.90	27.02	26.97	27.18	28.00	27.01	27.64
Al	7.71	7.92	7.94	8.18	8.31	8.08	9.04	9.11	8.89	7.94	8.92	8.42
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18	—
∑ к. а.	24.04	23.93	23.94	48.10	47.98	47.98	36.06	36.08	36.06	35.94	36.11	36.06
Mg	—	—	—	—	—	—	0.54	0.08	—	0.06	0.08	0
Ca	3.66	3.99	4.09	2.75	3.13	2.76	3.06	3.28	3.55	4.00	3.92	3.93
Sr	—	—	—	—	—	0.23	0.21	0.25	0.25	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	0.33	0.47	0.28	—	—	—
Na	0.17	—	—	2.05	1.99	2.03	—	0.13	—	0.06	0.25	0.31
K	0.06	—	—	0.22	0.15	0.14	0.54	0.50	0.47	—	0.40	—
∑ вн. к.	3.88	3.99	4.09	5.02	5.27	5.17	4.67	4.71	4.55	4.12	4.65	4.24

Примечание. ∑ к. а. – сумма каркасных атомов, ∑ вн. к. – сумма внекаркасных катионов. Минералы расположены в соответствии с классификационной системой, принятой Международной цеолитовой ассоциацией (IZA) [Armbruster, Gunter, 2001]. Степень упорядоченности Si и Al: У – упорядоченный, Ч – частично упорядоченный, Н – неупорядоченный, по [Gottardi, Galli, 1985; Armbruster, Gunter, 2001]. Формулы и структурный тип, по [Gottardi, Galli, 1985; Armbruster, Gunter, 2001].

\* Рекомендуемая номенклатура цеолитовых минералов [Coombs et al., 1997].

них горизонтах. Толща гидротермальных глин имеет слоисто-блоковое строение. Выделяется несколько горизонтов, отличающихся химическим и минеральным составами и петрофизическими свойствами. Горизонты выдержаны по простиранию термального поля и в целом залегают согласно моноклиальному падению лавовых потоков андезитов Камбального хребта (см. рис. 1, 2). Мощности слоев резко возрастают за пределами горячего участка. Под верхним горизонтом (глинами зоны сернокислотного выщелачивания) располагаются интенсивно сульфидизированные «синие глины» зоны углекислотного выщелачивания, характеризующиеся изменением пластичности: от полутвердой до мягкопластичной и скрытотекучей консистенции. Этот горизонт, как было показано ранее [Рычагов и др., 2017а, б], обладает свойствами водоупорного и теплоизолирующего слоя. Под горизонтом пластичных глин в условиях резкого повышения градиента температур (от 60–70 до 100–105 °С) образуются относительно сухие смектитовые глины, насыщенные пиритом и другими сульфидами и включающие зоны с минеральными рудными ассоциациями: кремнисто-карбонатно-сульфидной, фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной и более сложного состава. Формирование зон обусловлено внедрением щелочного металлоносного раствора в «сухие» глины, характеризующиеся повышенной трещинно-поровой проницаемостью, вскипанием перегретого раствора и последовательным отложением компонентов из жидкой и

