

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 1, 2022

---

---

Генезис высококалийевых пикритов Восточной Камчатки

*З. Г. Бадрединов, Б. А. Марковский, И. А. Тарарин* 3

Петро-геохимические различия позднекайнозойских игнимбритов Малого и Большого Кавказа как следствие геодинамических особенностей формирования этих структур

*А. М. Курчавов* 18

Моделирование процесса минералообразования на термоаномалиях с аммонийно-сульфатными термальными водами: роль водородного показателя (рН)

*А. В. Сергеева, Е. С. Житова, А. А. Нурдаев, М. А. Назарова* 39

Золото-серебряное вулканогенно-плутоногенное месторождение Невенрекан (Магаданская область, Россия): вмещающие породы, окколорудные метасоматиты, возраст и вещественный состав руд

*В. В. Прийменко, А. Н. Глухов, В. В. Акинин, М. И. Фомина,  
Т. И. Михалицына, А. В. Пономарчук, Г. О. Ползуненков* 54

Опыт оценки сейсмической опасности по данным о смещениях скальных отдельностей на примере Алайской долины (Киргизия)

*М. В. Родкин, С. Ж. Орунбаев* 73

---

---



УДК [552.16+550.42](571.66)

## ГЕНЕЗИС ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПИКРИТОВ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

© 2022 г. З. Г. Бадрединов<sup>a</sup>, \*, Б. А. Марковский<sup>b</sup>, \*\*, И. А. Тарарин<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН,  
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

<sup>b</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: badre9@mail.ru

\*\*e-mail: NRS@vsegei.ru

Поступила в редакцию 29.01.2021 г.

После доработки 05.07.2021 г.

Принята к публикации 25.10.2021 г.

Исследованы химический и минеральный составы позднемеловых ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, отличительной чертой которых являются широкие вариации калия — от низких (преобладающий тип вулканитов) до ультравысоких (подчиненное количество). Химические составы минералов и геохимия пород указывают на то, что ультраосновные вулканиты с высокими и низкими содержаниями  $K_2O$  сформировались из одного мантийного субстрата. Обогащение части ультрамафитов калием произошло в поверхностных условиях в результате следующих процессов: 1 — флюидная экстракция калия из магматического расплава, 2 — расслоение расплава на калиевую (флюидизированную) и низкокалиевую фракции с образованием полосчатых силлов, 3 — отделение от кристаллизующегося расплава остаточной магматической жидкости, с высокими содержаниями калия.

*Ключевые слова:* пикриты, ликвация, высокий калий, вулканизм, геохимия

DOI: 10.31857/S0203030622010023

### ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе в серии публикаций [Селиверстов и др., 2004; Колосков и др., 1999; Федоров, Богомол, 2018], охарактеризованы ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки с высокими содержаниями калия (до 8 мас. %  $K_2O$ ), аномальными для вулканических образований этой структурно-формационной зоны. Высококалиевые ультрамафиты приурочены к верхам валагинской серии позднемелового возраста, отложения которой с позиции тектоники плит трактуются как вулканогенные образования океанической островной дуги (Ачайваям-Валагинской) аккрецированной к окраине континента в раннем палеогене [Шапино, Соловьев, 2009]. Помимо геологического положения, необычными являются геохимические свойства рассматриваемых ультрамафитов. При повышенных концентрациях калия рубидия и урана, содержания других компонентов, включая РЗЭ, отвечают ультраосновным вулканитам нормальной щелочности. В дополнение к этому необходимо подчеркнуть, что в разрезе ультраосновных вулканогенных отложений валагинской серии высококалиевые ультрамафиты переслаиваются с низкокалиевыми, обладающими по объему, и имеют с ними близ-

кие химические составы породообразующих минералов.

В геологической литературе существует, по меньшей мере, три точки зрения на формирование столь необычной ассоциации ультрамафитовых пород. Согласно первой из них рассматриваемые вулканиты являются ультраосновными представителями островодужных базальтоидов шошонитовой серии [Соболев и др., 1989], что предполагает энсиалическую природу островной дуги и мантийный метасоматоз с привнесом в истошенную мантию калия и ряда подвижных компонентов.

Другая группа исследователей [Селиверстов и др., 1994; Колосков и др., 1999] выделяет высококалиевые вулканиты ультраосновного комплекса Восточной Камчатки в самостоятельный геохимический тип щелочных вулканитов (лапроитоиды), связывая их формирование с особыми геодинамическими условиями. Исходным субстратом лампроитоидов принимаются флогопитсодержащие мантийные породы, плавящиеся при активном участии водного флюида на глубинах устойчивости граната [Колосков и др., 1999].

Дальнейшим развитием этой идеи является модель, предложенная П.И. Федоровым и

Е.С. Богомоловым [Федоров, Богомолов, 2018], характеризующаяся тем, что для интерпретации природы высокой калиевоности ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки привлекается механизм селективного плавления мантийного флогопита в условиях субдукции океанической коры.

Среди петрологов, изучавших ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки, существовала еще одна точка зрения на природу их повышенной калиевоности, согласно которой появление высоких концентраций  $K_2O$  в ультраосновных породах объяснялось неравномерным калиевым метасоматозом, наложившимся на ультрамафиты после их извержения [Житков и др., 1984]. Однако эта точка зрения не подтвердилась последующими петрологическими исследованиями, а данные по изотопии рубидия, стронция, самария и неодима в описываемых ультраосновных вулканитах исключают влияние на ультраосновной расплав корового субстрата [Бадрединов и др., 2018б; Федоров, Богомолов, 2018].

Подытоживая процитированные выше материалы, необходимо подчеркнуть, что в них не рассматриваются причины геохимического родства высококалиевых разновидностей пород с низкокалиевыми, преобладающими среди ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, и не объясняется близость химических составов породообразующих минералов, слагающих эти ультрамафиты.

В настоящей статье приведены данные, восполняющие этот пробел, что позволяет предложить новую модель формирования высококалиевых ультраосновных вулканитов описываемого региона.

## ТЕРМИНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ультраосновные вулканиты калиевого геохимического типа ( $K_2O/Na_2O > 1$ ) с концентрациями (мас. %)  $1 \leq K_2O \leq 3.0$ ;  $MgO > 18$ ;  $SiO_2 = 39-45$  описываются авторами статьи как пикриты повышенной калиевоности. При содержаниях  $K_2O$  более 3.0 мас. % – как высококалиевые (ультракалиевые). Пикриты с содержаниями  $K_2O \leq 1$  мас. % характеризуются как нормальнощелочные (низкокалиевые), в соответствии с “Петрографическим кодексом России” [Петрографический ..., 2009]. При цитировании работ других авторов в скобках указываются названия пород, используемые этими авторами.

Учитывая то, что на геологических картах и в публикациях исследователей для отложений позднемеловых ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки употребляются разные названия свит (алешкинская, хребтовская), авторы статьи, в своих описаниях ограничились понятием “толща”.

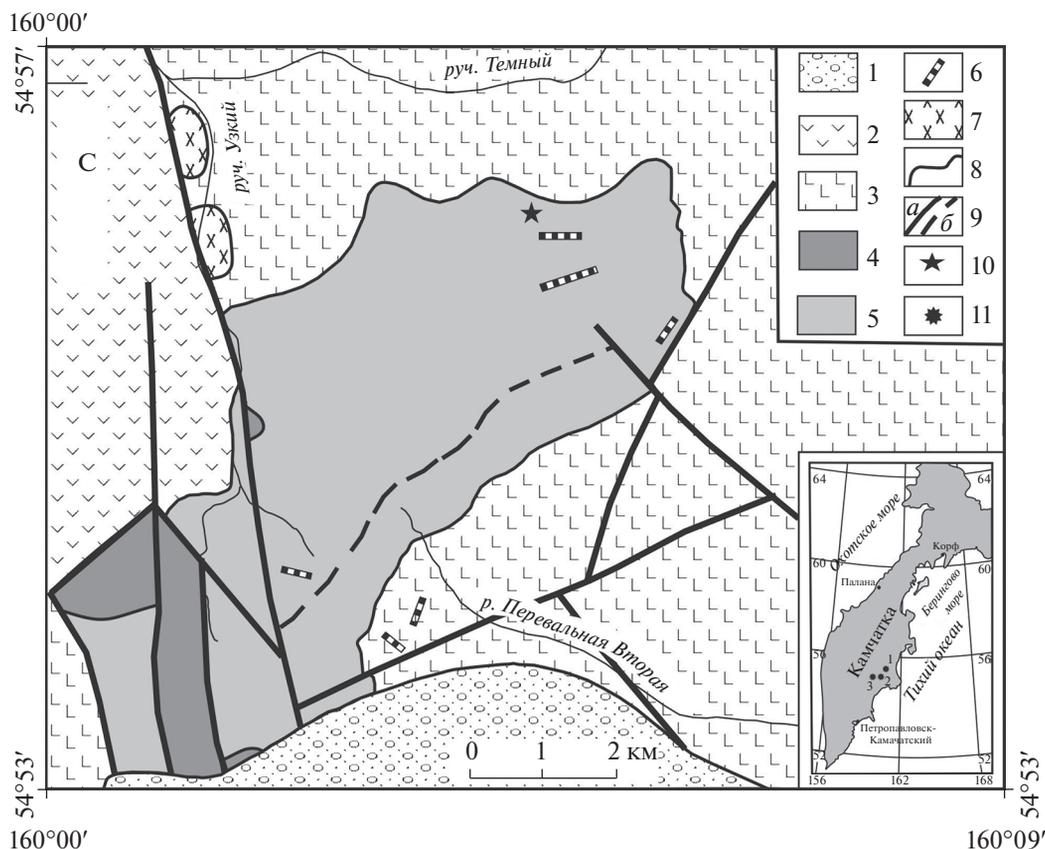
Определение химических составов минералов и вулканических стекол выполнено по стандартной методике в лаборатории рентгеновских методов АЦ ЦКП ДВГИ ДВО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100, фирмы JEOL (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA x – sight (OXFORD Instruments, Англия). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 kV и силе тока  $10 \pm 0.01$  nA. Локальность анализа 1 мкм. Количественный и полуквантитативный анализы осуществлялись по процедуре PhyRoZ с использованием пользовательского (не встроенного) набора эталонов. Погрешности измерения содержаний анализируемых элементов: не более  $\pm 10$  отн. % при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. %, до  $\pm 5$  отн. % при концентрациях от 5 до 10 мас. % и до  $\pm 2$  отн. % при концентрациях элемента свыше 10 мас. %. Предел обнаружения в зависимости от элемента составляет от 0.04 до 0.1 мас. %. При анализе вулканических стекол использовалась растровая съемка наряду с точечными определениями. Аналитики Н.И. Екимова (ДВГИ ДВО РАН) и В.М. Чубаров (ИВиС ДВО РАН).

Анализ пород выполнен в лаборатории Аналитического центра ДВГИ РАН. Основные элементы определены методами атомно-эмиссионной спектроскопии,  $H_2O^-$ , ППП,  $SiO_2$  – методом гравиметрии, FeO – методом титриметрии. Содержания малых элементов определены ICP-MS методом на спектрометре Agilent 7500 C (Agilent Techn., США). Аналитики Е.В. Волкова, Г.А. Горбач, Н.В. Зарубина, В.Н. Каминская, Е.А. Ткалина и Н.В. Хуркало.

Принятые в работе обозначения минералов: Crx – клинопироксен; Ol – оливин; Spl – шпиль; Phl – флогопит; Glass – вулканическое стекло.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Позднемеловые высококалиевые ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки распространены в ассоциации с преобладающими по объему низкокалиевыми разновидностями в составе единой толщи, мощность которой, по оценкам разных авторов, варьирует от 350 до 500 м. Основная роль в ее строении принадлежит грубой пирокластике с подчиненным количеством эффузивных и субвулканических образований. Первые описания толщи были опубликованы в 1971 г. [Эрлих и др., 1971]. В дальнейшем ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки неоднократно изучались многими исследователями [Марковский, Ротман, 1971; Rotman, Markovskiy, 1973; Селиверстов, Цикунов, 1974; Markovskiy, Rotman, 1976; Ланда и др., 1980; Селиверстов и др.,



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта выходов ультраосновных вулканитов северной части Валагинского хребта. 1 – водно-ледниковые отложения; 2 – туфы и лавы трахибазальтов и трахиандезитов (темнореченская свита,  $K_2-Pg$ ); 3 – грубообломочные туфы и лавы нормальнощелочных базальтов (попутновская свита,  $K_2$ ); 4, 5 – толщина ультраосновных вулканитов ( $K_2$ ): 4 – с высокими содержаниями калия, 5 – с низкими содержаниями калия; 6 – дайки ультрамафитов; 7 – интрузии габбросиенитов ( $K_2$ ); 8 – нормальные геологические границы пород; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – место расположения расслоенного силла ультрамафитов; 11 – участки распространения ультраосновных вулканитов: 1 – Северный, 2 – Центральный, 3 – Южный. Границы высококальциевых пикритов нанесены по данным [Селиверстов и др., 1994].

1984; Житков и др., 1984; Марковский, Багдасаров, 1986; Багдасаров, Марковский, 1987; Соболев и др., 1989; Говоров и др., 1990; Пузанков и др., 1990; Селиверстов и др., 1994; Kamenetsky et al., 1995; Колосков и др., 1999; Васильев, Гора, 2016; Федоров, Богомоллов, 2018], включая детальную монографическую систематизацию данных по геологии, петрохимии и минералогии пород [Марковский, Ротман, 1981].

Наиболее крупные выходы ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки сосредоточены на трех локальных участках (рис. 1): южное окончание хребта Тумрок (Северный участок); северная часть Валагинского хребта (Центральный участок) и хребет Широкий (Южный участок), где приурочены к зонам пересечений глубинных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Кроме этого, в хребтах Тумроке и Широком, являющимся западным отрогом Валагинского хребта, присутствуют интрузивные аналоги ультраосновных вулканитов,

представленные сложно дифференцированными расслоенными массивами дунит-клинопироксенит-верлит-габбро-сиенитового состава. Детальные описания геологического строения участков опубликованы в материалах [Марковский, Ротман, 1981; Государственная ..., 2006].

В настоящей статье приведены результаты исследования ультраосновных вулканических пород Валагинского хребта (Центральный участок).

Основную роль в строении ультраосновных отложений Валагинского хребта играют грубые брекчии и гиалокластиты пикритов (аквагенные туфы). В подчиненных количествах распространены более тонкие вулканокластические отложения, переслаивающиеся с вулканомиктовыми и кремнистыми осадочными породами, а также лавы, силлы и дайки пикритов. Подушечная отдельность эффузивов, наряду с широким распространением гиалокластитов указывает на подводный характер извержения.

Позднемеловой возраст толщи пикритов (70, 80 и 88 млн лет) определен по калий-аргоновой изотопии слюды [Марковский, Ротман, 1981; Магматические ..., 1988] и подтверждается материалами фаунистического датирования вмещающих вулканогенно-осадочных отложений [Государственная ..., 2006].

Подстилающими по отношению к толще ультраосновных вулканитов являются агломератные туфы и лавы субщелочных базальтов попутновской свиты, а перекрывающими — трахибазальты и трахиандезиты темнореченской свиты [Марковский, Ротман, 1981].

Отличить высококалийевые пикриты от низкокалийевых в полевых условиях сложно, вследствие схожести их внешнего облика и близости минеральных составов (оливин—клинопироксен—флогопит—шпинель—вулканическое стекло). Тем не менее, В.А. Селиверстову удалось проследить характер взаимоотношений высококалийевых и низкокалийевых пикритов в разрезах, обнажающихся в северной части Валагинского хребта, а также отобразить выходы высококалийевых ультраосновных вулканитов на геологической карте [Селиверстов и др., 1994]. Данные В.А. Селиверстова учтены на рис. 1.

Из приведенных в работе [Селиверстов и др., 1994] материалов следует, что высококалийевые пикриты приурочены к верхней части толщи ультраосновных вулканитов. Высококалийевые и низкокалийевые пикриты переслаиваются друг с другом и формируют горизонты грубых агломератных туфов с обломками смешанного состава.

Наши исследования [Марковский, Ротман, 1981; Бадреддинов и др., 2018а], в дополнение к материалам [Селиверстов и др., 1994] указывают на то, что содержания оксида калия в ультраосновных вулканитах коррелируются с их флюидонасыщенностью, возрастая от близкой к нулю ( $K_2O = 0.1-0.5$  мас. %) в подушечных лавах и тонкообломочных туфах пикритов до повышенной и высокой ( $K_2O = 2-4$  мас. %) в субвулканических образованиях (дайки и силлы), более флюидизированных в сравнении с эффузивами. Показательно, что даже в низкокалийевых шаровых лавах пикритов центральная часть шарового обособления, заполненная газовым пузырем, содержит  $K_2O$  намного больше ( $K_2O = 0.27$  мас. %), чем краевая ( $K_2O = 0.08$  мас. %) [Марковский, Ротман, 1981].

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Как уже подчеркивалось выше, высококалийевые и низкокалийевые пикриты содержат одинаковую ассоциацию породообразующих минералов, включающую в себя: оливин, моноклинный

пироксен, шпинель и флогопит. Порфирировая структура пикритов характеризуется крупными кристаллами (2–10 мм) в различной степени серпентинизированного оливина, погруженными в микролитовую основную массу, сложенную девитрифицированным вулканическим стеклом в разной степени насыщенного кристаллами клинопироксена и игольчатыми пластинками флогопита. Аксессуары представлены хромшпинелью, апатитом и реже гранатом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, серпентин, сфен, магнетит, биотит и карбонат, свидетельствуя о зеленокаменном изменении пород.

Основное различие в петрографических составах высококалийевых и низкокалийевых пикритов заключается в объемных соотношениях оливина и клинопироксена. В высококалийевых пикритах клинопироксен (30–45 об. %) преобладает над оливином (10–30 об. %), в низкокалийевых — наблюдаются обратные пропорции этих минералов. Но существуют переходные разности пород от низкокалийевых пикритов к высококалийевым с равными объемными количествами вкрапленников оливина и клинопироксена. Еще одним отличием низкокалийевых пикритов от высококалийевых является то, что некоторые низкокалийевые пикриты не содержат флогопит, тогда как высококалийевые могут быть обогащены тонкими микроскопическими кристаллами этого минерала, придающими породе бурую окраску.

Химические составы породообразующих минералов высококалийевых и низкокалийевых пикритов близки [Марковский, Ротман 1981; Селиверстов и др., 1994].

Для оливинов характерны высокие концентрации  $MgO$  (доля форстеритового минала порядка 88%), при незначительных колебаниях железа и кремния. В виде редких вкрапленников в оливинах встречается хромистая шпинель.

Клинопироксены, оптически зональные, но также как и оливины имеют сопоставимые характеристики химического состава в калиевых и низкокалийевых пикритах. По соотношению энстатитового, волластонитового и ферросилитового компонентов клинопироксены классифицируются как диопсид-авгиты и салиты. По направлению к краям кристаллов в клинопироксенах возрастают содержания железа и алюминия и снижаются — кремния и магния. Эти изменения состава пироксенов прослеживаются как для высококалийевых, так и низкокалийевых пикритов. В некоторых клинопироксенах в краевых зонах зерен отмечается появление натрия (до 0.5 мас. %  $Na_2O$ ) и пропорциональное снижение концентраций  $CaO$ .

Флогопиты высококалийевых и низкокалийевых пикритов характеризуются пониженными концентрациями алюминия, натрия и повышенными — магния.



Рис. 2. Фрагменты обнажений расслоенного силла ультрамафитов (хр. Тумрок, Восточная Камчатка).

Особенностью акцессорной шпинели является высокие концентрации хрома, магния, низкие титана и преобладание окисного железа над закисным в обоих типах пикритов. Краевые зоны шпинелевых зерен замещены магнетитом. Кроме этого, вторичный магнетит трассирует участки серпентинизации оливинов.

Стекла низкокалийевых и высококалийевых пикритов существенно различаются по химическому составу. Главное отличие заключается в концентрациях оксида калия. Стекла низкокалийевых пикритов по данным микрозондового анализа содержат  $K_2O$  не превышающее 0.5 мас. %, тогда как в высококалийевых пикритах концентрация  $K_2O$  в вулканическом стекле варьирует в диапазоне 8–10 мас. %.

#### ПРИЗНАКИ ЛИКВАЦИОННО-КИНЕТИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО РАСПЛАВА

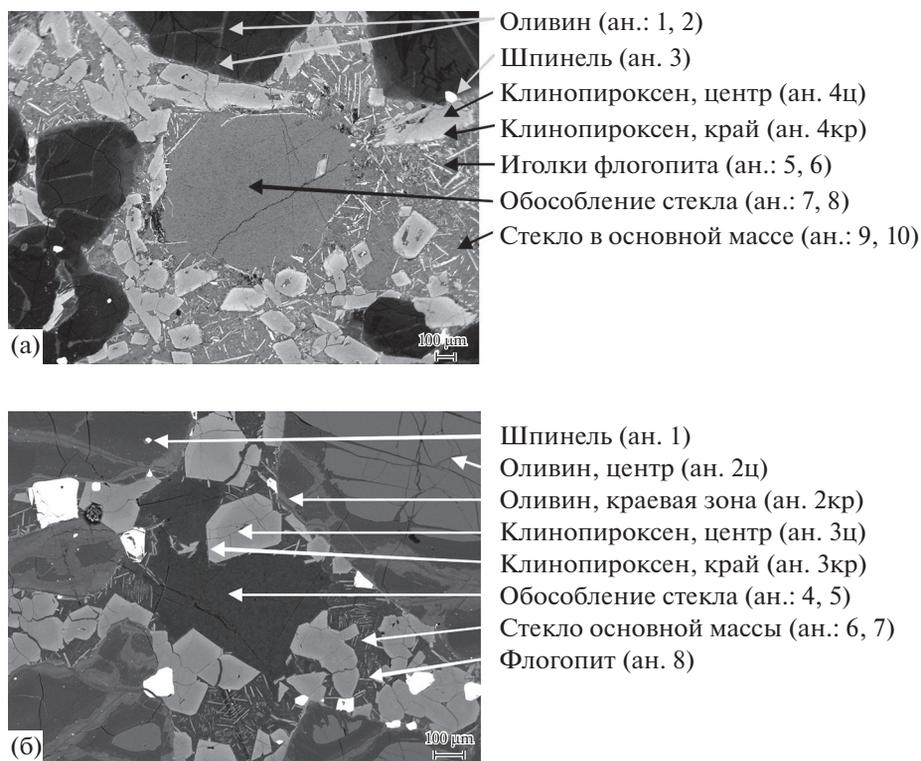
Помимо стратифицированного переслаивания высоко и низкокалийевых ультраосновных вулканитов, в строении толщи ультрамафитов Восточной Камчатки участвуют расслоенные силлы, состоящие из ритмично чередующихся ультрамафитов с низкими ( $K_2O = \leq 0.5$  мас. %) и повышенными содержаниями калия ( $K_2O = 1.5–2.0$  мас. %).

Расслоенные силлы установлены в хребте Тумрок и в северной части Валагинского хребта

[Марковский, Ротман, 1981]. Судя по полевым наблюдениям, процессы расслоения ультраосновной магмы имели масштабное проявление. Наблюдаемая в обнажениях мощность расслоенных силлов в хребте Тумрок достигает 40 м (рис. 2), с протяженностью первые сотни метров, при общей мощности толщи ультраосновных вулканитов 350 м.

В Валагинском хребте видимая мощность силла 1.5 м, но здесь в обнажении вскрыта только апикальная часть вулканического тела. Оценить условия залегания силла на глубину не представляется возможным. Переслаивание пикритов повышенной калиевости ( $1 \leq K_2O \leq 3.0$  мас. %) с низкокалийевыми ( $K_2O \leq 0.5$  мас. %) характеризуется отсутствием в слоях признаков кумуляции кристаллов, зон закаливания, текстур течения и обломков вмещающих пород. Детальное описание силла Валагинского хребта приведено в статье [Бадрединов и др., 2018a].

Вмещающими отложениями по отношению к силлам являются агломератовые туфы пикритов без видимых контактовых преобразований на границе с силлами. Выполненные ранее исследования [Бадрединов и др., 2018a] показали, что расслоение ультраосновного расплава на слои с низкими и повышенными содержаниями калия обусловлены флюидной экстракцией калия из магматического расплава в виде легко растворимых силикатов и последующим ликвационно-ки-



**Рис 3.** Микрозондовые фотоснимки аншлифов пикритов калиевого (а) и низкокалиевого (б) прослоев силла в отраженных электронах.

нетическим расслоением расплава, по механизму описанному Е.В. Шарковым [Шарков, 2002].

Пикриты из калиевого и низкокалиевого слоев силлов имеют одинаковую ассоциацию породообразующих минералов (оливин, клинопироксен, флогопит, шпинель, вулканическое стекло). Вулканическое стекло, помимо интерстиционного базиса, слагает в калиевой и низкокалиевой разностях пород отдельные обособления неправильной формы (глобули), отличающиеся от базисного стекла отсутствием вкрапленников. Основное различие калиевых и низкокалиевых пикритов силла заключается в соотношениях объемных количеств вулканического стекла и минеральных вкрапленников. Высококалиевые пикриты более стекловатые (около 30 об. % вулканического стекла). В сравнении с низкокалиевыми пикритами в их модальном составе содержится больше флогопита, меньше оливина, при близких объемных количествах зерен клинопироксена (рис. 3).

Принципиальным является то, что химические составы породообразующих минералов калиевого и низкокалиевого слоев силла близки между собой (табл. 1, 2) и отвечают составам минералов из других типов пород ультраосновной толщи (обломки в туфах, дайки, лавовые потоки). На рис. 4 приведены данные содержаний СаО и MgO в клинопироксенах расслоенного силла, до-

полненные данными по составам клинопироксенов других пород ультрамафитовой толщи от низкокалиевых до ультракалиевых. Из диаграммы следует, что химизм клинопироксенов одинаков для всех типов пород ультраосновной толщи, независимо от содержания калия в породе, что указывает на формирование высококалиевых и низкокалиевых ультраосновных вулканитов Валагалинского хребта из единого магматического расплава.

В отличие от породообразующих минералов, вулканические стекла пикритов калиевого и низкокалиевого прослоев силла характеризуются различиями в концентрациях химических компонентов. Стекла пикритов калиевого прослоя содержат больше калия, алюминия, железа, меньше магния при сопоставимых концентрациях кремния (см. табл. 1, 2). В низкокалиевом прослое содержание  $K_2O$  в стекле не превышает 0.5 мас. % (см. табл. 2).

Основным концентратором калия в пикритах калиевого прослоя является вулканическое стекло. Количество флогопита (ограниченно низкими содержаниями алюминия), недостаточно, чтобы обеспечить концентрацию калия, фиксируемую в этих породах (см. рис. 3а, табл. 1). Натрий, изначально присутствовавший в ультраосновной магме в малых количествах, не коррелируется с калием

**Таблица 1.** Химический состав минералов (мас. %) пикрита из прослоя силла с повышенными содержаниями калия

Компо- нент	1	2	3	4Ц	4Кр	5	6	7	8	9	10
	OI	OI	Spl	Cpx	Cpx	Phl	Phl	Glass	Glass	Glass	Glass
SiO <sub>2</sub>	41.00	41.88	—	52.90	48.98	34.83	34.03	40.5	40.08	38.94	39.92
TiO <sub>2</sub>	—	—	0.60	—	0.82	3.21	2.42	—	—	—	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	0.62	8.19	1.38	4.45	14.25	14.85	9.57	9.56	9.66	9.17
FeO	6.29	6.44	31.21	4.32	9.92	17.91	18.83	11.05	10.92	9.31	10.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	46.02	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—	—
MgO	32.98	32.46	12.13	17.52	12.82	13.22	12.69	21.73	21.88	22.85	22.20
CaO	0.31	0.40	—	23.50	22.32	—	—	—	—	—	0.70
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.23	0.22	—	0.76	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	9.16	9.33	9.6	9.62	8.58	8.69
Сумма	82.19	82.48	98.15	99.85	99.53	92.89	92.92	92.44	92.05	89.35	91.37

Примечание. Здесь и в табл. 2: Ц – центр кристалла, Кр – край. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности микроанализатора. Номера анализов соответствуют рис. 3а.

**Таблица 2.** Химический состав минералов (мас. %) пикрита из прослоя силла с низкими содержаниями калия

Компо- нент	1	2Ц	2Кр	3Ц	3Кр	4	5	6	7	8
	Spl	OI	OI	Cpx	Cpx	Glass	Glass	Glass	Glass	Phl
SiO <sub>2</sub>	—	40.06	40.1	51.96	50.15	38.99	37.64	36.91	37.15	33.48
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0.31	0.33	—	—	—	—	3.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04	—	—	1.90	3.33	5.38	6.12	6.50	7.47	15.15
FeO	31.03	10.45	10.65	4.27	6.43	3.98	4.82	5.54	5.73	16.89
MnO	—	—	—	0.15	0.18	—	—	—	—	—
MgO	11.33	48.33	48.63	16.46	14.70	36.29	35.31	34.37	33.58	13.36
CaO	—	0.42	0.37	23.29	23.05	—	—	—	—	0.72
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.1	0.23	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.19	0.42	8.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48.41	0.25	—	1.13	0.18	—	—	—	—	—
Сумма	97.81	99.49	100.05	99.57	98.57	84.64	83.89	83.52	84.35	92.39

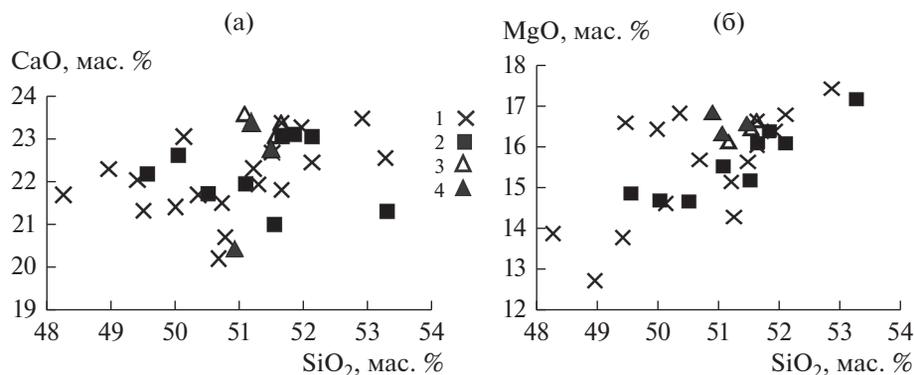
Примечание. Номера анализов соответствуют рис. 3б.

и концентрируется во флогопитах и клинопироксенах, не образуя в расслоенных пикритах контрастных содержаний. Более детальная характеристика химических составов породообразующих минералов и вулканических стекол пикритов расслоенного силла приведена в работе [Бадрединов и др., 2018а].

Несмотря на значительные различия в химических составах вулканических стекол, пикриты калиевого и низкокалиевого прослоев имеют близкие концентрации главных петрогенных эле-

ментов (табл. 3), различаясь только содержаниями K<sub>2</sub>O (на 1.3 мас. %), MgO (на 1.34 мас. %) и потерь при прокаливании (на 2 мас. %).

Расчет исходного химического состава силла, выполненный на основании объемных соотношений калиевого и низкокалиевого прослоев (2/1) свидетельствует о нормальной щелочности расплава до расслоения. Сумма (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) не превышала 1.5 мас. % при содержании SiO<sub>2</sub> равном 43.72 мас. % (см. табл. 3).



**Рис. 4.** Составы моноклинных пироксенов из пикритов Валагинского хребта в координатах CaO–SiO<sub>2</sub> (мас. %) (а) и MgO–SiO<sub>2</sub> (мас. %) (б).

1–4 – пироксены: 1 – из низкокальциевых пикритов, 2 – из высококальциевых пикритов, 3 – из пикритов низкокальциевого прослоя силла, 4 – из пикритов калиевого прослоя силла. Данные о составах минералов высококальциевых пикритов (лампроитоидов) заимствованы из работы [Селиверстов и др., 1994].

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПИКРИТОВ С ВЫСОКИМИ И НИЗКИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ КАЛИЯ

В табл. 4 приведены данные о химических составах пикритов ультраосновной толщи с содержаниями K<sub>2</sub>O, варьирующими от 0.1 до 8 мас. %. Образцы 207-15 и 207-16 отвечают пикритам расслоенного силла с низким и повышенным содержанием калия соответственно. Для характеристики высококальциевых ультрамафитов авторы использовали материалы, заимствованные из работы [Федоров, Богомолов, 2018].

На основании данных (табл. 4) составлены графики распределения в породах нормированных количеств редких (рис. 5а) и редкоземельных элементов (см. рис. 5б).

Из материалов (см. табл. 4, рис. 5) следует, что позднемеловые ультраосновные вулканы Восточной Камчатки представляют собой геохимически родственные образования, независимо от содержания в них калия. Ультракальциевые пикриты (лампроитоиды) (по [Селиверстов и др., 1994; Федоров, Богомолов, 2018]) характеризуются более высокими концентрациями всех малых элементов, включая РЗЭ, сохраняя характер распределе-

ния этих элементов, наблюдаемый в низкокальциевых пикритах. Такое поведение компонентов объяснимо варьированием в породах объемных количеств оливина [Леснов, 2007]. Низкокальциевые пикриты с преобладанием оливина над клинопироксеном закономерно занимают на графиках распределения микроэлементов более низкое положение.

Диапазон содержаний малых элементов в пикритах меняется в пределах одного порядка, в отличие от петрогенных компонентов, однако индикаторные отношения микроэлементов (Nb/Ta, U/Th, Ta/La, Rb/Sr и др.) имеют постоянные значения для всех типов пород, о чем свидетельствует параллельность кривых распределения нормированных содержаний микроэлементов для низкокальциевых и высококальциевых пикритов (см. рис. 5). Исключением является поведение бария, содержания которого не обнаруживают какой-либо закономерности (см. рис. 5, табл. 4). Очевидно, поведение бария в ультраосновном расплаве определялось его изоморфизмом с кальцием и он, в отличие от калия, не переходил во флюидизированную часть расплава при ликвации.

**Таблица 3.** Химический состав (мас. %) пикритов расслоенного силла (Валагинский хребет)

	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
<i>A</i>	40.09	0.21	3.09	4.20	5.26	0.15	33.53	4.85	0.20	0.20	0.14	8.24	100.16
<i>B</i>	41.05	0.24	3.90	3.85	5.49	0.15	32.19	4.92	0.27	1.50	0.20	5.87	99.64
<i>A1</i>	43.61	0.23	3.36	4.57	5.72	0.16	36.48	5.28	0.22	0.22	0.15	0	100.00
<i>B1</i>	43.78	0.26	4.16	4.11	5.86	0.16	34.33	5.25	0.29	1.60	0.21	0	100.00
<i>AB</i>	43.72	0.25	3.89	4.26	5.81	0.16	35.05	5.26	0.27	1.04	0.19	0	100.00

Примечание. *A* – пикрит из низкокальциевого прослоя; *B* – пикрит из калиевого прослоя; *A1*, *B1* – анализы пикритов, пересчитанные на безводные составы; *AB* – исходный состав магмы расслоенного силла, реконструированный по расчетным данным.

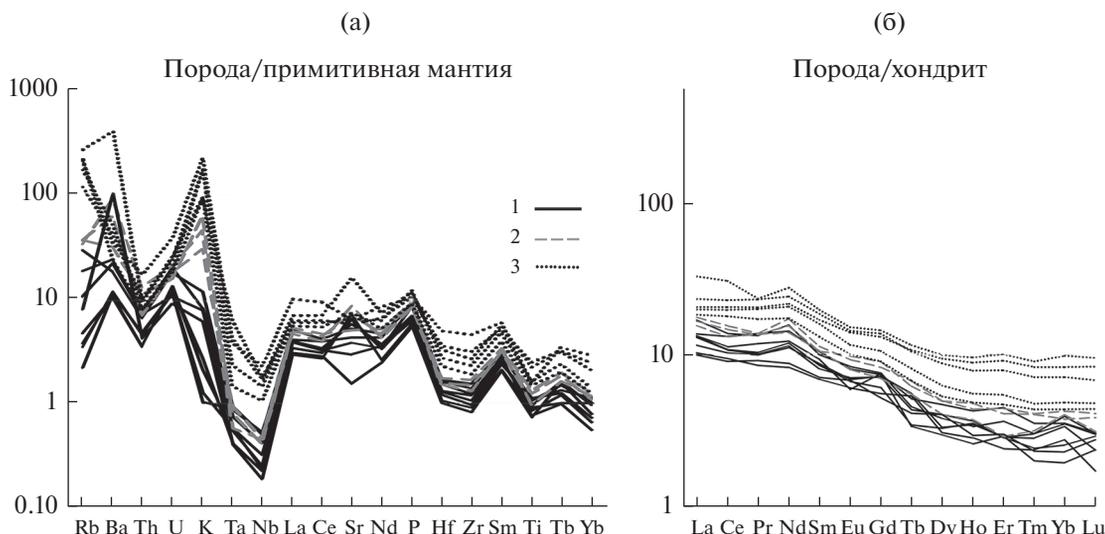
Таблица 4. Химический состав пикритов Валагинского хребта (петрогенные элементы в мас. %, микроэлементы в ppm)

	154	207-11	207-14	115-9Д	207-15А	154-1	Н-303-2	207-15	154-3	207-12	207-16	ПЛ 86-4	ПЛ 18-4	ПЛ 82-2	К 606	ПЛ 33-8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	37.90	39.20	38.00	39.20	39.82	39.22	39.78	40.09	39.62	41.10	41.05	42.44	43.03	43.67	44.51	45.66
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.28	0.19	0.18	0.24	0.27	0.27	0.21	0.33	0.31	0.24	0.40	0.37	0.61	0.55	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.46	4.77	3.41	3.13	3.77	4.42	4.38	3.09	5.36	4.62	3.90	6.68	5.64	8.22	9.30	9.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	6.04	4.83	6.32	4.81	5.84	4.55	4.20	4.70	4.27	3.85	5.23	4.07	2.57	2.70	1.04
FeO	3.2	3.42	3.18	3.78	4.35	4.01	4.76	5.26	4.87	5.23	5.49	3.44	4.85	6.66	6.79	6.50
MnO	0.13	0.13	0.13	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.13
MgO	34.23	28.27	33.92	32.97	30.63	30.12	31.63	33.53	28.52	28.51	32.19	25.71	26.86	19.57	17.64	16.58
CaO	1.92	5.66	1.48	4.30	5.18	7.18	5.07	4.85	6.62	5.62	4.92	4.54	4.84	5.65	6.55	5.20
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.14	0.10	0.13	0.11	0.14	0.17	0.20	0.18	0.18	0.27	0.32	0.33	1.08	0.97	1.52
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.07	0.09	0.26	0.27	0.39	0.20	1.00	2.09	1.50	3.10	3.00	5.61	5.69	7.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.21	0.17	0.13	0.16	0.21	0.22	0.149	0.22	0.23	0.20	0.29	0.22	0.25	0.28	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.51	1.82	2.09	0.42	1.37	1.34	1.12	0.90	1.16	0.93	0.62	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
ППП	11.77	9.66	12.02	8.98	8.82	6.98	7.30	7.34	7.38	6.54	5.25	7.34	6.09	5.22	4.11	4.64
Σ	100.14	99.63	99.58	99.80	99.67	100.13	99.79	100.16	100.12	99.77	99.64	99.63	99.45	99.26	99.25	99.27
Cr	1720	1300	1820	1930	1510	1830	1790	1670	1650	1380	1680	790.3	702.1	869.7	604.7	715.6
Ni	1230	922	1250	1070	996	1250	1080	1120	1070	976	1110	1037	1221.6	765.4	498	623.3
Co	74	61.1	77.5	83.1	71.2	74.6	73	74.9	71	69.7	77.4	69.4	77.7	60.8	59.1	49.9
V	78.3	111	57.4	74.7	94.2	107	102	82.9	128	125	97.5	168.6	146.1	245.7	226.7	234.4
Sc	17	22.3	16.4	18.5	23.6	21.1	20	23.7	26.4	25.7	21	21.2	21.1	26.7	30.1	24
Rb	1.61	2.54	3.46	2.75	7.71	13.5	21.2	5.88	26.7	26.7	24.3	85	123.92	154.64	192.98	152.36
Sr	72.20	93.50	141.5	37.80	154.2	126.8	105.4	174.7	122.4	175.8	209.5	157.5	179.5	138.2	387.7	154.3
Y	4.05	3.95	3.77	3.53	4.1	5.13	5.06	3.78	6.13	6.15	4.97	8.51	7.39	13.73	11.98	14.96
Zr	15.6	12.6	16.1	10.8	14	20.2	18.1	11.9	22	19.5	17.1	30.08	24.71	40.27	34.66	58.85