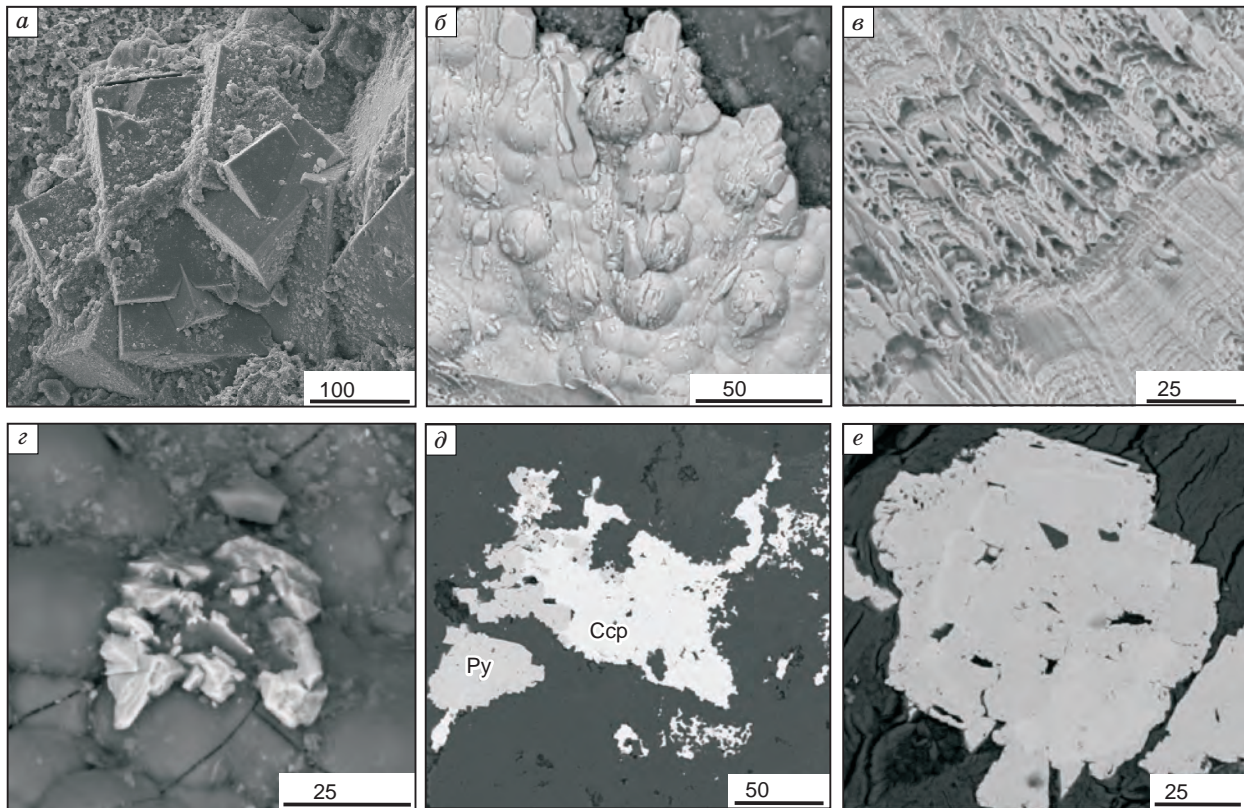


**Рис. 9. Гидротермальные минералы:**

*a* — характерные формы образования гидросиликата кальция; *б* — зонально-полосчатые структуры гидросиликата кальция (Ca, Si, H<sub>2</sub>O), выполняющего пору; *б'* — гидросиликат кальция в ассоциации с цеолитами, кварцем и карбонатом; *з* — гидроксилapatит в ассоциации с пиритом (светлое), выполняющие открытые трещины; *д* — апатит (столбчатые кристаллы), выстилающий стенки пустот; *е* — то же, с выщелачиванием кристаллов фосфатов и образованием в основной массе и на кристаллах апатита хлорит-сметкитов в форме игольчатых сферолитовых агрегатов; *ж* — кремнисто-железистый агрегат и отдельные столбчатые кристаллы апатита; *з* — опаловые глобулы на стенках поры, выполненной кремнисто-железистым агрегатом; *и* — опаловые глобулы, прикрепленные силикатными мостиками к стенке поры. Исследования выполнены на СЭМ VEGA 3, оснащенной ЭДС X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН). Обозначения минералов см. на рис. 6, 7, 8.

парогазовой фаз. Более подробно механизм формирования зон описан в работах [Рычагов и др., 2017a; Rychagov et al., 2017, 2018].

Основание толщи глин сложено трещиноватыми аргиллизированными андезитами и метасоматическими брекчиями по андезитах. Породы интенсивно изменены гидротермально-метасоматическими процессами и представлены цеолит-карбонат-хлорит-кремнисто-алюмосиликатным агрегатом с сульфидами, фосфатами, титано- и цирконосиликатами и др. минеральными фазами, включающими редкие элементы. Породы основания толщи глин разбиты зонами, выполненными перечисленными выше гидротермальными минералами. На первом этапе формирования зон происходит заполнение трещин сульфатно-гидрокарбонатным раствором с высоким содержанием коллоидной кремнекислоты, высаживание кремнисто-железистого геля и преобразование геля в опал, халцедон и  $\alpha$ -кварц; одновременно происходит ощелачивание гидротерм. На следующих стадиях трещины и пустоты в кремнисто-желези-