Таблица 4. Окончание

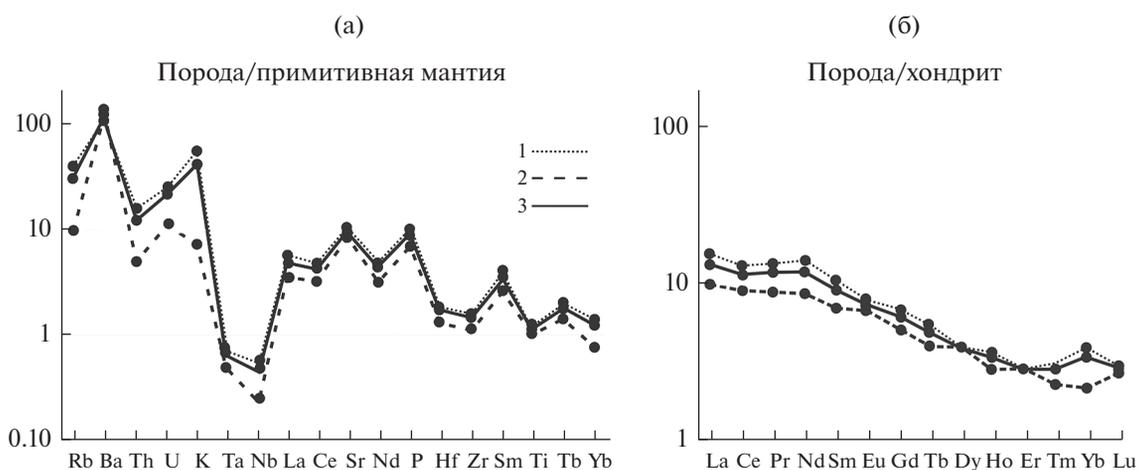
	154	207-11	207-14	115-9Д	207-15А	154-1	H-303-2	207-15	154-3	207-12	207-16	ПЛ 86-4	ПЛ 18-4	ПЛ 82-2	К 606	ПЛ 33-8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nb	0.442	0.201	0.212	0.19	0.272	0.423	0.35	0.159	0.384	0.34	0.373	0.88	1.48	1.20	1.39	1.87
Cs	0.049	0.266	0.150	0.145	0.210	0.206	0.644	0.149	0.145	0.272	0.267	0.750	1.020	1.690	1.910	1.330
Ba	90.3	95.1	83.8	86.9	175.8	191.5	145.3	815.2	498.2	252.3	725.2	327.7	404.7	183.7	3181.7	270.6
La	3.23	3.16	3.24	2.51	2.82	4.14	3.34	2.43	4.31	4.05	3.78	4.86	4.5	5.04	5.7	8.09
Ce	6.87	6.83	7.18	6	6.53	8.76	8.41	5.75	9.88	9.35	8.37	12.57	11.39	13.15	14.66	19.67
Pr	0.991	0.97	1.14	0.816	0.958	1.29	1.33	0.875	1.33	1.3	1.31	1.93	1.65	1.98	2.24	2.27
Nd	5.61	5.37	5.79	3.88	5.27	7.43	6.79	4.14	8.15	7.32	6.6	9.86	8.24	10.29	11.47	13.18
Sm	1.3	1.23	1.43	1.05	1.33	1.53	1.61	1.08	1.74	1.62	1.63	2.45	2.01	2.61	2.86	3.05
Eu	0.383	0.406	0.339	0.346	0.396	0.482	0.464	0.391	0.534	0.564	0.459	0.67	0.58	0.81	0.83	0.88
Gd	1.23	1.44	1.52	1.12	1.46	1.54	1.5	1.05	1.67	1.83	1.41	2.15	1.83	2.67	2.81	2.94
Tb	0.127	0.16	0.124	0.198	0.205	0.168	0.189	0.152	0.249	0.23	0.203	0.3	0.25	0.4	0.39	0.43
Dy	0.82	1.01	0.739	0.764	0.831	0.951	1.18	1.01	1.25	1.24	1.01	1.57	1.33	2.38	2.21	2.52
Ho	0.197	0.204	0.144	0.158	0.193	0.187	0.239	0.164	0.244	0.266	0.208	0.31	0.27	0.5	0.44	0.54
Er	0.463	0.462	0.472	0.391	0.467	0.596	0.733	0.487	0.723	0.668	0.47	0.89	0.77	1.51	1.3	1.66
Tm	0.076	0.061	0.050	0.059	0.071	0.076	0.089	0.058	0.103	0.102	0.079	0.12	0.11	0.21	0.18	0.23
Yb	0.566	0.411	0.313	0.445	0.544	0.635	0.574	0.37	0.689	0.611	0.653	0.79	0.71	1.36	1.16	1.61
Lu	0.074	0.072	0.059	0.042	0.058	0.075	0.076	0.069	0.102	0.096	0.077	0.12	0.11	0.21	0.17	0.24
Hf	0.474	0.437	0.548	0.362	0.469	0.606	0.576	0.383	0.633	0.56	0.545	0.98	0.82	1.27	1.17	1.76
Ta	0.042	0.028	0.027	0.020	0.028	0.045	0.036	0.020	0.045	0.039	0.028	0.07	0.3	0.11	0.2	0.18
Pb	6.11	4.51	8.55	7.79	7.75	5.25	5.03	5.14	13.7	8.16	5.48	2.76	2.94	3.51	4.34	6.22
Th	0.461	0.447	0.343	0.347	0.697	0.71	0.634	0.41	0.682	1.06	1.24	0.97	0.77	0.77	0.91	1.65
U	0.274	0.269	0.323	0.298	0.256	0.484	0.428	0.218	0.429	0.377	0.499	0.61	0.44	0.47	0.57	0.93

Примечание. Анализы – 1–8 – низкокальциевые пикриты, 9–11 – пикриты повышенной калиевости, 12–16 – высококальциевые пикриты; н.д. – нет данных.  
Анализы – 1–11 – выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, 12–16 – заимствованы из работы [Федоров, Богомолов, 2018].



**Рис. 5.** Графики распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в пикритах Валагинского хребта нормированные к примитивной мантии и хондриту по [Sun, McDonough, 1989].

1 – низкокалийевые пикриты, 2 – повышенной калиевоности, 3 – высококалийевые пикриты.



**Рис. 6.** Графики нормированного распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в пикритах расслоенного силла.

Пикриты: 1 – калиевого прослая, 2 – низкокалийевого прослая, 3 – теоретически рассчитанного исходного состава силла (до расслоения).

Распределение микроэлементов в пикритах расслоенного силла (см. табл. 4, рис. 6) повторяет общую картину поведения микроэлементов в высококалийевых и низкокалийевых пикритах ультраосновной толщи, подчеркивая генетическое родство ультраосновных пород описываемой толщи. Этот факт, а также близость химических составов породообразующих минералов, сопоставимость концентраций  $K_2O$  в ультракалийевых пикритах с содержаниями калия в остаточном вулканическом стекле пикритов расслоенных силлов и особенности геологического залегания характеризующих пород (мощность, протяженность силлов)

позволяют использовать данные о распределении калия в расслоенных силлах для объяснения природы калия высококалийевых пикритов Восточной Камчатки.

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПИКРИТОВ

Приведенные выше материалы (с учетом результатов предыдущих исследований) показывают, что установленное в пикритах Восточной Камчатки расслоение ультраосновной магмы на слои, различающиеся содержанием флюидов, со-

**Таблица 5.** Химические составы пород и минералов (мас. %), использованные для расчета состава отделившейся фазы калиевого расплава

	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
К 606	46.78	0.58	9.78	2.84	7.14	0.17	18.54	6.88	1.02	5.98	0.29
Р 45	45.53	0.22	8.73	0.00	10.04	0.03	22.91	6.91	0.10	5.49	0.00
Стекло	43.78	0.00	11.30	0.00	10.43	0.00	24.77	0.00	0.00	9.72	0
Срх	49.43	0.7	4.59	0	8.05	0.11	13.87	22.06	0.32	0	0

Примечание. К 606 – ультракалиевый лампроитоид, заимствованный из работы [Федоров, Богомолов, 2018]; Р 45 – рассчитанный состав пикрита при смешении остаточного калиевого стекла с 45% клинопироксена; Стекло – состав вулканического стекла из калиевого прослоя силла, (среднее из 5 анализов, пересчитанное на безводный состав); Срх – состав вкрапленника клинопироксена в калиевом прослое силла (среднее из 6 анализов).

проводилось концентрацией во флюидизированной части расплава калия, рубидия, тория и урана. В результате расслоения кристаллизующейся магмы сформировались слои пикритов с повышенным и пониженным содержанием калия, различающиеся по плотности, вязкости, количеству магматического флюида и, соответственно, температуре солидуса. Остаточная интерстиционная жидкость калиевой флюидизированной части расслоенных ультрамафитов отделялась (фильтр-прессинг) в виде самостоятельных выжимок, формируя потоки ультракалиевых лав.

Если принять во внимание тот факт, что единственным кальциевым минералом в описываемых ультрабазитах является клинопироксен, а главным концентратором калия – остаточное вулканическое стекло, то можно рассчитать ожидаемые составы пород при такой модели формирования калиевых ультрамафитов. Расчеты показывают, что если к составу остаточного калиевого ультраосновного стекла (Стекло, табл. 5) добавить 45% клинопироксена, присутствующего в виде вкрапленников в стекловатой основной массе в описываемых пикритах (СРХ, см. табл. 5), то химический состав новообразованной породы по концентрациям основных петрогенных компонентов будет соответствовать лампроитоиду (образец К606, см. табл. 5), анализ которого заимствован из работы [Федоров, Богомолов, 2018].

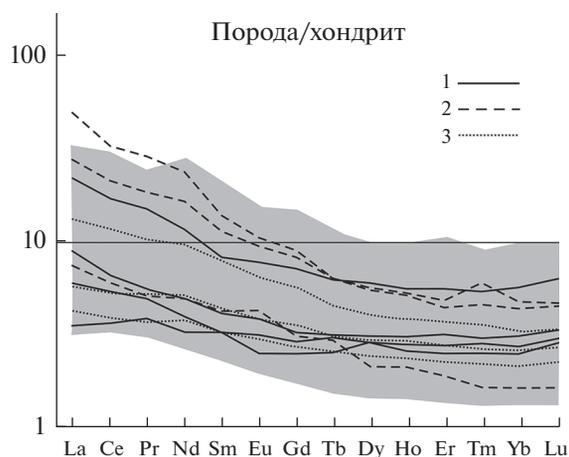
Высокая сопоставимость рассчитанного химического состава ультракалиевого пикрита, с составом природного образца (лампроитоида) подтверждает вывод о формировании высококалиевых ультрамафитов Восточной Камчатки за счет экстракции калиевой флюидизированной порции магмы от претерпевшего расслоение ультраосновного расплава. Это объясняет наблюдаемые в высококалиевых и низкокалиевых пикритах закономерности распределения химических

компонентов и близость составов слагающих их пороодообразующих минералов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше пример не является уникальным. Ликвационно-кинетическое расслоение расплава на калиевую и низкокалиевую фазы широко проявлены в кислых разностях пород, более насыщенных флюидами в сравнении с базитами [Русинов, 2001; Шарков, 2002]. Теоретическая и экспериментальная стороны флюидной экстракции щелочей в условиях приповерхностного магматического очага детально охарактеризованы в работе [Эпельбаум, 1981].

Главным фактором приведшем к формированию высококалиевых пикритов в ультраосновном вулканическом комплексе Восточной Камчатки явилось повышенное содержание флюидов во внедрявшемся расплаве. О высокой флюидонасыщенности ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, как одной из особенностей этого вулканического комплекса, ранее подчеркивалось в работе [Марковский, Ротман, 1981]. Насыщенность флюидами ультраосновной магмы на фоне низких концентраций алюминия способствовала перераспределению калия во флюид в виде силиката калия (жидкое стекло), легко растворимого во флюиде. Этот же фактор способствовал постликвидусному расслоению расплава на флюидизированную, обогащенную щелочами и обедненную флюидами фракции, тогда как исходный состав излившихся пикритов (до расслоения) по содержаниям калия и натрия был нормально щелочным с преобладанием калия над натрием (см. табл. 3). Последнее свидетельствует о глубинах выплавления ультраосновного расплава на уровне флогопитсодержащего гранатового перидотита, как это охарактеризовано в работах [Селиверстов и др., 1984; Колосков и др., 1999], на основании изучения мантийных



**Рис. 7.** Распределение редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) в пикритах Восточной Камчатки (область серого цвета) и геохимически родственных им ультраосновных вулканитах других регионов. 1 – Урэгнурский комплекс (Монгольский Алтай); 2 – о. Амбаи (островная дуга Вануату); 3 – Соломоновы о-ва.

ксенолитов и ксеногенных минералов в пикритах Валагинского хребта. Очевидно, ведущую роль в плавлении мантийного вещества играл водный флюид, что проявилось в повышенных концентрациях флюидомобильных компонентов (K, Rb, Sr, Ba). Данные по изотопии стронция и неодима [Магматические ..., 1988; Бадрединов и др., 2018б; Федоров, Богомолов, 2018] указывают на деплетированность исходного мантийного субстрата и отсутствие признаков воздействия коры на химический состав ультраосновных вулканитов.

Близкий геохимический тип пикритов к описанным в Валагинском хребте Камчатки, установлен в Урэгнурском магматическом комплексе Монгольского Алтая [Изох и др., 2010]. По данным цитируемых авторов, к этому же геохимическому типу базальтоидов следует отнести пикробазальты Соломоновых островов [Rohrbach et al., 2005] и вулкана Амбаи островного архипелага Вануату [Eggins, 1993], характеризующихся сходным с пикритами Камчатки и Монгольского Алтая распределением редкоземельных элементов (рис. 7), но отличающихся от последних присутствием плагиоклаза, более высокими содержаниями Si, Al, Ca, меньшими Mg и преобладанием Na над K. Аналогичные геохимические характеристики имеют позднемеловые пикробазальты Олюторской зоны Корякского нагорья [Федоров, Казимиров, 1989]. Общим для всех этих комплексов базальтоидов является их приуроченность к зоне перехода континент – океан с характерной “островодужной” геохимией малых элементов.

По представлениям авторов позднемеловой ультрамафитовый вулканизм, проявленный на территории Восточной Камчатки, тектонически приурочен к участкам пересечения крупных разрывных нарушений, секущих тихоокеанский периферический пояс в северо-восточном и транс-

формном к северо-восточному направлениях, как это охарактеризовано в работах [Марковский, Ротман, 1981; Марковский, 2004].

Проведенные исследования показывают, что высокие содержания калия в вулканических породах могут не отражать принадлежности вулканитов к щелочной серии. Обогащение калием расплавов возможно за счет флюидной экстракции калия из кристаллизующейся магмы с первоначально невысокими содержаниями этого компонента в условиях земной коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Тарарин И.А., Екимова Н.И., Чубаров В.М. Флюидно-силикатное расслоение ультраосновного расплава на калиевую и низкокалийную фракции (на примере пикритов позднемелового ультраосновного комплекса Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 2018а. Т. 37. № 5. С. 74–85. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-5-74-85>
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. Геохимическая типизация ультраосновных вулканитов Камчатки и Корьякии // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит // Материалы Четвертой Всеросс. конференции, Владивосток, 17–23 сентября 2018. Владивосток: Дальнаука, 2018б. С. 148–151.
- Багдасаров Э.А., Марковский Б.А. Редкие акцессорные минералы ультрамафических вулканитов Восточной Камчатки // Записки Всесоюз. минералог. общества. 1987. Ч. 116. № 3. С. 324–329.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П. Особенности формирования разновозрастных меймечит-пикритовых ассоциаций из разнотектурных регионов Сибири и Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 81–91.
- Говоров И.Н., Бадрединов З.Г., Дардыкина Л.Н., Тарарин И.А., Говоров Г.И. Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427–431.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N 57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб. картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
- Житков А.С., Шека С.А., Вржосек А.А.* Закономерности распределения урана и тория в базит-гипербазитовых комплексах // *Геохимия*. 1984. № 8. С. 1192–1201.
- Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В.* Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А., Дорендорф Ф., Чурикова Т.Г.* Калиевые вулканы Центральной Камчатки в составе верхнемеловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 5. С. 559–576.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Багдасаров Э.А.* Химический состав и условия образования магнетитов и феррихромитов из меймечитов Маймеча-Котуйского региона и пикритов Камчатки // *Записки Всесоюз. минералог. общества*. 1980. Ч. 109. Вып. 5. С. 545–554.
- Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: “Гео”, 2007. Кн. 1. 401 с.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 509 с.
- Марковский Б.А.* Крайне-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзиталы // *Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций* // *Материалы международной конференции*. Екатеринбург, 2004. С. 44–48.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* О геосинклинальных меймечитах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1971. Т. 196. № 3. С. 675–678.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Марковский Б.А., Э.А. Багдасаров Э.А.* Гранаты ультрамафических вулканитов Восточной Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 287. № 1. С. 189–193.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Изд. третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др.* Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // *Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР*. 1990. Вып. 390. 259 с.
- Русинов В.Л.* Петрология вулканического комплекса Лашкерекской кальдеры (Узбекистан) и проблема гетерогенезации кислых лав // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 1. С. 70–88.
- Селиверстов В.А., Цикунов А.Г.* Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // *Докл. АН СССР*. 1974. Т. 217. № 2. С. 424–427.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П., Филофова Т.М., Чубаров В.М.* Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 278. № 4. С. 949–953.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта Восточной Камчатки // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 2. С. 197–213.
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // *Геохимия*. 1989. № 12. С. 1694–1709.
- Федоров П.И., Казимиров А.Д.* Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // *Геохимия*. 1989. № 2. С. 456–460.
- Федоров П.И., Богомолов Е.С.* Ультраосновной вулканизм Валагинского хребта, Камчатка // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 1. С. 72–91.  
<https://doi.org/10.7868/S0869590318010041>
- Шапиро М.Н., Соловьев А.Ф.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Шарков Е.В.* Роль энергии образования поверхности в магматических процессах. Статья 1. Затвердевание расплавов // *Известия вузов. Геология и разведка*. 2002. № 2. С. 70–82.
- Эпельбаум М.Б.* Формирование химических соединений в силикатных расплавах и их роль в магматических явлениях // *Исследования структуры магматических расплавов*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 33–40.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1971. № 2. С. 3–9.
- Eggin S.M.* Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu // *Contr. Miner. Petrol.* 1993. V. 114. P. 79–100.  
<https://doi.org/10.1007/BF00307867>
- Gill J., Whittan P.* Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № 4. P. 4561–4578.  
<https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04561>
- Kamenetsky V.S., Soboлев A.V., Joron J.L., Semet M.P.* Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // *J. Petrology*. 1995. V. 36. № 3. P. 637–662.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.637>
- Markovskiy B.A., Rotman V.K.* Geochemistry of rocks of the ultrabasic volcanic province of Kamchatka // *Int. Geol. Rev.* 1976. V. 18. № 8. P. 917–928.  
<https://doi.org/10.1080/00206817609471299>
- Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C., Munker C., Matveev S., Qopoto C.* Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.* 2005. V. 149. P. 685–698.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0675-6>
- Rotman V.K., Markovskiy B.A.* The Kamchatka ultrabasic volcanic province // *Int. Geol. Rev.* 1973. V. 15. № 9. P. 1015–1024.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

## Genesis of High-Potassium Picrites in Eastern Kamchatka

Z. G. Badredinov<sup>1, \*</sup>, B. A. Markovsky<sup>2, \*\*</sup>, and **I. A. Tararin**<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Far East Geological Institute (FEGI) FEB RAS, prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia

<sup>2</sup>Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredny prosp., 74, St. Petersburg, 199106 Russia

\*e-mail: badre9@mail.ru

\*\*e-mail: NRS@vsegei.ru

The chemical and mineral compositions of the Late Cretaceous ultramafic volcanics of Eastern Kamchatka have been studied. A distinctive feature of the rocks is wide variations in potassium from low (the predominant type of volcanic rocks) to ultrahigh (subordinate amount). The chemical compositions of minerals and geochemistry of rocks indicate that ultrabasic volcanics with high and low K<sub>2</sub>O contents were formed from a single mantle substrate. The enrichment of some ultramafic rocks with potassium occurred as a result of the following processes: 1 – fluid extraction of potassium from a magmatic melt, 2 – stratification of the melt into potassium (fluidized) and low-potassium fractions with the formation of banded sills, 3 – separation of residual magmatic liquid with high potassium contents from the crystallizing melt

*Keywords:* picrites, liquation, high potassium, volcanism, geochemistry

УДК 552.12,550.42,551(479)

## ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ИГНИМБРИТОВ МАЛОГО И БОЛЬШОГО КAVKAZA КАК СЛЕДСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЭТИХ СТРУКТУР

© 2022 г. А. М. Курчавов\*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

*\*e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

Поступила в редакцию 08.07.2021 г.

После доработки 19.08.2021 г.

Принята к публикации 25.10.2021 г.

Сравниваются позднекайнозойские игнимбриды Малого (Армения) и Большого Кавказа (Северный Кавказ – Эльбрусский, Нижнечегемский и Верхнечегемский вулканические массивы). Армянские игнимбриды содержат 60–67 SiO<sub>2</sub> мас. %, северокавказские – 67–76 SiO<sub>2</sub> мас. %. Игнимбриды Армении принадлежат к умеренно-щелочным и щелочным образованиям, а Северного Кавказа – к умеренно-щелочным и нормально-щелочным. Первые из них более калиевые, принадлежат к высококалиевой ветви известково-щелочной, частью к шошонитовой петрохимической серии, а северокавказские игнимбриды относятся к высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, локализуясь близ ее границы с низкокалиевой ветвью. Данные игнимбриды различаются также содержаниями микроэлементов, РЗЭ и изотопными метками. Указанные отличия игнимбридов Армении и Северного Кавказа определяются различной тектоно-магматической эволюцией регионов и соответственно различным состоянием их астеносферы.

*Ключевые слова:* Малый Кавказ, Армения, Большой Кавказ, Эльбрусский вулканический массив, Чегемские массивы, поздний кайнозой, игнимбриды, фьямме, мантия

**DOI:** 10.31857/S0203030622010047

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах Малого Кавказа (Армения) и Большого Кавказа, на его северном склоне (Эльбрусский, Нижнечегемский и Верхнечегемский вулканические массивы), выделяется несколько вспышек интенсивного игнимбритового магматизма. В позднем эоцене–олигоцене, а затем в миоцене игнимбриды формировались в Малокавказской провинции, в плиоцене – преимущественно на Большом Кавказе, в четвертичное время – на Большом и Малом Кавказе.

Данная статья посвящена сравнению позднекайнозойских игнимбридов Малого и Большого Кавказа. Они существенно различаются по своим петро-геохимическим параметрам, однако сравнительные исследования по выяснению причины этого явления до сих пор не проводились.

### ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Цель данной работы – сравнительный анализ состава позднекайнозойских игнимбридов дан-

ных регионов для выявления общих характерных особенностей этих своеобразных пород и связи различий их петро-геохимических характеристик с геотектоническими и геодинамическими условиями формирования регионов.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Кроме опубликованных материалов по общему химическому составу игнимбридов, содержанию микроэлементов и изотопным особенностям данных пород Армении и Северного Кавказа, использован новый обильный материал, который в последнее время был получен в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Определения содержаний петрогенных элементов и концентраций V, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb и Ba в породах сделаны А.И. Якушевым рентгено-флюоресцентным методом на спектрометре волновой дисперсии (модель Axios mAX – PANalytical, Нидерланды, 2012 г.) и на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. При калибровке спектрометра использованы от-

раслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород. Подготовка препаратов к измерениям в спектрометре выполнена путем высокоскоростного плавления материала проб в индукционной печи с боратами лития при температуре 1200°C. Потери при прокаливании (п.п.п.) определяли гравиметрическим методом при температуре 1000°C. Суммарное содержание железа в пробах определено в форме  $Fe_2O_3$  общ. вне зависимости от действительного валентного состояния. Погрешности анализа составляли 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % ниже 0.5 мас. %.

Определения микро- и редкоземельных элементов проводилось Я.В. Бычковой методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре серии XII ICP-MS Thermo Scientific. Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Калибровка чувствительности прибора осуществлялась с помощью стандартных растворов (ICP-MS-68A, HPS, растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Правильность получаемых результатов контролировалась систематическими анализами стандартных аттестованных образцов BHVO-2 и COQ-1, разложенных одновременно с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения (ПО) для РЗЭ составляли 0.02–0.03 мкг/г; погрешности анализа составляли 1–3 отн. %.

Использование данных одной лаборатории позволило надежнее выявить региональные особенности состава игнимбритов и с большим основанием скоррелировать их со спецификой геотектонической и геодинамической истории развития регионов.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ИГНИМБРИТОВ АРМЕНИИ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

### *Игнимбриды Армении*

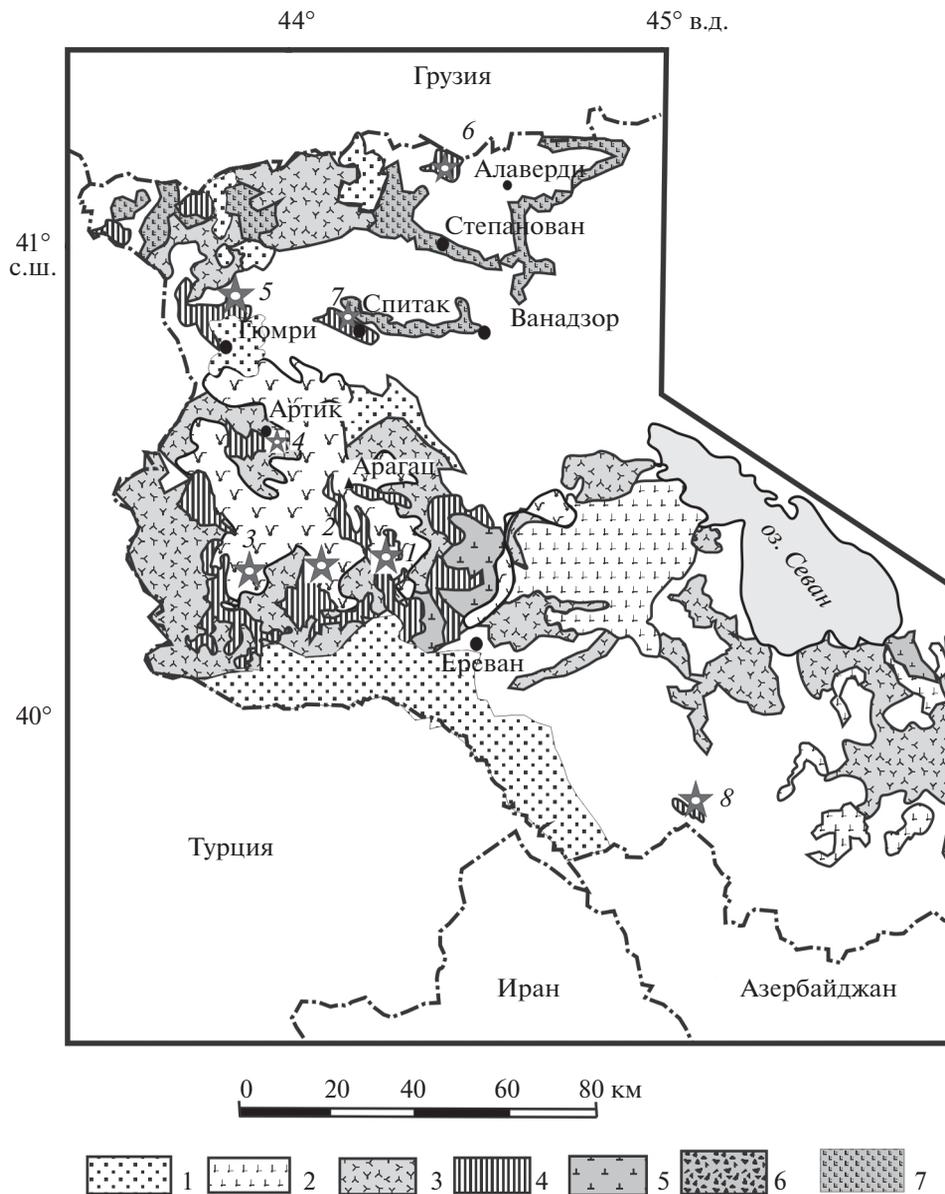
На севере Армении (область Лори, район г. Ташир, бассейн рек Дзорагет, Дебед) в пределах Джавахетской неовулканической области распространены позднеэоцен-олигоценые ультракалийевые риодацитовые игнимбриды в ассоциации с известково-щелочными вулканидами, трахитами, шошонитами и абсарокитами [Гушин, 1994]. По изотопно-геохронологическим данным игнимбритовый вулканизм закончился  $29.7 \pm 1.5$  млн лет назад [Демирчян, 2009]. Вторая вспышка игнимбритового вулканизма в Армении произошла в миоцене [Габриелян, 1964] в связи с формированием Елпинского вулканического комплекса, локализованного в Варденисской неовулканической области (бассейн рек Зова-

шен, Хортун, Елпин) [Асланян, 1958; Качурин и др., 1975]. Верхний возрастной предел развития вулканизма датирован в 12.0–12.8 млн лет назад [Волков и др., 1985]. В 2015 г. нами впервые были здесь обнаружены игнимбриды, что позволило наметить новую фазу игнимбритового вулканизма в геологической истории Малого Кавказа.

Наиболее же масштабное образование игнимбритов на Малом Кавказе произошло в четвертичное время, в связи с активностью Арагацского вулканического центра. В конце XIX в. А. Абигом здесь впервые были выделены “артиксские туфолавы” [Абих, 1899], которые позднее были отнесены А.Н. Заварицким [Заварицкий, 1947] к типичным игнимбридам. Данные образования изучались многими исследователями. Возрастной интервал их формирования с 0.90 по 0.65 млн лет, возможно чуть моложе [Меликсетян, 2012; Gevorgyan et al., 2018] (рис. 1).

Последовательность формирования толщи позднекайнозойских игнимбритов и их петрографические черты подробно рассмотрены в работе [Gevorgyan et al., 2018]. Отметим главные особенности этих образований. Общая мощность толщи игнимбритов около 80 м. Залегают они субгоризонтально. Цвет пород черный, темно-серый, палево-бурый разных оттенков. Для широко известных арктикских игнимбритов, занимающих срединное положение в разрезе, характерен буроватый цвет светлых тонов с сероватыми или розоватыми оттенками. Общая черта пород – многочисленные уплощенные обособления с расслоенными окончаниями – фьямме, которые погружены в стекловатый флюидальный лавоподобный базис, что явилось основанием А. Абиху к отнесению данных пород к туфолавам. Обращает на себя внимание, что у многих фьямме, особенно у более крупных, отчетливо выражена эндоконтактная зона более тонкого строения. Это явление присуще наиболее ранним фьяммевидным обособлениям [Курчавов, 2009]. Нередко фьяммевидные обособления образуют завихрения, указывающие на течение формирующего игнимбриды расплава (рис. 2а). Среди вкрапленников преобладает средне-кислый плагиоклаз, в подчиненном количестве отмечен пироксен, ромбический и моноклинный, а также роговая обманка.

По валовому химическому составу игнимбриды Армении варьируют в пределах 54.55–66.22 мас. %  $SiO_2$  (табл. 1). Состав же фьяммевидных обособлений меняется в диапазоне: от 57 до 66.4 мас. %  $SiO_2$ . При этом в каждом конкретном случае эти вариации коррелируются с валовым составом породы. Например, близ пос. Бюрокан содержание  $SiO_2$  в валовых пробах игнимбритов составляет (мас. %) 62.38–64.24,  $Na_2O$  – 4.73,  $K_2O$  – 3.57–4.00, а во фьямме  $SiO_2$  варьирует в пределах 60.93–65.83,  $Na_2O$  – 4.64–6.11,  $K_2O$  – от



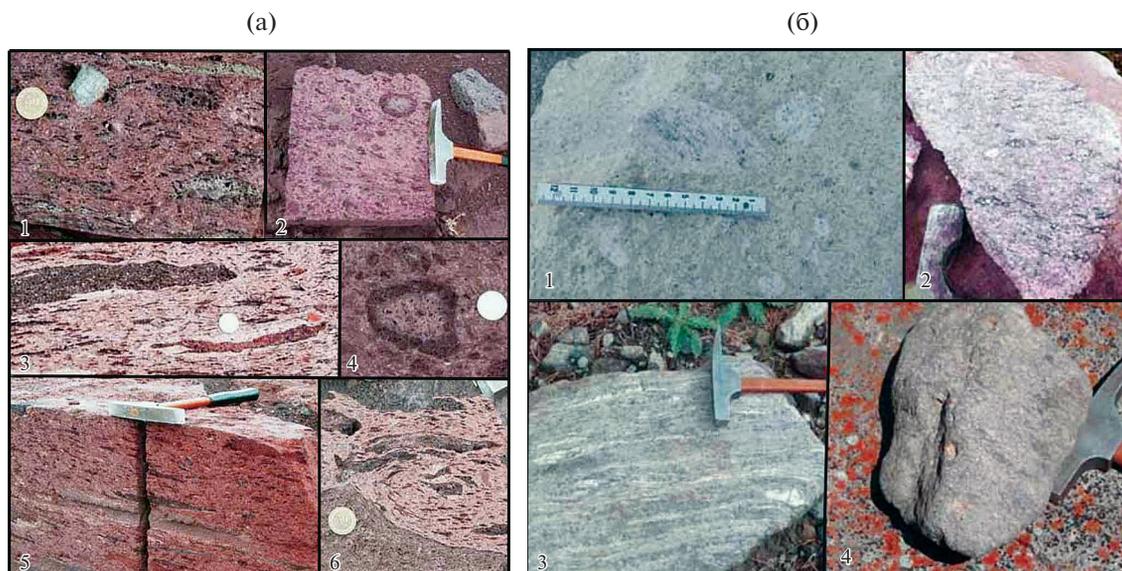
**Рис. 1.** Проявления позднекайнозойских вулканитов Армении, по [Джрбашян и др., 2012] с изменениями.

1 – голоцен – современный – аллювиальные, делювиальные, элювиальные, пролювиальные отложения, галька, песок, суглинки, щебень; 2 – голоцен – верхний неоплейстоцен – трахибазальтовые, базальт-трахиандезитовые, трахиандезитовые лавовые потоки; 3 – неоплейстоцен – верхний эоплейстоцен – трахибазальтовые, базальт – трахиандезитовые, базанитовые, трахиандезитовые, дацитовые лавовые потоки; 4 – нижний неоплейстоцен – игнимбриды, туфы; 5 – верхний плиоцен–эоплейстоцен (верхняя часть) – базальт – трахиандезитовые, трахиандезитовые, трахидацитовые лавовые потоки; 6 – верхний плиоцен–эоплейстоцен (нижняя часть) – туфобрекчии, туфоконгломераты, лавобрекчии; 7 – верхний плиоцен – долеритовые базальты, трахибазальты.

Звездочками показаны места изучения игнимбридов неоплейстоценовых: 1 – окрестности пос. Бюрокан и с. Аштарак, 2 – близ г. Талин у с. Кохнадюр, 3 – район с. Мастара и с. Хатсагашен, 4 – окрестности Артик и Пемзошен, 5 – окрестности г. Гюмри (у с. Капс и с. Джархур), 6 – окрестности с. Ташир, ультракалиевые риодацитовые игнимбриды с возрастом около 27 млн лет, 7 – близ г. Спитак (в 7 км западнее Спитака у с. Гогаран на левобережье р. Чичкан), 8 – игнимбриды близ с. Елпин (в 100 км юго-восточнее Еревана), возраст около 12 млн лет.

3.77 до 5.09 (см. табл. 1, анализы 501–502/2). У с. Кахнадюр, близ города Талин, состав игнимбридов отвечает (мас. %)  $\text{SiO}_2$  – 63.56–65.19,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 4.79–4.95,  $\text{K}_2\text{O}$  – 3.54–4.93, а заключенные в них фьямме содержат  $\text{SiO}_2$  в пределах 63.91–66.42,

$\text{Na}_2\text{O}$  – 4.94–5.42,  $\text{K}_2\text{O}$  – 3.53–4.57. В окрестностях селения Артик содержания (мас. %)  $\text{SiO}_2$  в валовых пробах игнимбридов меняются от 61.55 до 65.12,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 5.04–5.50,  $\text{K}_2\text{O}$  – от 3.79 до 4.51, а во фьямме  $\text{SiO}_2$  варьирует от 56.96 до 66.01,  $\text{Na}_2\text{O}$  –



**Рис. 2.** Фотографии игнимбритов Армении (а) и Северного Кавказа (б). Фото А.М. Курчавова. а – 1 – облик пород близ с. Бюракан, 2 – близ с. Кахнадюр, 3, 5 – район с. Артик: общий вид текстуры пород, 2, 4 – фьямме с четко выраженной эндоконтактной зоной, 6 – вихревое расположение полосок (фьямме), указывающее на течение расплава; б – игнимбриты Нижнечегемского массива: 1 – левобережье р. Баксан у с. Заюково, 2 – правобережье р. Баксан у с. Заюково и Верхнечегемского массива, 3, 4 – левобережье верховья р. Чегем от селения Эль-Тюбю и выше по течению р. Чегем.

3.84–5.35, а  $K_2O$  – от 1.65 до 4.65 (см. табл. 1, анализы 507–510/6).

По своим петрохимическим особенностям игнимбриты Армении относятся исключительно к субщелочным разностям, а по содержанию  $K_2O$  принадлежат к высококалийевой ветви известково-щелочной серии и частью к шошонитовой петрохимической серии (рис. 3).

Содержания (ppm) микроэлементов в игнимбритах Армении варьируют в широких пределах (табл. 2). Так, для Zn они колеблются от 28 до 223, V – 43–80, Rb – 15–82, Sr – от 50 до 381, Zr – 83–381, Ba – 467–823, Y – 11–30, U – 0.8–8.6, Th – 4.39–13, Nb – 24–32, Li – 13–34, Mo – 2–6.1, Hf – 1.2–9.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в породах меняется от 89 до 211 ppm (табл. 3). При этом, легкие элементы резко преобладают над тяжелыми: La/Yb составляют от 12.7 до 24.8.

#### *Игнимбриты Северного Кавказа*

Игнимбриты Северного Кавказа сконцентрированы, главным образом, в пределах Эльбрусской неовулканической области. Здесь они перекрывают юрско-плиоценовые отложения чехла Скифской платформы (рис. 4).

Плиоценовые игнимбриты и ассоциированные с ними пирокластические образования входят в состав разрезов Нижне- и Верхнечегемского, а также Тырнаузского вулканических массивов, а

четвертичные – Эльбрусского вулканического центра [Чернышев и др., 2014].

В конце среднего плиоцена в верховьях р. Чегем ( $Ar^{40}/Ar^{39}$  метод, 2.8 млн лет [Gazis et al., 1995], U–Pb возраст пород по цирконам методом SHRIMP, 2.92 млн лет [Bindeman et al., 2021]) возникла Верхнечегемская кальдера. Кремнекислые игнимбриты и ассоциированные с ними туфы образуют здесь толщу мощностью более 2 км, особенностью которой является непрерывность разреза и практическое отсутствие следов размыва. Такой же возраст (2.8 млн лет, по [Gazis et al., 1995]) имеют игнимбриты и туфы Нижнечегемского массива, расположенного в низовьях рек Чегем и Баксан. В среднем–позднем плиоцене (примерно 3.0–1.8 млн лет назад, K/Ar метод [Чернышев и др., 2014]) действовал Тырнаузский вулканический центр в южной части Эльбрусской неовулканической области, протягивающейся от верхнего течения р. Баксан до истоков р. Кубань и ее правых притоков. Продукты извержений этого возраста (игнимбриты и ассоциированные с ними пирокластические образования) обнажаются на горе Тузлук (левый борт долины р. Малка), на перевале Ирикчат (пик Липаритовый), в истоках р. Бирджалысу, в низах вулканогенного разреза района ледника Уллукол.