**Рис. 10. Новообразованные сульфиды:**

*a* — агрегаты кристаллов пирита; *б–в* — формы выделения марказита; *г, д* — халькопирит в виде отдельных зерен и в сростании с пиритом; *е* — пирит с зонами повышенного содержания мышьяка (более светлые участки и полосы). Исследования выполнены на СЭМ VEGA 3, оснащённом ЭДС X-MAX 80 (ИВиС ДВО РАН). Обозначения минералов см. на рис. 6.

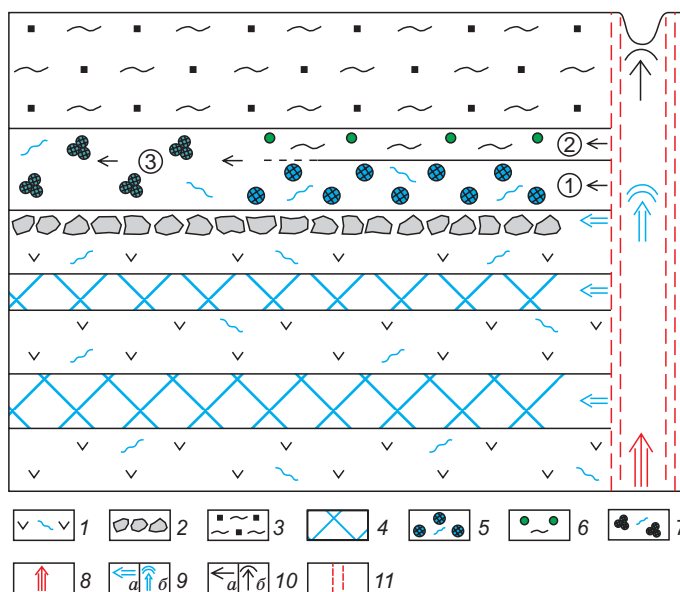
стой матрице заполняются более щелочным минерализованным раствором, что приводит к образованию широкого ряда средне- и высококремнистых кальциевых цеолитов, Ca-Mg-Mn карбонатов, фосфатов, гидросиликатов щелочноземельных металлов и др. Количество зон, их мощность и объём вторичных минералов возрастают с глубиной (рис. 11). Следовательно, в основании толщи гидротермальных глин формируются породы, типоморфными минералами которых являются кальциевые цеолиты, карбонаты кальция с примесью марганца и магния, фосфаты кальция и редких металлов, титано- и цирконосиликаты, гидросиликат кальция, возможно, калиевый полевой шпат и гидрослюда.

Характеристика минерального состава измененных пород и гидротермальных зон основания толщи глин ВПП свидетельствует о глубоком перерождении исходных брекчированных андезитов, увеличении температуры и щелочности среды к основанию вскрытого разреза. Внедрение напорных хлоридно-натриевых и хлоридно-гидрокарбонатных растворов, их смешение с сульфатными термами и разделение на водную и парогазовую фазы приводит к формированию минералого-геохимической зональности (сверху вниз): каолинит-сметиты → смектиты → смектит-хлориты → цеолит-карбонат-хлориты → цеолит-иллит-гидрослюда. Образование нижних зон связано с привнесением щелочных и щелочноземельных элементов (K, Na, Ca, Mg, Li, Rb, Cs), а также P, Ba, As и редких металлов. Ряд минеральных фаз характеризуется повышенным содержанием летучих компонентов (прежде всего, фтора и хлора). Следовательно, формирование зональности отражает влияние щелочного или высокощелочного газонасыщенного глубинного флюида на зону аргиллизации термального поля. Источником многих компонентов состава флюида предполагаются метаморфизованные породы и рудопроявления, расположенные в основании Паужетской ГС.