Один из крупнейших очагов четвертичного магматизма Европы – Эльбрусский неовулканический центр – расположен в водораздельной части бассейнов рек Кубань, Малка и Баксан. Нача-

Таблица 1. Содержание (мас. %) петрогенных элементов в игнимбритах Армении

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	ппп	Сумма
AM-01/15	61.51	3.38	16.30	4.96	0.083	1.20	3.61	4.56	3.57	0.21		0.33	99.71
Am-3/15	62.86	0.98	15.95	4.50	0.092	1.44	3.42	4.54	3.50	0.26	0.01	2.16	99.71
Aya-15/14	63.27	0.88	16.61	4.06	0.080	1.32	3.14	4.49	3.63	0.24	0.01	1.95	99.68
Aya-16/14	64.78	0.88	16.82	3.79	0.078	1.12	2.89	4.78	3.99	0.23	0.01	0.34	99.71
Aya-17/14	64.68	0.83	15.75	3.98	0.086	1.40	3.20	4.29	3.25	0.24		1.99	99.70
502	62.40	0.97	16.06	4.43	0.09	1.49	3.38	4.74	3.58	0.24		2.35	99.73
501	64.20	0.87	16.11	4.02	0.08	1.13	2.27	4.72	4.00	0.21		2.06	99.67
502/1	60.90	0.94	15.18	4.05	0.10	1.23	3.10	6.11	4.50	0.21		3.34	99.66
502/2	62.90	0.88	15.42	3.84	0.08	1.13	2.72	5.19	4.17	0.21		3.20	99.74
501/1	64.20	0.90	16.32	4.36	0.08	1.18	2.69	4.64	3.77	0.22		1.35	99.71
501/3	65.60	0.86	15.88	3.42	0.08	0.88	1.89	5.25	5.09	0.21		0.58	99.74
501/5	65.70	0.89	15.83	3.82	0.08	1.03	2.21	5.02	4.26	0.21		0.63	99.68
501/4	65.80	0.81	16.06	3.4	0.07	0.94	2.51	4.97	3.90	0.20		1.01	99.67
Aya-19/14	61.27	0.98	16.61	4.80	0.092	1.67	3.75	4.28	3.40	0.34	0.01	2.49	99.69
Aya-20/14	63.77	0.91	15.13	4.68	0.094	1.67	3.57	4.42	3.09	0.26		2.12	99.71
Aya-21/14	62.27	0.89	16.58	4.20	0.085	1.36	3.33	4.53	3.54	0.25	0.01	2.62	99.67
Aya-24/14	66.22	0.84	15.36	3.95	0.084	1.38	3.07	4.73	3.37	0.26		0.44	99.70
Aya-25/14	54.55	0.84	13.96	3.67	0.073	1.18	9.78	3.85	3.38	0.23	0.07	8.15	99.73
AM-05/15	62.30	1.03	16.78	5.54	0.089	1.32	3.83	4.64	3.67	0.26		0.24	99.70
Am-06/15	65.55	0.88	15.63	3.79	0.061	1.00	2.58	5.00	4.18	0.18	0.01	0.85	99.71
AM-07/15	66.05	0.81	16.05	3.90	0.055	0.75	2.70	4.53	4.18	0.22		0.47	99.72
Am-08/15	65.46	0.87	15.84	3.72	0.067	1.08	2.80	5.21	4.06	0.22	0.01	0.57	99.91
AM-09/15	65.06	0.82	16.26	4.54	0.063	0.85	2.67	4.62	4.09	0.20		0.53	99.70
503a	63.60	1.02	16.37	4.59	0.09	1.45	3.35	4.95	3.54	0.3		0.48	99.74
503	65.20	0.92	15.37	3.75	0.06	0.96	2.24	4.79	4.93	0.27		1.24	99.73
503/3	63.90	0.79	16.96	3.56	0.06	0.86	2.9	5.42	4.43	0.22		0.61	99.71
503/1	63.90	0.94	16.44	4.22	0.08	1.42	3.45	4.95	3.53	0.24		0.51	99.68
503/2	65.70	0.83	16.00	3.52	0.06	0.96	2.59	4.94	4.04	0.21		0.91	99.76
503/4	66.40	0.87	15.38	3.41	0.06	0.91	1.83	5.04	4.57	0.2		1.01	99.68
AM-10/15	64.16	0.95	15.96	4.29	0.079	1.24	2.99	5.15	4.01	0.23		0.48	99/54
AM-11/15	65.35	0.85	15.71	4.09	0.071	0.75	2.64	4.47	4.26	0.19		1.31	99/69
AM-12/15	65.95	0.83	16.03	3.99	0.064	0.75	2.67	4.65	4.16	0.21		0.40	99.70
Am-14/15	65.42	0.86	15.91	3.70	0.078	0.97	2.62	5.05	4.09	0.21	0.01	0.80	99.72
AM-15/15	63.18	0.94	16.98	4.91	0.087	1.22	3.70	4.64	3.62	0.25		0.17	99.70
505/2	63.70	1.05	16.18	4.61	0.09	1.40	3.21	5.04	3.65	0.27		0.54	99.74
505	64.00	1.05	15.90	4.39	0.09	1.34	2.93	5.00	3.80	0.26		0.97	99.73
505/3	64.90	0.81	16.60	3.01	0.06	1.01	2.75	5.33	4.20	0.21		0.85	99.73
AM-20/15	63.45	0.93	16.60	4.72	0.081	1.19	3.60	4.67	3.79	0.23		0.45	99.71
AM-21/15	65.96	0.83	16.18	3.99	0.071	0.71	2.81	4.48	4.07	0.20		0.39	99.69
Am-22/15	65.42	0.89	16.11	3.94	0.080	1.17	2.94	5.01	3.91	0.25	0.01		99.73
AM-23/15	59.21	0.99	16.98	6.78	0.103	2.46	5.65	4.01	2.59	0.25		0.70	99/72
AM-24/15	63.87	0.87	16.96	4.57	0.079	0.97	3.03	4.74	3.93	0.19		0.49	99.70
507	64.80	0.93	16.03	4.08	0.09	1.25	2.76	5.15	4.03	0.24		0.32	99.68
507/2	65.90	0.85	15.88	3.64	0.07	0.96	2.40	5.03	4.1	0.2		0.67	99.70
507/4	58.80	1.32	15.94	5.86	0.16	2.16	4.64	5.35	3.09	0.54		1.87	99.73

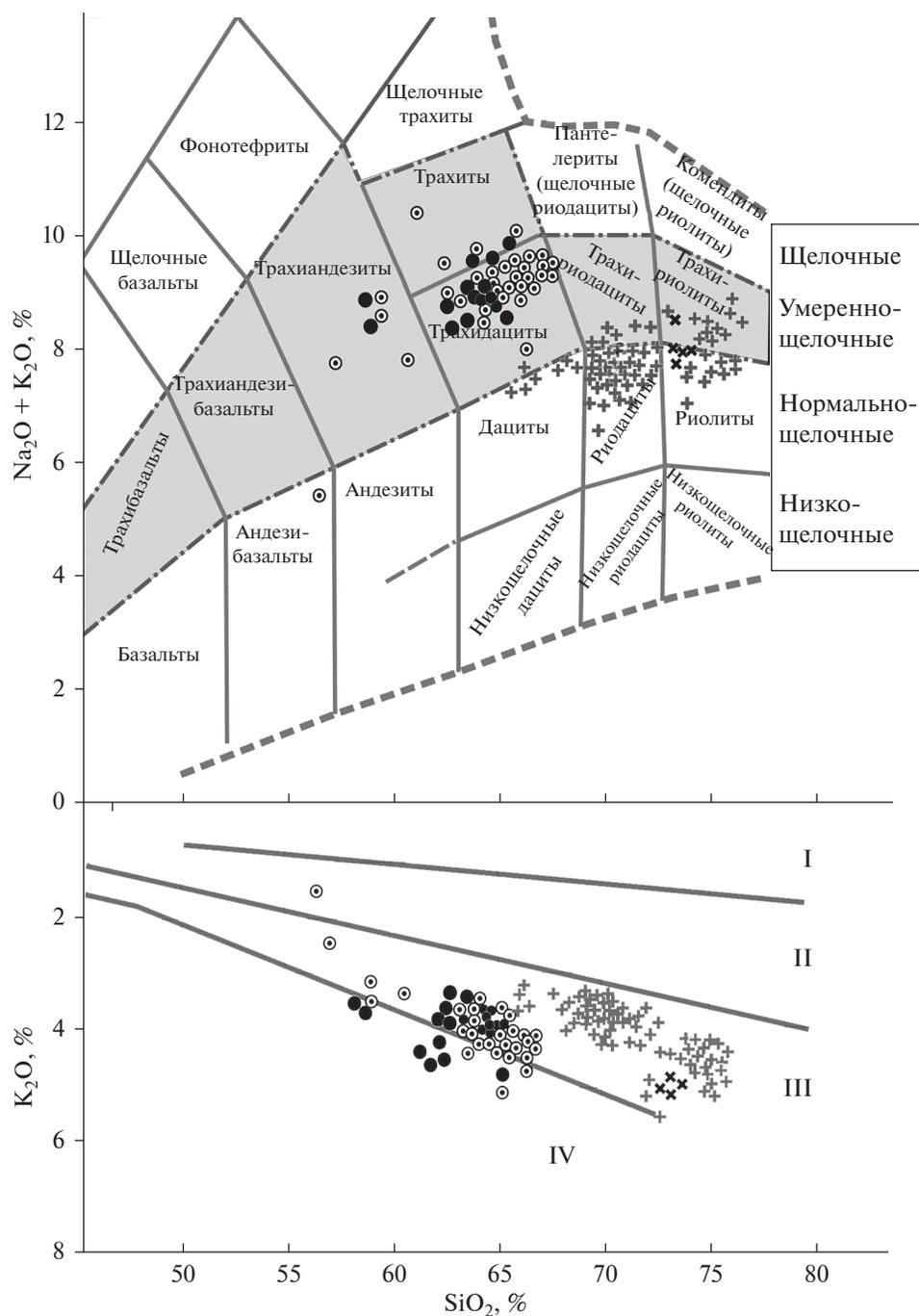
Таблица 1. Окончание

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	ппп	Сумма
507/1	65.30	0.85	16.52	3.49	0.07	0.99	2.65	5.05	3.85	0.2		0.72	99.69
507/3	59.00	1.30	15.77	5.90	0.16	2.05	4.45	5.35	3.13	0.53		2.11	99.75
508	61.60	1.04	15.48	4.56	0.10	1.63	3.93	5.50	4.51	0.27		1.15	99.78
508/1	64.50	0.82	16.00	3.48	0.07	1.16	3.90	4.92	3.78	0.21		0.88	99.72
508/2	65.10	0.94	16.02	4.10	0.09	1.21	2.88	5.11	3.94	0.25		0.03	99.67
509	64.50	0.93	16.36	4.12	0.09	1.31	3.13	5.04	3.79	0.22		0.22	99.71
509/4	65.70	0.91	15.99	3.93	0.08	1.01	2.50	5.04	4.11	0.22		0.2	99.69
509/2	56.40	1.01	17.40	6.99	0.12	3.74	7.13	3.84	1.65	0.3		1.1	99.68
АМ-25/15	62.76	1.01	16.24	6.07	0.091	1.23	3.63	4.61	3.61	0.27		0.19	99.71
АМ-26/15	66.19	0.80	16.20	3.92	0.062	0.79	2.57	4.50	4.27	0.20		0.21	99.71
АМ-27/15	64.82	0.81	16.49	4.27	0.067	0.82	2.75	4.64	4.18	0.20		0.66	99.71
510/6	57.00	1.41	17.20	7.02	0.14	2.23	4.91	5.33	2.55	0.58		1.48	99.85
510	63.10	1.05	16.09	4.72	0.09	1.44	3.33	5.00	3.64	0.31		0.89	99.66
510/1	64.40	0.91	15.83	4.57	0.09	0.82	3.41	5.08	3.61	0.27		0.63	99.62
510/56	64.80	0.89	15.68	4.19	0.08	1.29	2.68	5.01	4.01	0.25		0.80	99.68
510/2	65.30	0.85	16.28	3.55	0.07	1.02	2.83	5.02	4.25	0.20		0.59	99.96
510/4	65.90	0.86	16.05	3.37	0.06	0.84	2.06	4.98	4.65	0.19		0.77	99.73
510/3	66.00	0.87	16.10	3.35	0.06	0.84	2.04	4.85	4.61	0.19		0.98	99.89
АМ-29/15	62.76	0.94	15.86	5.08	0.085	1.21	3.05	4.11	3.84	0.24		2.51	99.69
АМ-32/15	62.30	0.97	16.02	5.00	0.085	1.22	3.43	4.41	3.67	0.23		2.36	99.70
511	63.62	0.97	15.67	4.15	0.09	1.27	3.03	4.75	3.77	0.24		2.14	99.70
512	59.00	1.07	16.58	4.91	0.10	1.98	3.83	5.21	3.66	0.26		3.11	99.71
АМ-37/15	60.88	0.98	16.16	5.39	0.096	1.50	4.37	4.22	3.40	0.23	0.05	2.42	99.70
Ам-38/15д	62.35	1.04	16.09	4.63	0.099	1.54	3.44	5.09	4.05	0.27	0.01	2.71	101.32
Ам-38/15	63.18	0.97	15.96	4.30	0.092	1.30	3.17	4.32	3.76	0.25	0.02	2.38	99.70
АМ-39/15	61.22	0.99	16.41	5.30	0.087	1.26	3.71	4.22	3.63	0.26		2.58	99.67
514	63.60	0.95	15.76	4.14	0.09	4.14	3.02	4.73	3.91	0.23		1.96	102.53
514/1	63.60	0.93	16.08	3.85	0.08	3.85	2.83	4.75	3.83	0.23		2.35	102.38
515	62.50	0.99	15.46	4.31	0.09	4.31	3.63	4.48	4.52	0.37		2.08	102.74

Примечания. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> включает в себя оксиды двух- и трехвалентного железа. Позднеплиоценовые игнимбриты. *Арагацкий комплекс*: карьер близ села Антарут (АМ-01/15, АМ-3/15, Аюа-15/14, Аюа-16/14, Аюа-17/14, 502, 501 – валовый состав игнимбритов; 502/1, 2 – фьямме в игнимбрите 502, 501/1,3,5,4 – фьямме в игнимбрите 501); карьер близ села Арагацотн (Аюа-19/14, Аюа-20/14, Аюа-21/14 – валовый состав игнимбритов); карьер у села Кахнабюр близ города Талин (Аюа-24/14, Аюа-25/14, АМ-05/15 – валовый состав игнимбритов; АМ-06/15, АМ-07/15, АМ-08/15 – фьямме; 503а, 503, 503/3,1,2,4 – фьямме в игнимбрите 503); район села Мастара (АМ-10/15 – валовый состав, АМ-11/15, АМ-12 – фьямме; АМ-14/15 – валовый состав); район села Ацашен (АМ-15/15 – валовый состав); карьер у села Хатсагашен (505/2, 505 – валовый состав; 505/3 – фьямме в игнимбрите 505); огромный карьер у восточной окраины села Артик (АМ-20/15 – валовый состав, АМ-21/15, АМ-22/15 – пемзювидные фьямме, 507 – валовый состав; 507/2, 4, 1,3 – фьямме в игнимбрите 507); карьер южнее села Артик (АМ-23/15 – фьямме, АМ-24/15, 508, 508/2, 509 – валовый состав; 508/1 – фьямме в 508; 509/4, 2 – фьямме в 509); карьер между селами Туфашен и Пемзашен (АМ-25/15 – валовый состав, АМ-26/15 – черное фьямме, АМ-27 – пористое фьямме из АМ-25/15); карьер у села Пемзошен (510 – валовый состав игнимбрита; 510/6, 510/1, 56, 2, 4 – фьямме в 510); карьер “Капс” у села Джрадзор близ города Гюмри (АМ-29/15, АМ-32/15, 511, 512 – черные игнимбриты, валовые пробы). *Памбакский комплекс*: бассейн реки Памбак, близ села Сараарт (АМ-37/15, АМ-38/15д, АМ-38/15, 514, 514/1, 515 – валовый состав игнимбритов черного цвета). Сделанные анализы АМ-01/15–АМ-43/15, Аюа-3/14–Аюа-25/14 – из коллекции С.Н. Бубнова, анализы 501–516 – А.М. Курчавова.

ло магматической активности приходится на эпоху эоцено-эолигоцен (950–900 тыс. лет назад) излияниями лав в его восточной части (Тызыльский поток, вулканы Сылтран и Ташлысырт) [Лебедев и др.,

2010]. Раннеэоценовые дацитовые игнимбриты западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканы являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус,



**Рис. 3.** TAS – диаграмма игнимбритов Армении (точки) и Северного Кавказа (прямые кресты), по [Петрографический кодекс, 2008], развернутая вниз по оксиду калия.

I–IV – петрохимические серии (по содержанию  $K_2O$ ): толеитовая (I), известково-щелочная низкокалийной (II) и высококалийной (III) ветвей, шошонитовая (IV). Валовые составы фьямме в игнимбритах Армении отмечены точкой в круге, а Северного Кавказа – косыми крестами. Использованы анализы табл. 1, 4 данной работы, а также заимствованы из работ [Бубнов и др., 2016; Короновский и др., 1982; Lipman et al., 1993].

Чучхур, Чомарткол [Чернышев и др., 2014]. Они маркируют вторую фазу активности Эльбрусского центра – 840–700 тыс. лет назад. Следующие фазы активности центра (225–170, 110–70 и менее 30 тыс. лет назад) обозначены исключительно изли-

ниями лав стратовулкана Эльбрус [Лебедев и др., 2010].

Игнимбриты Северного Кавказа изучали многочисленные исследователи [Богатиков и др., 1992; Бубнов и др., 2015, 2016; Короновский, 1968;

**Таблица 2.** Содержание (ppm) микроэлементов в игнимбригах Армении

Анализы	V	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Nb	Pb	Li	Be	Sc	Mo	Cd	Hf	Ta	Bi
Арагац																			
501	50	62	101	237	414	816	3.8	15.3	32	31	7.1	20	3.1	8.3	2.3	0.07	10.2	1.66	0.002
502	69	57	74	313	305	682	2.9	11	24	21	9.2	14.9	2.2	7.2	3.8	0.05	7.3	1.06	0.040
502/1	56	58	89	293	355	763	3.7	13.2	26	26	12.2	16.9	2.5	7.0	4.6	0.05	8.5	1.37	0.044
Ауа-15/14							3.6	12	30	28	12	20	2.5	9.8	3.6	0.53	7.9	1.3	0.029
Ауа-16/14							1.6	8.8	25	31	9.4	19	2.9	8.8	2.0	0.20	2.0	1.4	0.020
Ауа-19/14							3.4	11	30	25	12	19	2.4	11	2.8	0.46	7.3	1.1	0.049
Ауа-21/14							3.6	12	29	28	12	16	3.0	9.3	3.9	0.58	8.1	1.3	0.041
Ауа-25/14							3.7	11	26	24	12	16	2.7	8.9	3.3	0.50	7.3	1.1	0.15
АМ-10/15							1.7	7.2	23	29	6.8	21	3.1	8.1	2.6	0.22	3.6	1.5	0.001
АМ-11/15							3.7	12	26	30	9.6	25	3.8	7.0	6.1	0.46	8.9	1.5	0.080
АМ-12/15							1.5	4.5	12	28	5.8	17	3.5	4.5		0.17	5.0	1.3	
АМ-15/15							2.7	4.39	19	28	4.9	19	2.9	8.7	3.6	0.20	1.2	1.4	0.003
АМ-20/15							0.9	4.65	25	28	8.7	19	2.6	8.2	2.6	0.17	2.2	1.4	0.001
АМ-23/15							4.8	7.1	24	20	9.5	29	2.3	12	2.1	0.17	3.1	0.98	0.003
АМ-24/15							8.6	8.5	21	27	13	21	2.7	6.9		0.33	1.8	1.2	
507/2	50	38	76	240	131	760	1.4	8	19	27	16	15	2.8	7.1	2.0	0.40	4.9	1.6	
507/1	43	41	72	256	152	755	2.2	8.2	20	27	13	18	2.4	8.0	2.0	0.33	5.1	1.6	
507/3	82	87	48	312	166	528	2.5	7.9	20	32	18	30	8.3	13.0	4.0	0.43	5.1	1.2	
АМ-25/15							1.6	9.0	23	27	11	19	2.8	8.3	3.2	0.18	7.3	1.4	0.004
АМ-27/15							0.8	3.9	12	26	10	13	2.9	3.7		0.01	3.3	1.2	
510/6	80	223	19	354	302	740	2.3	7.0	28	24	20	34	4.0	9.9			7.0	1.1	0.11
510	63	54	82	303	83	814	1.4	7.0	24	29	8.4	19	2.8	8.5			2.2	1.4	
510/1	56	53	45	245	230	637	1.4	7.0	20	27	8.7	14	3.0	7.6			6.0	1.3	
510/2	43	28	76	212	381	823	2.5	8.6	17	29	6.3	14	2.8	4.4			8.9	1.5	
510/4	83	101	15	213	370	467	2.2	4.4	11	30	36	17	4.9	9.0			8.1	1.3	0.81
510/3	43	49	59	125	359	683	3.3	8.1	16	32	13	16	3.0	5.4			9.0	1.7	0.01
АМ-29/15							3.9	13	26	25	16	23	2.9	7.2		0.26	8.9	1.2	0.053
Памбак																			
АМ-37/15							3.6	12	27	26	13	21	2.6	7.9	4.2	0.47	7.7	1.3	0.10
АМ-39/15							3.5	12	27	27	13	23	2.8	7.6	4.7	0.49	8.2	1.3	0.11

Примечание. Привязку анализов см. табл. 1.

Короновский и др., 1982, 2007; Лебедев и др., 2011; Масуренков, 1961; Станкевич, 1976; Чернышев и др., 2014]. По данным этих исследователей и личным наблюдениям, окраска игнимбригов здесь преимущественно серая от светлых тонов до темных, буроватых или палевых оттенков. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, в резко подчиненном количестве отмечается биотит и гиперстен. Данные породы насыщены уплощенными обособлениями с разломаченными окончаниями (фьямме), погруженными в лавоподобный флюидално – полосчатый матрикс. Для фьямме характерна эндоконтактовая зона более тонкого

сложения шириной 1 мм–1 см, в зависимости от размера фьямме по длинной оси (см. рис. 26). Данные игнимбригы исключительно кремнекислые: SiO<sub>2</sub> в валовых пробах составляет 64.81–76.89, Na<sub>2</sub>O – 3.20–4.15, K<sub>2</sub>O – 3.66–5.27 мас. %. Во фьямме содержание SiO<sub>2</sub> варьирует от 72.2 до 73.55, Na<sub>2</sub>O в диапазоне 2.73–3.68 и K<sub>2</sub>O – от 4.08 до 5.66 мас. %. Например, в карьере на вершине горы Хора-Хоро содержание SiO<sub>2</sub> в валовых пробах пород составляет 71.42–73.74, Na<sub>2</sub>O – 3.33, K<sub>2</sub>O – 4.36–4.43 мас. %, а во фьямме игнимбригов – SiO<sub>2</sub> – 72.2–73.55, Na<sub>2</sub>O – 2.73–3.42, K<sub>2</sub>O – 4.84–5.66 мас. % (табл. 4, анализы 403–403/5, 601–601/4). Причем, плиоценовые образования со-

**Таблица 3.** Содержание (ppm) редкоземельных элементов в игнимбритах Армении

Элементы	510/4	Ауа-16/14	Ауа-19/14	Ауа-21/14	Ауа-25/14	АМ-10/15	АМ-11/15	АМ-23/15	АМ-24/15	АМ-25/15	АМ-37/15	АМ-39/15
La	19	42	53	49	47	52	50	47	45	47	52	53
Ce	36	80	100	92	89	103	92	83	80	106	98	106
Pr	4.1	9.3	11.0	10.0	10.0	10.0	10.0	9.5	9.3	9.9	10.4	10.7
Nd	17	33	38	36	34	46	33	33	32	31	37	36
Sm	3.1	5.8	7.0	6.2	5.9	6.2	6.0	6.1	6.2	6.1	6.4	6.6
Eu	0.73	1.6	1.9	1.7	1.6	1.6	1.4	1.60	1.50	1.50	1.6	1.7
Gd	2.5	6.7	7.9	7.3	7.0	6.3	6.0	6.1	4.8	6.0	6.3	6.4
Tb	0.44	0.84	0.94	0.91	0.84	0.85	0.86	0.82	0.81	0.83	0.86	0.89
Dy	2.5	4.7	5.1	4.9	4.5	4.8	4.9	4.7	4.6	4.7	5.0	5.2
Ho	0.55	0.89	1.10	1.00	0.93	0.90	0.96	0.93	0.88	0.86	1.01	1.02
Er	1.4	2.5	3.2	3.2	2.9	2.5	2.8	2.4	2.4	2.5	3.0	3.0
Tm	0.21	0.35	0.47	0.46	0.41	0.34	0.45	0.35	0.33	0.34	0.44	0.44
Yb	1.5	2.0	3.0	3.0	2.6	2.1	3.0	2.3	2.0	2.2	3.0	2.9
Lu	0.21	0.31	0.44	0.45	0.40	0.31	0.46	0.32	0.30	0.32	0.45	0.47
Сумма	89.24	189.99	233.05	216.12	207.08	236.90	161.83	198.12	190.12	219.25	225.46	234.32
La/Yb	12.7	21	17.7	16,3	18.1	24.8	16.7	20.4	25	21.4	17.3	18.3
Th/Yb	2.9	4.4	3.7	4.0	4.2	3.3	4.0	3.1	4.3	4.1	4.0	4.1
Ta/Yb	0.9	0.7	0.4	0.4	0.4	0.7	0.5	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4

Примечание. Привязку образцов см. табл. 1.

держат SiO<sub>2</sub> в пределах 67–76 мас. %, а эоплейстоценовые игнимбриты Эльбруса – 66.9–69.8 SiO<sub>2</sub> мас. %.

По суммарным значениям оксидов щелочных элементов игнимбриты Северного Кавказа принадлежат к умеренно щелочным и слабощелочным разностям, а по содержанию оксида калия – к высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии близ ее границы с низкокалиевой ветвью этой серии (см. табл. 4, рис. 3).

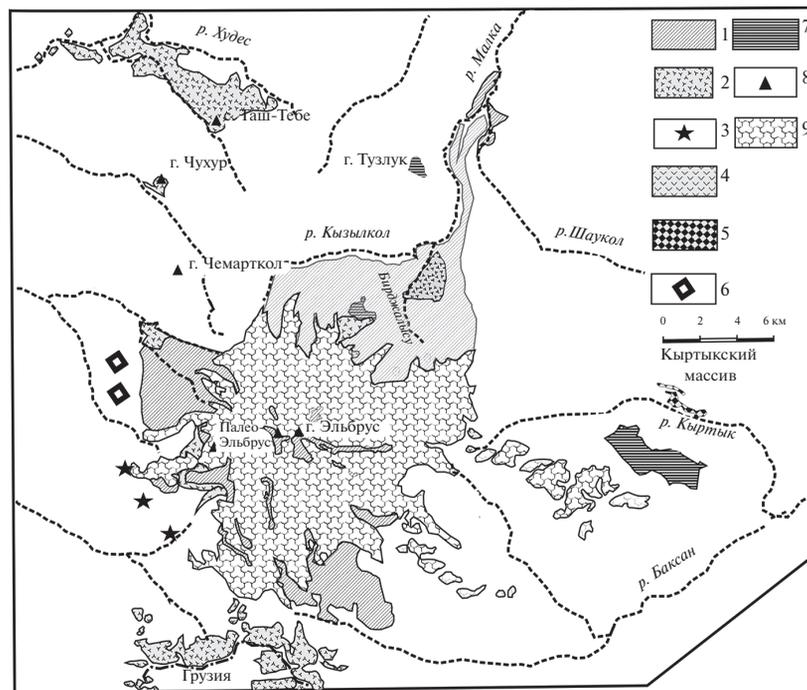
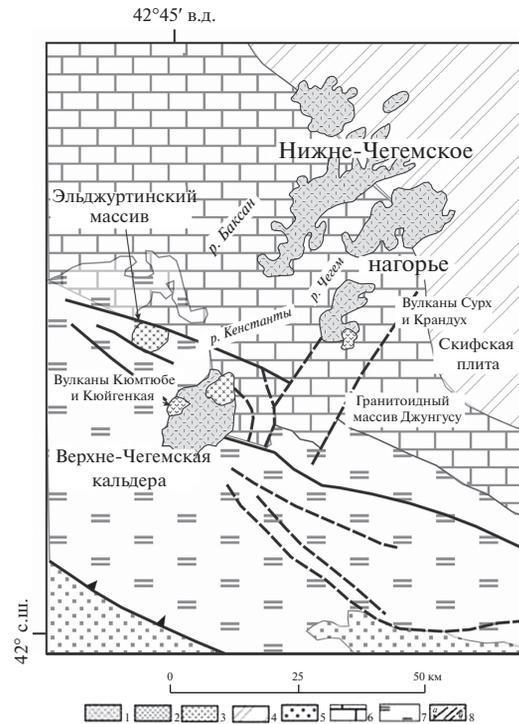
Содержания микроэлементов (ppm) в них варьируют в широких пределах: V (2–47), Zn (2–50), Rb (79–234), Sr (10–344), Zr (412–214), Ba (27–548), U (4.4–9.5), Th (8–21), Y (5–17), Nb (7.1–15.0), Pb (13–43), Li (11–52), Be (1.9–3.8), Sc (0.7–8.4), Mo (0.1–1.7), Cd (0.05–0.18), Cs (4.6–11.0), Hf (1.5–3.6), Ta (0.6–1.4), Bi (0.01–0.59) (табл. 5).

Суммарное содержание редкоземельных элементов меняется от 37 до 186 ppm (табл. 6). При этом легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми: La/Yb варьирует в пределах 8.9–44.8.

### ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ИГНИМБРИТОВ АРМЕНИИ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Позднекайнозойские игнимбриты Армении и Северного Кавказа существенно различаются по многим петро-геохимическим параметрам. Прежде всего, армянские игнимбриты более основные и калиевые. (см. табл. 1, 4, рис. 3). По сравнению с северокавказскими, они обогащены V, Zn, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Hf, Ta, Mo. Одновременно северокавказские игнимбриты, как более кремнекислые, обогащены Li, Pb, Rb, Th, U (рис. 5). Концентрация Be практически одинакова в обеих разностях игнимбритов, и она не зависима от кремнекислотности пород.

Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в игнимбритах Северного Кавказа ниже, чем у армянских игнимбритов (37–186 против 89–237 ppm). При этом преобладание легких РЗЭ свойственно обеим разновидностям (у игнимбритов Армении La/Yb составляют от 12.7 до 24.8 против 8.9–44.8 у таковых Северного Кавказа), но у северокавказских пород преобладание



**Рис. 4.** Распространение позднекайнозойских игнимбритов в центральной части Северного Кавказа, по [Gaziz et al., 1995] с изменениями (а) и схематическая геологическая карта района горы Эльбрус, по [Чернышев и др., 2014] с изменениями (б).

а – 1 – плиоценовые игнимбриты и туфы, 2 – плиоценовые андезибазальты и андезиты, 3 – плиоценовые гранитоиды, 4 – меловые и палеогеновые осадочные породы, 5 – позднеюрские и меловые известняки, 6 – нижнеюрские осадочные породы, 7 – кристаллические сланцы герцинского фундамента, 8 – разрывные нарушения (а – современные активные, б – предполагаемые); б – 1 – средне-позднеоплейстоценовые – голоценовые (?) лавы вулкана Эльбрус, 2 – раннеоплейстоценовые игнимбриты, туфы, туфолавы и лавы Эльбрусского центра, 3 – остатки раннеоплейстоценовых вулканических аппаратов, 4 – эоплейстоценовые лавы Эльбрусского центра, 5 – позднеплиоценовые гранитоиды, 6 – некки, дайки и субвулканические тела позднеплиоценовых риолитов и витрофиров, покровы кислых туфолав, 7 – среднеплиоценовые пирокласты Тырнаузского вулканического центра, 8 – четвертичные вулканы, 9 – ледники и фирновые поля.

Таблица 4. Содержание (мас. %) петрогенных элементов в игнимбритах Северного Кавказа

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	ппп	Сумма
Б-01/12	68.80	0.57	14.79	3.75	0.057	1.26	2.50	3.92	3.56	0.19		0.42	99.82
Б-07/12	67.70	0.59	15.51	3.70	0.060	1.27	2.87	3.94	3.35	0.20		0.61	99.80
Б-13/12	67.55	0.53	16.13	2.97	0.053	1.23	3.09	3.93	3.28	0.16	0.02	0.86	99.80
ВТ-2/97	67.74	0.60	14.69	3.57	0.07	1.14	2.63	3.96	3.58	0.18			98.16
ВТ-12/97	67.94	0.60	15.29	3.58	0.07	1.20	2.73	3.58	3.67	0.17			98.83
ВТ-13/97	68.57	0.59	15.25	3.55	0.06	1.14	2.65	4.16	3.71	0.16			99.84
217-01/0д	68.91	0.47	16.44	2.66	0.050	1.13	2.85	4.15	3.29	0.15			100.10
217-1/0	70.32	0.47	15.50	2.78	0.05	1.10	2.64	4.19	3.43	0.21			100.69
209/0	69.86	0.52	15.64	2.95	0.05	1.30	2.85	3.90	3.37	0.24			100.68
209/0д	69.30	0.53	13.96	2.78	0.050	0.98	2.78	3.19	3.26	0.17			99.07
Кб-2/14	75.20	0.09	12.71	1.05	0.045	0.33	1.11	3.82	4.49	0.04	0.01	1.04	99.94
402	75.46	0.14	12.60	1.66	0.03	0.24	0.84	3.21	4.53	0.04	0.01	0.86	99.62
Кб-5/14	72.26	0.28	13.26	2.05	0.040	0.65	1.44	3.23	4.45	0.06	0.01	2.11	99.84
Кб-6/14	72.70	0.24	13.19	1.76	0.032	0.44	1.26	3.18	4.66	0.07	0.01	2.31	99.85
Кб-8/14	75.59	0.10	11.99	1.02	0.042	0.27	0.72	2.97	4.39	0.01		2.80	99.90
Кб-9/14	72.57	0.20	13.04	1.61	0.036	0.45	1.02	2.80	4.75	0.03	0.01	3.26	99.78
Кб-10/14	74.04	0.22	12.13	1.86	0.040	0.88	1.29	2.86	3.90	0.04		2.57	99.83
403	71.42	0.28	13.10	2.78	0.06	0.64	1.59	3.30	4.36	0.06	0.01	1.91	99.51
403/2	73.40	0.12	12.51	1.86	0.05	0.23	0.67	3.18	4.84	0.03	0.01	2.40	99.30
403/3	72.93	0.21	12.66	1.85	0.05	0.39	0.96	2.88	5.05	0.04	0.01	2.33	99.36
403/5	73.55	0.13	12.28	2.24	0.04	0.26	0.74	2.99	4.99	0.03	0.01	2.06	99.32
601	73.74	0.23	13.16	1.66	0.037	0.55	1.41	3.35	4.43	0.06	0.01	1.23	99.87
601/1	73.51	0.20	13.22	1.43	0.032	0.34	1.05	3.42	5.15	0.05	0.01	1.46	99.87
601/3	72.9	0.21	13.07	1.74	0.02	0.38	1.08	2.73	5.66	0.01	2.38	0.04	100.22
601/4	72.2	0.34	14.16	2.38	0.05	0.44	1.92	3.27	4.94	0.01	2.19	0.03	101.93
Кб-16/14	72.07	0.29	14.02	2.20	0.041	0.66	1.59	3.35	3.87	0.07	0.01	1.58	99.75
602	74.71	0.15	12.89	1.31	0.023	0.25	1.03	3.64	4.85	0.03	0.01	1.04	99.93
406	76.17	0.12	12.21	1.74	0.04	0.30	1.08	3.43	4.37	0.03	0.01	0.39	99.89
Кб-18/14	76.89	0.12	11.71	1.18	0.035	0.42	0.95	3.25	4.02	0.02		1.31	99.91
Кб-19/14	73.91	0.07	11.97	0.93	0.045	0.49	2.33	3.62	4.08	0.01		2.46	99.92
Кб-20/14	74.96	0.14	12.46	1.26	0.033	0.33	1.12	3.35	4.54	0.03	0.01	1.66	99.89
407	75.28	0.15	12.23	2.14	0.04	0.32	0.98	3.28	4.46	0.04	0.01	0.97	99.90
408	75.10	0.14	12.34	1.48	0.04	0.45	1.13	3.31	4.47	0.04	0.01	1.30	99.81
608	75.75	0.09	12.53	0.89	0.049	0.28	0.80	3.43	4.89	0.01	0.01	1.21	99.94
609/1	74.21	0.12	12.21	1.10	0.062	0.47	2.20	3.52	4.53	0.03	0.01	1.45	99.91
Кб-12/14	75.37	0.19	12.17	1.66	0.021	0.70	1.41	3.35	4.12	0.04		0.83	99.86
Кб-13/14	74.52	0.23	13.01	1.86	0.035	0.40	1.28	3.38	4.37	0.06	0.01	0.70	99.96
Кб-15/14	71.31	0.37	14.66	2.49	0.039	0.64	2.01	3.70	3.53	0.09	0.01	0.96	99.81
405	72.30	0.33	13.73	3.10	0.05	0.67	1.67	3.68	4.08	0.05	0.01	0.86	100.53
605	72.00	0.11	12.92	1.22	0.096	0.79	2.11	3.20	5.27	0.096	0.01	2.09	99.91
605/1	75.31	0.11	12.95	1.05	0.038	0.21	0.82	3.55	4.70	0.038	0.01	1.18	99.97
606	69.56	0.15	12.73	1.42	0.062	0.92	3.42	4.15	4.35	0.062	0.01	3.11	99.94
606/1	72.2	0.34	14.16	2.38	0.015	0.44	1.92	3.94	3.66	0.02	0.09	0.01	99.18
606/2	72.2	0.32	13.85	2.5	0.081	0.56	1.73	4.06	3.92	0.08	0.09	0.01	99.40
607	74.1	0.11	12.51	1.8	0.04	0.21	0.77	3.74	4.62	0.04	0.02	0.01	97.97

Таблица 4. Окончание

Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	ппп	Сумма
VNU-58/90	64.81	0.46	15.15	3.18	0.06	2	3.55	3.09	3.03	0.13			98.96
VNU-110/91	65.37	0.42	14.60	2.13	0.03	2.2	2.71	3.04	3.29	0.16			98/75
VNU-CG-24/91	68.40	0.53	16.10	3.67	0.05	1.21	2.87	4.25	3.06	0.15			100.29
VNU-51-2/91	69.07	0.45	15.61	2.86	0.05	1.52	2.11	4.43	3.44	0.21			99.75
VNU-КН-2	69.80	0.49	15.50	3.17	0.05	0.96	2.62	4.25	3.35	0.14			100.33
236-1/0	71.34	0.48	15.06	2.78	0.029	1.58	2.34	2.91	4.02	0.18			100.72
236-01/0д	70.32	0.50	15.23	2.62	0.030	1.74	2.32	2.53	3.83	0.13			99.25
218-3/0	72.13	0.45	15.06	2.25	0.029	1.24	2.17	3.76	3.66	0.15			100.90
218-03/0д	69.58	0.52	15.62	2.29	0.03	1.47	2.17	3.58	3.75	0.13			99.14
М1-39/97	72.21	0.45	14.91	2.83	0.05	0.73	1.93	2.89	3.88	0.10			99.98
М1-40/97	71.61	0.45	15.27	2.91	0.05	0.76	1.88	3.27	3.68	0.12			100.00
221-1/0	71.78	0.38	15.65	2.55	0.046	0.88	1.96	3.50	4.01	0.12			100.88
221-01/0д	69.32	0.41	16.55	2.56	0.050	1.05	2.06	3.62	3.98	0.09			99.69
kb23-14	70.01	0.38	15.29	2.56	0.049	0.72	1.97	3.50	3.97	0.10	0.01	1.27	99.83
410	70.34	0.41	14.64	3.43	0.055	0.73	2.04	3.68	3.89	0.08	0.01	0.83	100.41

Примечания. Эоплейстоценовые образования – Эльбрусский массив: 209/0, 209 – А/0, 93/98, 95/98 – игнимбриды, валовые пробы, ледник Кюкюртлю, Бт-8/97, Вт-8/98 – игнимбриды, валовые пробы, верховья реки Бийтик-Тёбе, Бт-12/97 – игнимбриды, валовая проба, правый берег р. Бийтик-Тёбе, верхи разреза, Бт-2/97 – игнимбриды, валовая проба, правый берег р. Бийтик-Тёбе, низы разреза, Бт-13/97, 52г/98 – игнимбриды, валовые пробы, р. Бийтик-Тёбе, 217-1/0, 217-1А/0 – игнимбриды, валовые пробы, верхний покров под ледником Уллукол, 82к/97, 54-97 – игнимбриды, Чемарткол (см. также [Чернышев и др., 2014]).