Эти представления находят подтверждение результатами проведенных в последние годы комплексных геолого-геофизических и минералого-геохимических исследований Паужетской ГС, а также полученных ранее региональных геофизических данных. В строении современной гидротермальной системы Восточно-Паужетское термальное поле выделяется аномальными геофизическими, петрологическими, минералогическими и геохимическими характеристиками [Таусон и др., 2015; Рычагов и др.,

**Рис. 11. Концептуальная геолого-геохимическая модель формирования аргиллизитов и минеральных ассоциаций сложного состава в зоне разгрузки щелочного флюида на ВПП.**

1 — трещиноватые и интенсивно аргиллизированные андезиты основания толщи гидротермальных глин; 2 — проницаемая трещинно-брекчиевая зона (подошва или кровля потока лав андезитов); 3 — гидротермальные глины монтмориллонитового состава, пластичные, сульфидизированные; 4 — трещинно-брекчиевые зоны в основании толщи гидротермальных глин, выполненные цеолит-карбонат-смектит-хлорит-фосфат-кремнистым агрегатом с сульфидами и др. рудными минералами; 5 — жилы-зоны кремнисто-карбонатно-сульфидного состава; 6 — то же, фосфатно-алюмосиликатно-сульфидного состава; 7 — зона сложного минерального состава (см. текст статьи); 8 — глубинный флюид; 9 — перегретые щелочные растворы: *a* — инфильтрационные, *б* — парагазовая фаза; 10 — смешанные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные термальные воды: *a* — инфильтрационные (1—3 — этапы смешения вод и последовательность минералообразования), *б* — конденсатные; 11 — зона глубинного разлома.



2017а, б; Феофилактов и др., 2017; Сандиминова и др., 2021]. Это объясняется приуроченностью тектоно-магматического блока, вмещающего гидротермальную систему, к зоне сопряжения двух крупнейших региональных структур Южной Камчатки: Ункановичского горста и Южно-Камчатского прогиба. Зона представляет собой длительно живущий сквозькоровый разлом мантийного заложения, пересекающий Паужетскую вулканотектоническую депрессию [Апрелков и др., 1979; Долгоживущий центр..., 1980; Геолого-геофизический..., 1987]. Высокая проницаемость этого участка земной коры в четвертичное время предопределила образование Камбального вулканического хребта — резургентного тектоно-магматического поднятия в Паужетской депрессии [Долгоживущий центр..., 1980], а также формирование крупных современных гидротермальных систем в структуре поднятия — Северо-, Центрально- и Южно-Камбальной [Структура..., 1993]. Новейшими сейсмическими исследованиями выделены две крупные субвертикальные зоны повышенной проводимости для магматического (геотермального?) флюида — одна в южной части хр. Камбальный под одноименным действующим вулканом, вторая — тяготеет к северной части хребта, где расположены Паужетская ГС и ВПП [Komzeleva et al., 2021]. Таким образом, ВПП и в целом Паужетская система находятся в зоне влияния длительно живущего (повидимому, от плиоцена по голоцен) сквозькорового разлома. С.О. Феофилактов с коллегами [2021] установили, что Паужетская ГС сформировалась над выступом мелового фундамента, что определило повышенную проницаемость этого участка земной коры для восходящего теплового потока.

Глубинный тепловой поток (газоводный флюид) дренирует сквозь палеоген-неогеновые вулканические и вулканогенно-осадочные пропилизированные породы базальт-андезит-риолитовой формации (формации вулканогенной молассы, по [Власов и др., 1978]), к которой приурочены основные Au-полиметаллические месторождения и многочисленные мелкие рудопроявления Южной Камчатки [Государственная..., 1988; Петренко, 1999]. В Паужетско-Камбально-Кошелевском районе эти породы, включающие поля вторичных кварцитов и связанную с ними рассеянную и штокверково-жильную эпитепмальную рудную минерализацию, вскрываются глубокими скважинами и в естественных разрезах на отдельных участках в обрамлении вулканоплутонических структур: Выченкия (Северная бухта Курильского озера), Третья Речка (северо-западный фланг Кошелевского вулканического массива), Шумный (верховья р. Левая Паужетка—р. Шумная), Левый Каюк (правый борт р. Озерная). По данным Ю.М. Стефанова, руды проявлений Выченкия и Левый Каюк относятся к убогосульфидным, но на глубоких эрозионных срезах содержание рудных компонентов достигает 25—30 %. Оптическими и рентгеноспектральными исследованиями выделены марказит, пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, борнит, блеклые руды, энаргит, гессит, самородные золото и серебро, науманнит, клаусталит, виттихенит, а также гипергенные минералы — гетит, ковеллин, малахит, лепидокрокит, азурит [Королева и др., 1993]. К глубоким горизонтам приурочены блеклые руды, борнит, энаргит, селениды Pb и Ag, висмутиды Cu. Отмечается парагенезис рудопроявлений с интрузивными образованиями повышенной щелочности.