Плиоценовые образования – Нижнечегемский массив: 402, Кб-2/14 – игнимбриды, валовые пробы, правобережье реки Баксан напротив центра села Заюково, Кб-5/14, Кб-6/14, Кб-8/14, Кб-9/14, Кб-10/14, 403, 601 – игнимбриды, валовые пробы, 403/2,3,5, 601/1,3,4 – фьямме в игнимбридах, карьер на вершине горы Хара-Хоро на левобережье реки Баксан у села Заюково, 602 – игнимбриды, валовая проба, правобережье р. Баксан у села Заюково; 406, Кб-16/14 – игнимбриды, валовые пробы, правобережье р. Чегем у поселка Нижний Чегем; Кб-18/14, Кб-19/14, 407, 408, Кб-20/14 – игнимбриды, валовые пробы, левобережье р. Чегем близ села Лечинкай в 1 км выше по течению р. Чегем; 608, 609/1 – игнимбриды, валовые пробы, в борту дороги близ карьера у села Каменка (околица города Нальчик). Верхнечегемский массив: 405, Кб-15/14, Кб-12/14, Кб-13/14 – игнимбриды, валовые пробы, левый обрывистый борт реки Джылгысу – левый приток р. Чегем близ села Эль-Тюбу, 605 – игнимбриды, валовая проба, правобережье реки Башиль близ ее слияния с р. Чегем, 605/1 – игнимбриды, валовая проба, правый борт р. Башиль в 200 м выше моста близ устья реки, 606, 606/1,2 – игнимбриды, валовые пробы, левобережье р. Чегем, на дороге, южнее погранзаставы у с. Булунгу, 607 – игнимбриды, валовая проба, в борту дороги у южной окраины с. Булунгу. Анализы на VNU – игнимбриды, валовые пробы, верхи разреза Верхнечегемского массива.

Тырныаузский массив: 410, 221-1/0д – игнимбриды, валовые пробы, вершина горы Тузлук на северном подножье Эльбруса, Кб-23/14, 221-1/0 – игнимбриды, северный склон г. Тузлук; 236-1/0, 236-01/0д – игнимбриды, перевал Ирикчат (пик Липаритовый); 218-3/0, 218-03/0д – игнимбриды, район ледника Уллукол, северный склон Эльбруса; МЛ-39/97, МЛ-40/97 – игнимбриды, исток реки Бирджалысу (см. также [Бубнов и др., 2016]).

легких над тяжелыми РЗЭ выражено резче и заметнее проявлен Eu – минимум. Эти наглядно выступают на графике распределения РЗЭ, нормированных по отношению к хондриту (рис. 6).

Отличия в положении точек игнимбридов Армении и Северного Кавказа проявляются на дискриминационных диаграммах содержаний редких элементов. На диаграмме Rb–Hf–Ta отчетливо проявлено тяготение армянских игнимбридов к коллизионным, а северокавказских – к внутриплитным образованиям (рис. 7). Но особенно значимы различия данных пород выступают на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 8). Породы Армении расположены ближе к области океанических производных, в то время как точки игнимбридов Северного Кавказа располагаются в поле магматитов активных континентальных окраин.

Особое значение имеют изотопно-геохимические характеристики указанных пород. Игнимбриды Армении и Северного Кавказа существенно отличаются в начальном изотопном составе Sr и Nd. Четвертичные игнимбриды и туфы Арагацкого центра, по сравнению с плиоцен-четвертичными игнимбридами и ассоциированными с ними пирокластическими образованиями Северного Кавказа, имеют менее радиогенный изотопный состав Sr и комплементарно более радиогенный изотопный состав Nd:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70418\text{--}0.70497$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = +3.3\text{...}+4.2$  – для игнимбридов Армении и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70553\text{--}0.70804$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.0\text{...}-1.3$  – для игнимбридов Северного Кавказа [Popov et al., 2000; Бубнов и др., 2016]. Полученные данные свидетельствуют о более масштабном участии корового материала в петрогенезисе материнских

**Таблица 5.** Содержание (ppm) микроэлементов в игнимбритах Северного Кавказа

Образцы	V	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Nb	Pb	Li	Be	Mo	Hf	Ta
Б-07/12							6.1	21	11	10.5	25	52		1.3	2.7	1.0
Б-13/12							4.4	17	10	11	23	44	3.8	0.66	2.2	1.0
217-01/0 д							5.4	20	14	15	26	36	3.5	0.54	3.1	1.4
209/0 д							6.2	20	12	12	24	43	3.7	1.1	3.6	1.3
Кб-2/14							9.5	37	17	12	43		3.8		2.06	1.38
402	18	12	115	15	94	227	5.4	37	6	13	24	24	1.9	0.8		
Кб-5/14							4.7	23	12	7.5	29		2.3		1.55	0.67
Кб-6/14							5.2	25	11	7.6	34		2.6		1.81	0.66
403	21	19	111	98	49	500	4.8	24	10	7.6	19	17	2.4	1.7	1.80	0.60
403/3	13	19	137	81	53	410	4.8	24	9	7.7	26	11	2.2	1.6	2.00	0.74
403/5	8.8	2	103	15	53	64	6	28	6		13	12	2.5	2	2.20	0.84
601	22	30	106	75	48	375	4.6	19	8	7.6	19					
602	14	26	103	20	41	160	4.7	24	8	7.1	21	27	2.4	1.2	1.60	0.69
406	7.5	3.1	83	11	45	27	4.4	17	5	7.5	16	22	2.6	1.1	1.90	0.76
Кб-20/14							7.0	38	12	8.0	40		2.2		1.85	0.83
407	7.5	5.7	79	10	45	27	5.2	18	5	7.4	21	28	2.1	1.1	1.80	0.72
408	2	4.8	124	33	43	155	6.7	34	9	7	23	21	2.3	0.8	1.80	0.72
Кб-15/14							5.0	16	11	10	21	33	2.8	1.1	1.62	0.84
405	23	31	118	145	53	515	4.8	26	11	11	25	30	1.7	0.86	1.90	0.64
605/1	9.2	43	140	29	41	125	6.4	32	10	7.3	25	30	2.5	2.1	1.50	0.70
606	19	31	182	24	53	60	9.1	31	17	14	26	47	4.5	2.7	2.20	1.40
236-01/0д							5.5	22	13	16	27	11	3.7	0.81	1.5	1.5
218-03/0д							5.0	19	12	15	26	49	3.4	0.08	1.3	1.4
221-01/0д							5.7	20	12	16	27	53	4.0	0.24	1.3	1.6
kb23-14							5.9	21	15	12	29	56	3.9	0.66	0.8	1.2
410	20	17	81	106	25	234	4.2	17	8	13	7.8	42	3.7	0.66	1.3	1.4

Примечание. Привязку образцов см. табл. 4.

расплавов, давших игнимбиты Северного Кавказа. Подобные различия петро – геохимических и изотопно-геохимических особенностей указанных игнимбитов определяются спецификой геологической истории развития данных регионов.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В ФАНЕРОЗОЕ

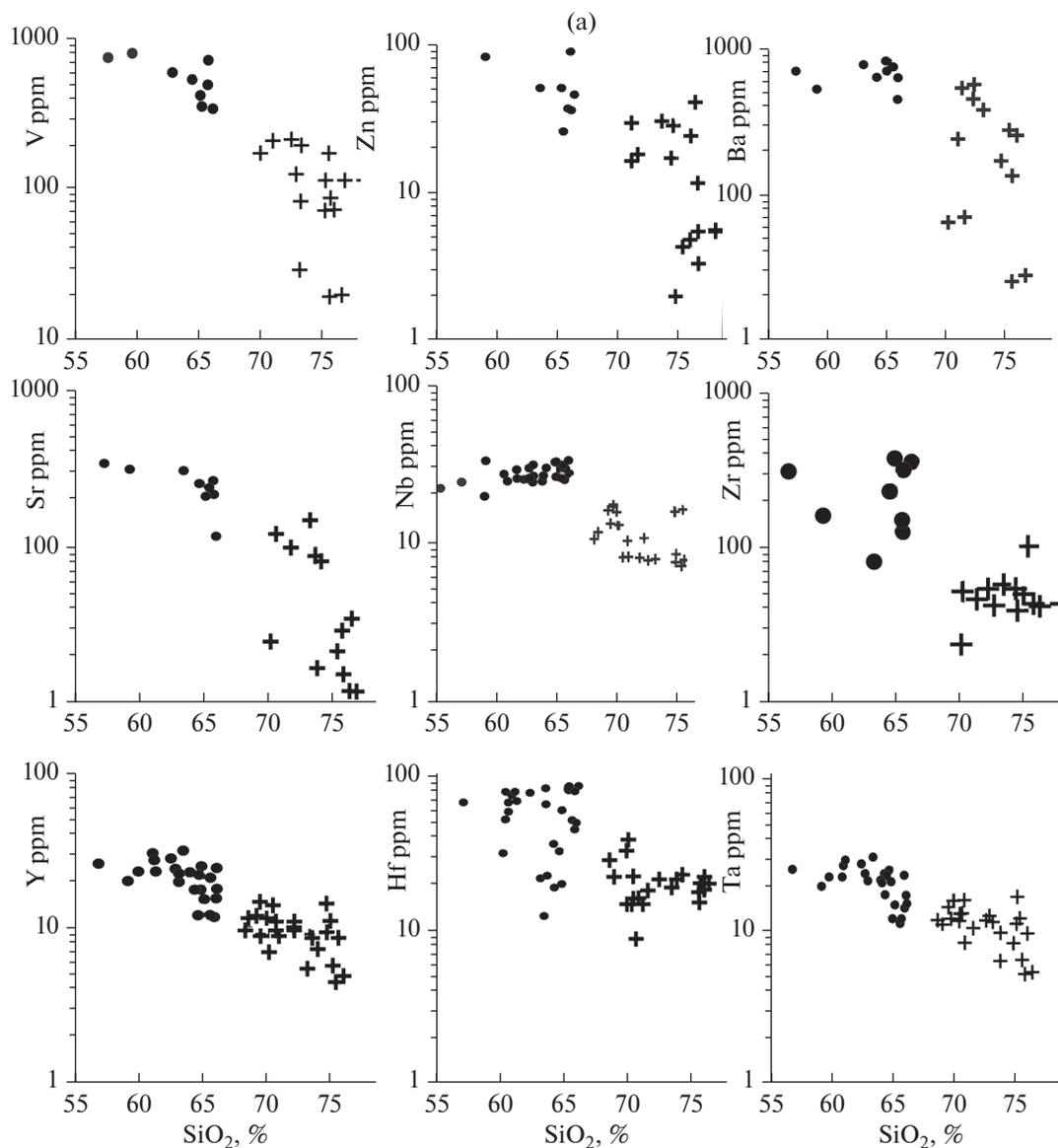
Исследователи Армении отмечают геотектонические события здесь в связи с принадлежностью данной территории к южной окраине Тетиса [Меликсетян, 2012; 400 миллионов лет ..., 2005; Rolland, 2017; Ziegler, 2001]. Как следует из указанных публикаций, обобщающих многочисленные исследования на эту тему, определяющим были субдукционные и коллизионные процессы в связи с поддвижением Аравийской плиты под более молодые структуры Малого Кавказа, вклю-

чая территорию Армении. При этом, от данной плиты уже в первой половине палеозоя были отторгнуты блоки “гондванского типа” с кристаллической корой (Армянский и Дзирульский массивы), а процессы субдукции сопровождались отрывом субдуцирующегося слэба и его погружением в мантию. Эти явления продолжались и позднее, в процессе закрытия Мезо-Тетиса и затем Нео-Тетиса в позднем кайнозое. При этом, при отрыве слэба, продолжающейся субдукции под Армению и сдвиговому перемещению по Транскавказской системе глубинных дислокаций, в результате разнонаправленных и разноразностных движений, образовавшееся “тектоническое окно”, возможно, послужило одной из причин внедрения горячего вещества Эфиопско–Арафатского суперплюма и интенсивного вулканизма на Армянском плато [400 миллионов лет ..., 2005, рис. 8.2; Ершов, Никишин, 2004].

**Таблица 6.** Содержание (ppm) редкоземельных элементов в игнимбритах Северного Кавказа

Элементы	Б-07/12	Б-13/12	217-01/0д	209/0д	402	Кб-2/14	Кб-5/14	Кб-6/14	403
La	37.00	32.00	35.00	37.00	15.00	20.00	38.00	50.57	36.00
Ce	73.00	64.00	68.00	75.00	26.00	39.00	66.00	87.45	60.00
Pr	8.30	7.20	7.60	8.00	3.00	4.70	6.70	8.29	6.60
Nd	29.00	25.00	27.00	29.00	11.00	17.00	22.00	26.06	21.00
Sm	4.9	4.2	4.9	5.0	1.8	3.5	3.5	3.9	3.2
Eu	1.10	1.00	1.00	1.00	0.26	0.20	0.70	0.62	0.71
Gd	4.6	3.8	4.3	4.6	1.10	3.6	3.5	3.8	1.6
Tb	0.50	0.43	0.55	0.53	0.24	0.53	0.43	0.45	0.37
Dy	2.4	2.1	2.8	2.5	1.2	3.2	2.2	2.1	2.0
Ho	0.42	0.36	0.53	0.48	0.24	0.60	0.41	0.44	0.38
Er	1.1	1.0	1.5	1.3	0.7	1.7	1.1	1.1	1.0
Tm	0.15	0.12	0.20	0.17	0.10	0.27	0.19	0.17	0.16
Yb	0.90	0.82	1.30	1.10	0.65	1.80	1.20	1.13	1.00
Lu	0.13	0.14	0.18	0.15	0.10	0.26	0.16	0.17	0.16
Сумма	163.5	142.17	154.86	165.83	61.34	96.36	146.09	186.28	134.18
La/Yb	41.1	39.0	26.9	33.6	23.00	11.1	31.7	44.8	36.0
Th/Yb	23.3	20.7	15.4	18.2	56.9	11.0	19.8	22.1	24.0
Ta/Yb	1.1	1.2	1.1	1.2		0.8	0.6	0.6	0.6
Элементы	605/1	606	405	Кб-15/14	Кб-13/14	406	407	408	
La	23	16	43.00	31	44	13.00	7.80	21.00	
Ce	45	33	76.00	55	77	22.00	15.00	40.00	
Pr	4.6	4.0	7.60	4.8	7.4	2.90	1.90	4.20	
Nd	15.0	14.0	24.0	16.0	24.0	10.0	6.6	14.0	
Sm	2.8	3.3	3.70	2.7	3.5	1.7	1.3	2.6	
Eu	0.25	0.19	0.83	0.70	0.60	0.20	0.18	0.36	
Gd	1.6	2.6	1.9	2.4	3.5	1.1	0.9	1.7	
Tb	0.32	0.50	0.41	0.32	0.45	0.22	0.20	0.30	
Dy	1.9	3.0	2.2	2.1	2.0	1.2	1.1	1.8	
Ho	0.34	0.63	0.45	0.39	0.41	0.24	0.21	0.35	
Er	0.94	1.60	1.10	1.00	1.1.0	0.63	0.61	0.93	
Tm	0.15	0.26	0.18	0.15	0.17	0.11	0.10	0.15	
Yb	0.98	1.80	1.00	1.00	1.10	1.10	0.73	1.20	
Lu	0.13	0.23	0.18	0.13	0.15	0.11	0.09	0.15	
Сумма	98	82	162.55	117.69	165.38	54.51	36.72	88.74	
La/Yb	23.5	8.9	43.0	31.0	40.0	11.8	10.7	17.5	
Th/Yb	32.6	17.2	26.0	15.8	24.5	15.5	24.7	46.6	
Ta/Yb	0.7	0.8	0.6	0.8	0.7	0.7	1.0	0.6	
Элементы	Кб-20/14	410	221-1/0д	Кб-23/14	236-01/0д	218-03/0д	209/0	217-1/0	
La	39	21	31	38	35	29	37	35	
Ce	74	41	61	74	69	56	75	68	
Pr	7.6	5.2	6.6	7.4	7.6	6.1	8.0	7.6	
Nd	25	19	24	25	28	23	29	27	
Sm	4.3	3.2	4.1	4.9	4.9	4.2	5.0	4.9	
Eu	0.40	0.68	0.80	0.90	0.90	0.90	1.00	1.00	
Gd	3.9	2.2	3.7	3.9	4.4	3.8	4.6	4.3	
Tb	0.51	0.36	0.47	0.53	0.55	0.48	0.53	0.55	
Dy	2.4	2.0	2.5	2.9	2.8	2.5	2.5	2.8	
Ho	0.48	0.38	0.47	0.51	0.52	0.46	0.48	0.53	
Er	1.3	0.9	1.3	1.3	1.4	1.2	1.3	1.5	
Tm	0.19	0.13	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.2	
Yb	1.30	0.66	1.20	1.10	1.10	1.10	1.10	1.30	
Lu	0.19	0.11	0.16	0.14	0.15	0.14	0.15	0.18	
Сумма	160.57	96.82	137.48	160.76	156.5	129.05	165.83	154.86	
La/Yb	30.00	31.80	25.8	34.5	32.0	26.4	33.6	26.9	
Th/Yb	30.4	25.8	16.7	19.1	20.0	17.3	18.2	15.4	
Ta/Yb	0.7	2.10	1.3	1.1	1.4	1.3	1.2	1.1	

Примечание. Привязку анализов см. табл. 4.



**Рис. 5.** Распределение микроэлементов в игнимбритах Армении (точки) и Северного Кавказа (кресты) в зависимости от содержания кремнезема.

а – V, Zn, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Hf, Ta, которые имеют отрицательную корреляцию с ростом кремнезема; б – верхняя часть – Mo, имеющий отрицательную корреляцию с ростом кремнезема, в центре – Li с менее выраженной связью с увеличением доли кремнезема в породе и Be, не коррелируемый с кремнекислотностью пород, нижняя часть – Pb, Rb, Th, U, которые резко преобладают в кремнекислых игнимбритах Северного Кавказа по сравнению с таковыми Армении.