Есть основания полагать, что восходящий тепловой поток, в верхних горизонтах земной коры представляющий собой высокотемпературные щелочные газодонные растворы, обогащен многими компонентами химического состава (прежде всего, летучими, а также благородными, цветными и редкими металлами) за счет глубинных (мантийных и нижнекоровых) источников [Прогнозная оценка..., 1977]. Но значительная часть солевой нагрузки растворов формируется вследствие их фильтрации через относительно разуплотненные метаморфизованные породы на участках повышенной тектономагматической активности и мобилизации этими растворами рудных соединений: многие из перечисленных выше минералов, в частности, сложные сульфиды достаточно легко растворимы в щелочной среде [Ахметов, 2001]. Как показано выше, район Паужетской ГС и локальная структура, вмещающая ВПП, является участком повышенной тектономагматической и геотермальной активности. Таким образом, современное минералообразование на Восточно-Паужетском термальном поле наследует палеогидротермальную, по-видимому, рудообразующую систему, расположенную в зоне влияния глубинного флюида. Дериваты флюида разгружаются вблизи дневной поверхности в форме щелочных металлоносных растворов Паужетской ГС.

Обнаружение и комплексное изучение подобных, сложных по составу и разнообразных по условиям образования, минеральных отложений в приповерхностных горизонтах современных геотермальных систем представляет большой интерес для прогноза рудоносности вулканогенных формаций. На Камчатке наиболее перспективными объектами для развития этого фундаментального научного направления являются длительно живущие вулканогенно-рудные центры, характеризующиеся современным геотермальным этапом: помимо Паужетско-Камбально-Кошелёвского, это Мутновско-Жировской и Паратунско-Банно-Карымчинский (Южная Камчатка).

Авторы глубоко признательны коллегам по экспедиционным работам за всестороннюю поддержку и благодарны сотрудникам аналитических лабораторий ИВиС ДВО РАН, геологического факультета МГУ и ИГХ СО РАН за большой объем высокоточных аналитических исследований.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН «Комплексное исследование крупных уникальных геотермальных систем, источники тепла и металлоносных флюидов». Исследования проведены с использованием оборудования, полученного при реализации программы развития МГУ.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Апрелков С.Е.** Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Тектоника, 1971, № 2, с. 105—111.

**Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В., Соколов В.А.** Вулканотектоника Южной Камчатки // Бюл. вулканологических станций, 1979, № 57, с. 72—78.

**Ахметов Н.С.** Общая и неорганическая химия. М., Высшая школа, 2001, 743 с.

**Белюсов В.И.** Геология геотермальных полей. М., Наука, 1978, 176 с.

**Вернадский В.И.** Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., Наука, 1965, 374 с.

**Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко В.Д., Попкова М.И.** Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканизм и рудные формации. М., Наука, 1978, 177 с.

**Геолого-геофизический атлас** Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л., ВСЕГЕИ, 1987, 36 л.

**Государственная геологическая карта СССР.** М-6 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист М-57-1 (Озерновский) / Ред. И.Ф. Данилеско. Л., ВСЕГЕИ, 1988, 1 л.

**Долгоживущий центр** эндогенной активности Южной Камчатки / Ред. Ю.П. Масуренков. М., Наука, 1980, 172 с.

**Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г., Королева Г.П., Стефанов Ю.М.** Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость—пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология, 1991, № 1, с. 62—78.

**Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И.** Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные и численные модели). Новосибирск, Наука, 1996, 184 с.

**Карпов Г.А.** Гидротермальные растворы верхней зоны пропиловитовой фации на примере месторождений современных гидротерм на Камчатке // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1974, с. 185-189.

**Карпов Г.А.** Особенности вещественного состава и условий минералорудообразования современных рудообразующих вулканогенных газогидротермальных систем Камчатки // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, ОТТИСК, 2005, с. 74—88.

**Карпов Г.А., Шредер П.Э., Николаева А.Г.** Геохимия редкоземельных элементов (La, Ce) в гидротермах и породах Узон-Гейзерной гидротермальной системы (Камчатка) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 1152—1163.

- Константинов М.М.** Генетические типы рудоносных брекчий // Советская геология, 1977, № 3, с. 124—129.
- Коробов А.Д.** Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., ГИН РАН, 1994, 50 с.
- Коробов А.Д.** Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 2019, 120 с.
- Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М.** Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М., Наука, 1993, с. 238—280.
- Краевой Ю.А., Охупкин В.Г., Сережников А.И.** Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 179—211.
- Лебедев Л.М.** Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., Наука, 1965, 310 с.
- Лебедев Л.М.** Онофрит в зонах молодых нарушений Северо-Восточного сольфатарного поля вулк. Менделеева // Современные гидротермы и минералообразование. М., Наука, 1988, с. 86—89.
- Минералогическая энциклопедия** / Ред. К. Фрей. Л., Недра, 1985, 512 с.
- Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е., Борисовский С.Е., Петрова В.В., Пилоян Г.О.** Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной, п-ов Камчатка // Современные гидротермы и минералообразование. М., Наука, 1988, с. 70—86.
- Набоко С.И.** Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М., Наука, 1980, 198 с.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.** Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М., Наука, 1965, с. 76—118.
- Огородова А.С.** Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, Наука, 1974, с. 173—184.
- Осипов В.И., Соколов В.Н.** Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. М., ГЕОС, 2013, 576 с.
- Пампура В.Д.** Минералообразование в гидротермальных системах. М., Наука, 1977, 204 с.
- Пампура В.Д., Сандимирова Г.П.** Геохимия и изотопный состав стронция гидротермальных систем. Новосибирск, Наука, 1990, 152 с.
- Паужетские горячие воды на Камчатке** / Ред. Б.И. Пийп. М., Наука, 1965, 208 с.
- Петренко И.Д.** Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, Изд-во СПб картогр. ф-ки ВСЕГЕИ, 1999, 116 с.
- Поздеев А.И., Нажалова И.Н.** Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология, 2008, № 3, с. 32—45.
- Прогнозная оценка** рудоносности вулканогенных формаций. М., Недра, 1977, 296 с.
- Рычагов С.Н.** Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг: Автореф. дис. д. г.-м. н. М., ИГЕМ РАН, 2003, 50 с.
- Рычагов С.Н.** Гигантские газогидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология, 2014, № 2, с. 3—28.
- 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.
- 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.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С., Философова Т.М.** Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XVIII ежегодной научной конференции, посвященной дню вулканолога, 30—31 марта 2015. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2015, с. 70—76.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С.** Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология, 2017а, т. 36, № 6, с. 90—106.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С.** Специфические минеральные ассоциации гидротермальных глин (Южная Камчатка) // ДАН, 2017б, т. 477, № 1, с. 81—86.
- Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Чубаров В.М.** Цеолиты в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Петрология и геодинамика геологических процессов. Мате-

риалы XIII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых, г. Иркутск, 06–13 сентября 2021 г. Иркутск, Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021, т. 3, с. 52—54.

**Стратегия** развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического района до 2020 г. / Ред. А.П. Сорокин. Владивосток, Дальнаука, 2001, 112 с.

**Структура** гидротермальной системы / Под ред. В.И. Белоусова, И.С. Ломоносова. М., Наука, 1993, 298 с.

**Таусон В.Л., Рычагов С.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Смагунов Н.В., Герасимов И.Н., Давлетбаев Р.Г., Логинов Б.А.** Роль поверхностных явлений в концентрировании некогерентных элементов: золото в пиритах гидротермальных глин термальных полей Южной Камчатки // *Геохимия*, 2015, № 11, с. 1000—1014.

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

**Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Денисов Д.К.** Строение зоны разгрузки парогидротерм в районе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // *Геология и геофизика*, 2020, т. 61 (9), с. 1194—1214.

**Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Логинов В.А., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Клементьев М.А., Денисов Д.К.** Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*, 2021, № 1, с. 40—56.

**Angelica R.S., da Costa M.L.** Geochemistry of rare-earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Para, Brazil // *J. Geochem. Explor.*, 1993, v. 47, p. 165—182.

**Armbruster T., Gunter M.E.** Crystal structures of natural zeolites // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2001, v. 45 (1), p. 1—67.

**Campbell K.A., Guido D., Gautret P., Foucher F., Ramboz C., Westall F.** Geyselite in hot-spring siliceous sinter: window on Earth's hottest terrestrial (paleo)environment and its extreme life // *Earth Sci. Rev.*, 2015, v. 148, p. 44—64.

**Chasse M., Griffin W.L., Reilly S.Y., Calas G.** Scandium speciation in world-class lateritic deposit // *Geochem. Perspect. Lett.*, 2017, v. 3, p. 105—114, doi: 10.7185/geochemlet.1711.

**Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T.** Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can. Mineral.*, 1997, v. 35, p. 1571—1606.

**Fournier R.O.** Active hydrothermal systems as analogues of fossil systems // The role of heat in the development of energy and mineral resources in the northern Basin and Range province // *Geotherm. Resour. Council Spec. Rep.*, 1983, v. 13, p. 263—284.

**Gottardi G., Galli E.** Natural zeolites. Part of the Minerals and Rocks book series. Minerals, 1985, v. 18, 409 p.

**Hedenquist J.W., Henley R.W.** Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization // *Econ. Geol.*, 1985, v. 80, p. 1640—1668.

**Hedenquist J.W., Taran Y.A.** Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // *Econ. Geol.*, 2013, v. 108, p. 1523—1540.

**Henley R.W.** The geothermal framework for epithermal deposits // *Geology and geochemistry of epithermal systems* // *Rev. Econ. Geol.*, 1985, v. 2, p. 1—24.

**Henley R.W., Ellis A.J.** Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // *Earth Sci. Rev.*, 1983, v. 19, p. 1—50.

**Izawa E., Aoki M.** Geothermal activity and epithermal gold mineralization in Japan // *Episodes*, 1991, v. 14, p. 269—273.

**Kodera P., Lexa J., Biron A., Zitnan J.** Gold mineralization and associated alteration zones of the Biely vrch Au-porphyry deposit, Slovakia // *Miner. Slovaca*, 2010, v. 42, p. 33—56.

**Kodera P., Lexa J., Fallick A.E., Walle M.** Hydrothermal fluids and porphyry Au deposits in the Central Slovakia Volcanic Field // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 2014, v. 402, p. 177—206, doi: 10.1144/SP402.5.

**Komzeleva V., Koulakov I., Rychagov S., Gordeev E., Abkadyrov I., Stupina T., Novgorodova A.** Sources of the eruption of Kambalny volcano (Southern Kamchatka) in March 2017 inferred from local earthquake tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2021, v. 420, 107392.

**Pope J.G., Brown K.L., McConchie D.M.** Gold concentrations in springs at Waiotapu, New Zealand: implications for precious metal deposition in geothermal systems // *Econ. Geol.*, 2005, v. 100, p. 677—687.



**Rychagov S.N., Sergeeva A.V., Chernov M.S.** Mineral ore formation in argillized rocks of Pauzhetka hydrothermal system of South Kamchatka // Proc. 34th Int. Conf. "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits" (Miass, August 4—9, 2017). Moscow, GEOKHI RAS, 2017, p. 213—215.

**Rychagov S.N., Sandimirova E.I., Chernov M.S., Sergeeva A.V.** Formation of alkaline mineralization in acid leaching zone of Pauzhetka hydrothermal system (South Kamchatka) // Proc. 35th Int. Conf. "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits" (Moscow, September 3—7, 2018). Moscow, GEOKHI RAS, 2018, p. 255—259.

**Sillitoe R.H.** Epithermal paleosurfaces // *Miner. Deposita*, 2015, v. 50, p. 767—793, doi: 10.1007/s00126-015-0614-z.

**Sillitoe R.H., Bonham H.F.** Volcanic landforms and ore deposits // *Econ. Geol.*, 1984, v. 79, p. 1286—1298.