Территория Северного Кавказа развивалась в ином режиме. Здесь, на краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в конце венда–раннем кембрии, сформировались складчатые сооружения кадомид (Бечасынская зона основания Скифской платформы), причленившиеся к ВЕП [Леонов и др., 2010]. Позднее, в карбоне–перми, в условиях окраины андийского типа развивался наземный комплекс вулканитов и гранитоидов, ассоциирующих с молассаами, отнесенный в 1975 г. А.А. Моссаковским к Евразийскому орогенному окраинно-континентальному вулканическому

поясу. Как показано в ряде работ [Большой Кавказ ..., 2007] закрытие северного сегмента Нео-Тетиса произошло в конце юры после соединения Дзирульского и Свенского блоков, что привело к прекращению субдукции Закавказской плиты под южную окраину Скифской плиты, а процесс закрытия океанического бассейна Нео-Тетис в пределах Малого Кавказа продолжался вплоть до миоцена [Лебедев и др., 2010]. По данным В.А. Лебедева с соавторами последние отголоски “субдукционного” мезозойского магматизма на Большом Кавказе приходится на начало

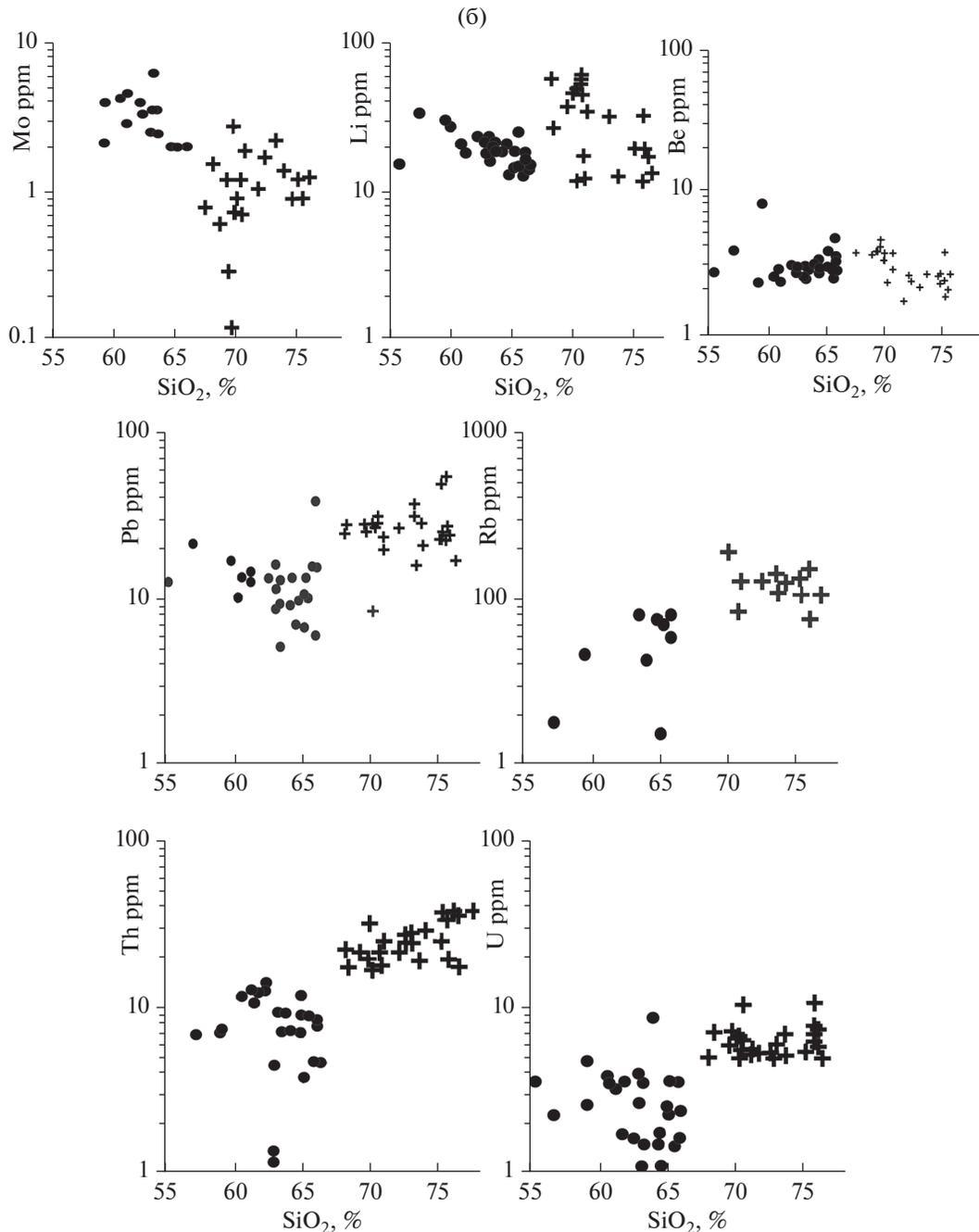


Рис. 5. Окончание

мелового периода. Предкавказье и прилегающая часть Северного Кавказа с конца триаса вступила в платформенную стадию развития. Начиная с юры и по плиоцен включительно здесь сформировалась мощная полого залегающая эвапаритовая ассоциация пород Скифской платформы (плиты) [Геологический атлас ..., 2003; 400 миллионов лет ..., 2005], которую перекрывают игнимбриты с возрастом 2.8 млн лет.

Геодинамические и геотектонические причины возникновения неоген-четвертичного магматизма Большого Кавказа дискуссионны. Наиболее приемлемыми видятся модели сочетания коллизионной обстановки с мантийным диапиризмом типа “горячей точки” (“горячего пятна”) или же латерального растекания в северном направлении по границе “кора—мантия” плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов [Ершов и

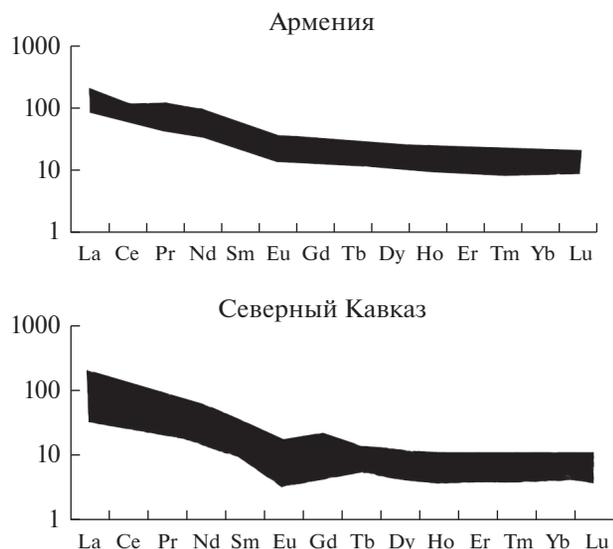


Рис. 6. Характер распределения РЗЭ в игнимбритах Армении и Северного Кавказа, нормализованных по хондриту, по [Evensen et al., 1978].

др., 2001; Ершов, Никишин, 2004]. Согласно первой точки зрения неоген-четвертичный магматизм имеет внутриплитную природу и его развитие происходило при активизации мантийных процессов на фоне конвергенции континентальных литосферных плит. В рамках второй модели, активизация вулканизма в неоген-четвертичное время произошла в результате спровоцированного веществом плюма отрыва и последующего погружения в верхнюю мантию “литосферного корня” (нижней части утолщенной и гранулитизированной в процессе коллизии континентальной коры), что привело также к интенсивному воздыманию горной системы Большого Кавказа [Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004]. Достаточно популярные модели активизации магматизма Большого Кавказа в неоген-четвертичное время в результате развития зон субдукции, либо вследствие отрыва субдукционного слэба на раннеколлизивной стадии развития региона менее обоснованы из-за отсутствия доказательств наличия субдукционного процесса после юры (низов мела?) и существования слэбов под центральной частью Большого Кавказа.

Южнее, Главный Кавказский хребет сложен метаморфизованными палеозойскими отложениями, смятыми в крутые складки с развитием многочисленных надвиговых структур [Большой Кавказ ..., 2007; Патина и др., 2017]. В целом, эти структуры пододвинуты под Скифскую платформу. Горизонтальные перемещения территории на северо-восток со скоростью 26–28 мм/год отмечаются и в настоящее время [Милюков и др., 2015].

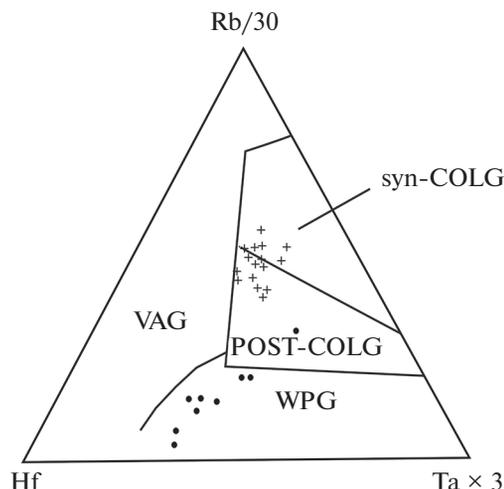
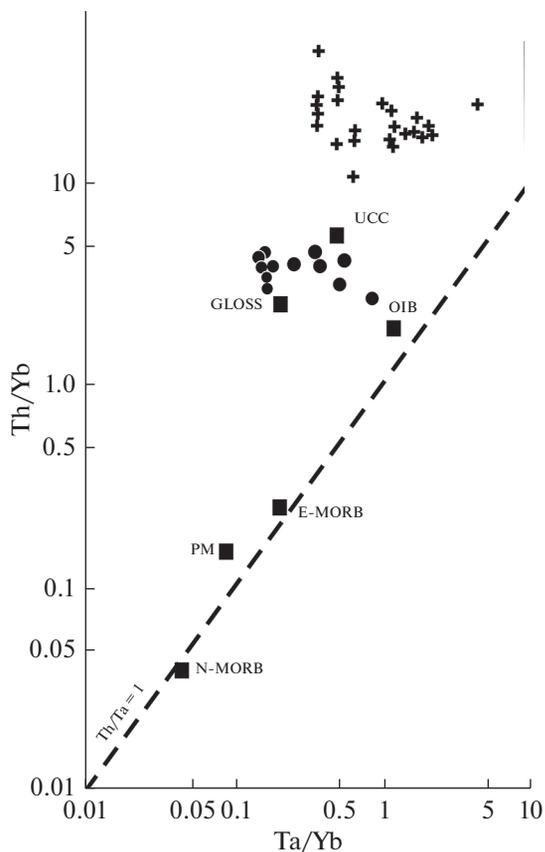


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма игнимбритов Армении (кресты) и Северного Кавказа (точки), Rb–Hf–Ta для гранитоидов, по [Harris et al., 1986]. Поля гранитов на диаграмме: WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизивные, POST-COLG – постколлизивные.

Таким образом, история формирования южной части Тетисид (территория Армении) и их северной части существенно различается. Это находит отражение в строении современной мантии данных регионов [Ершов, Никишин, 2004; Соколов, 2019; Соколов, Трифонов, 2012; Трифонов и др., 2020; Rolland, 2017; Trifonov, Sokolov, 2018]. Главное, что отмечается современными исследователями, это расслоенность мантии, выражающаяся присутствием в вертикальном сечении слоев с разными скоростями прохождения сейсмических волн, что связывается с наличием на разных глубинах зон разогретого материала.

Наличие таких зон является результатом переработки (переплавки) погружающихся слэбов. Здесь, как представляется, первостепенное значение имеет состав материала слэбов. При субдукции фундамента с уже достаточно “зрелой” континентальной корой, скорее всего формируются аллохтонные блоки типа Армянского или Дзирульского массивов. В этом видится причина появления на севере Армении, в районе Ташира, ультракалиевых риодацитовых игнимбритов, не свойственных ареалу игнимбритового магматизма всего Кавказа. При погружении в мантию чехла сформированных структур с его глинисто-карбонатным материалом, где заметна повышенная роль калия и летучих, происходит обогащение глубинного расплава этими компонентами. В этом, на наш взгляд, заключено своеобразие магматитов Армении: более основной их состав при одновременно высоком насыщении калием. Это, конечно, предположение, и требует более глубокой и всесторонней проработки характера воз-



**Рис. 8.** Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb игнимбритов Армении (точки) и Северного Кавказа (кресты). GLOSS – океанические осадки [Plank, Langmuir, 1998], E-MORB и N-MORB – обогащенные и деплетированные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия, UCC – верхняя континентальная кора (средний состав) [Rudnick, Gao, 2003]. Используются анализы табл. 3, 6, а также заимствованы из работ [Бубнов и др., 2016; Короновский и др., 1982; Lipman et al., 1993].

никновения глубинных расплавов. Частично на роль процессов переработки под воздействием мантийных флюидов на адакитовый состав нижнекорового материала уже обращал внимание Х.Б. Меликсетян [Меликсетян, 2012] при формировании Арагацкого массива. Однако влияние этого состава на расплав не столь существенно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительные различия по составу игнимбриты Армении и Северного Кавказа имеют общие черты: обилие разнообразных уплощенных образований – фьямме, наиболее ранние из которых имеют четко выраженную эндоконтактовую зону более тонкого строения, широкий диапазон вариаций фьямме по содержанию кремнезема (достигающего около 10 мас. %) и других

петрогенных элементов. Фьямме во всех случаях погружены в стекловатый полосчатый базис, частички которого изогнуты и плавно огибают фьямме.

Игнимбриты Армении более основные: содержание кремнезема в валовых пробах варьирует в пределах 62.38–64.24 мас. %, а во фьямме – в пределах 60.93–65.83 мас. %. Одновременно они более обогащены калием, чем северокавказские игнимбриты. Последние более кремнекислые: SiO<sub>2</sub> в валовых пробах породы составляет 69.56–76.17 мас. %. Примерно в этих же пределах меняется содержание кремнезема и во фьямме у них.

Северокавказские игнимбриты, в отличие от таковых Армении, обеднены V, Zn, Sr, Zr, Ba, Nb, Y и одновременно обогащены Rb, Pb и особенно заметно U и Th. В игнимбритах Северного Кавказа суммарное содержание РЗЭ значительно ниже, чем у армянских пород, но всем им свойственно преобладание легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ.

Вариации индикаторных в петрологическом плане изотопных отношений в игнимбритах и ассоциированных с ними пирокластических образованиях объяснимы их гибридным мантийно-коровым происхождением. Это установлено для ряда неоген-четвертичных магматических образований данного региона [Бубнов и др., 2016; Лебедев и др., 2010]. В Армении изотопные характеристики игнимбритов Арагацкого центра близки к соответствующим параметрам основных лав (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70421 при ε<sub>Nd</sub> = +4.0). Сходная картина подобия изотопных составов Sr и Nd кислых, средних и основных пород выявлена ранее для бимодальной ассоциации четвертичных лав Гегамской неовулканической области Малого Кавказа [Лебедев и др., 2013].

Изотопные данные могут свидетельствовать о том, что в генезисе четвертичных игнимбритов Малого Кавказа ведущим процессом вероятнее всего являлась кристаллизационная дифференциация, чаще всего первично мантийных магм, измененных под воздействием субдукционных процессов [Меликсетян, 2012]. Вместе с тем, приведенные выше геохимические данные и анализ фазовых неоднородностей игнимбритов Арагацкого центра отчетливо указывают на присутствие и AFC процессов в их генезисе.

В целом, эти данные свидетельствуют о более масштабном участии корового материала в петрогенезисе материнских расплавов, давших игнимбриты Северного Кавказа. Различия петро-геохимических и изотопно-геохимических особенностей данных игнимбритов обусловлены спецификой геологической истории развития данных регионов. Армянские игнимбриты тяготеют к океаническим производным, а северокавказские являются магматитами активных конти-

нентальных окраин, переходящих во внутриплитные образования.

Как следует из современных исследований глубинного строения, всему Кавказскому региону свойственна вертикальная расслоенность мантии с наличием низкоскоростных слоев. Особенно резко данное явление проявлено в Армении, где процессы субдукции многократно происходили в течение фанерозоя с многократным отрывом слэбов, погружением их в мантию с дальнейшей переработкой (плавлением) мантийным теплом, а также мощным воздействием тепла Эфиопско–Афарского суперплюма.

Таким образом, в Армении более молодая кора, чем на Северном Кавказе, результатом чего рассматриваемые плиоцен–плейстоценовые (и даже миоцен–плиоценовые, по данным других исследователей) вулканы Армении несут более “мантийные метки”, чем вулканы Северного Кавказа. Это выражается также их большей основностью и большей насыщенностью калием. Последнее, на наш взгляд, обусловлено переработкой оторванных слэбов разной природы. Более детальная проработка этого явления может открыть новые стороны в анализе специфики магматизма конкретных регионов.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках базовой темы НИР ИГЕМ РАН “Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков” (регистрационный № ЕГИСУ НИОКТР 121041500222-4), при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ № 14-05-00728) и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание / Перевод Б.З. Коленко. Пятигорск: Типография А.М. Мануйлова, 1899. 202 с.

*Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.

*Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И. и др.* Верхнечегемский кальдерный комплекс на Северном Кавказе // Известия АН СССР. Серия геол. 1992. № 1. С. 5–21.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

*Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М. и др.* Sr–Nd изотопная систематика неоген–четвертичных игнимбритов Большого Кавказа // Петрография магматических и метаморфических горных пород // Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с

участием зарубежных ученых. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 107–109.

*Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М. и др.* Плиоценовые игнимбриды Большого Кавказа: вещественный состав и источники расплавов // Науки о Земле. Геология. 2016. № 2. С. 12–51.

*Волков В.Н., Аракелянц М.М., Пупырев Ю.Г.* Сопоставление К–Аг–систем порфириновых вкрапленников и базиса вулканических пород // Известия АН СССР. Серия геол. 1985. № 6. С. 3–14.

*Габриелян А.А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1964. 299 с.

Геологический атлас Кавказских Минеральных Вод / Отв. ред. Н.И. Пруцкий. Ессентуки: Министерство природных ресурсов Российской Федерации, ФГУГП “Кавказгеолсъемка”, 2003.

*Гущин А.В.* Поднеоценовые высококальциевые вулканы Северной Армении // Известия вузов. Геология и разведка. 1994. № 1. С. 17–23.

*Демирчян А.Р.* Высококальциевые риолит–дацитовые туфы Ташира (Лори, Армения) и их применение в качестве эффективного агроудобрения / Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. Ереван: ЕГУ, 2009. 22 с.

*Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др.* Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3–20.

*Джрбашян Р.Т., Лур Дж., Савов И. и др.* Геохимические характеристики позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья (Армения) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2007. Т. LX. № 1. С. 16–31.

*Джрбашян Р.Т., Меликсетян Х.Б., Гукасян Ю.Г. и др.* Плинианское извержение вулкана Иринд (Арагацкая вулканическая область, Армения) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2015. Т. 68. № 1. С. 3–21.

*Заварицкий А.Н.* Игнимбриды Армении // Известия АН СССР. Серия геол. 1947. № 3. С. 3–18.

*Качурин Р.Ф., Меликсетян Б.М., Саркисян Г.А. и др.* Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен–Варданесской вулканотектонической депрессии (Западный Вайк) // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1975. № 4. С. 3–12.

*Короновский Н.В.* Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 1968. 346 с.

*Короновский Н.В., Демина Л.И.* Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 252–284.

*Короновский Н.В., Молявко В.Г., Остафийчук И.М.* Петрогеохимическая специализация и условия образования кислых вулканических пород Нижнечегемского вулканического массива Эльбрусской области // Вестник Киевского университета. Прикладная геохимия и петрофизика. 1982. Вып. 9. С. 3–17.

*Курчавов А.М.* Проблемы диагностики и петрогенезиса игнимбритов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 3–12.

*Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чузаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материн-

- ских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K—Ag и Sr—Nd—Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45—73.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И. Магматическая активность на Северном Кавказе в раннем неоплейстоцене: активные вулканы Эльбрусского центра, хронология и характер извержений // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 79—85.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н. и др. Геохронология, изотопные Sr—Nd характеристики и происхождение четвертичных вулканитов Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 25—53.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. и др. Мюлоциеновый вулканизм Центральной Армении: геохронология и роль AFC-процессов в петрогенезисе магм // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 18—42.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования // Труды ГИН РАН. Вып. 593. М.: ГЕОС, 2010. 64 с.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области // Труды ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 51. 130 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х. и др. Рубидий—стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 1998. Т. LI. № 1—2. С. 40—59.
- Меликсетян Х.Б. Геохимия вулканических серий Арагацкой области // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 34—59.
- Милоков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А. и др. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56—65.
- Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. и др. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как региональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17—30.
- Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Geodynamics and Tectonophysics. 2019. V. 10. Iss. 4. P. 945—957.
- Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы: Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс // Геотектоника. 2012. № 3. С. 1—16.
- Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А. и др. Мезозойско-кайнозойское тектоническое развитие Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в сопоставлении со строением верхней мантии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LIТектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 343—346.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Плиоценовые игнимбриты Приэльбрусья и их место в истории неоген-четвертичного вулканизма Большого Кавказа (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 247—252.
- Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А. и др. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 1. С. 100—130.
- 400 млн лет геологической истории южной части Восточной Европы. Вып. 1. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2005. 388 с.
- Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.-F. et al. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // J. Volcanol. Geotherm. Res. J. Pre-proof. 2021. P. 1—47.
- Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P. et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurtja Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377—391.
- Castillo P. R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. № 3. P. 257—268.
- Gevorgyan H., Repstock A., Schulz B. et al. Decoding a post-collision multistage magma system: The Quarternary ignimbrites of Aragats stratovolcano, western Armenia // Lithos. 2018. V. 318—319. P. 267—282.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., Onions R.K. Rare-Earth Abundances in Chondritic Meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42(8). P. 1.199—1.212.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone // Magmatism // Geological Society, London, Special Publications. 1986. V. 19(1). P. 67—81.
- Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2.8 Ma ash flow caldera at Chegem River in the Northern Caucasus Mountain (Russia), cotermporaneous granites and associated ore deposits // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1993. № 57. P. 85—124.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 325—394.
- Popov V.S., Kostitsyn Yu.A., Lyapunov S.V. et al. Volcanic and plutonic facies in Late Pliocene-Quaternary magmatic system of the Northern Caucasus, Russia, and related mineralization // Orebearing granites of Russia and Adjacent Countries. М.: IMGRE, 2000. P. 213—235.
- Rolland Y. Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // Gondwana Research. 2017. V. 49. P. 130—146.
- Rudnick R.I., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1—64.
- Trifonov V.G., Sokolov S.Yu. Structure of the mantle and tectonic zoning of the Central Alpine-Himalayan belt // Geodynamics and Tectonophysics. 2018. V. 9. Iss. 4. P. 1127—1145.
- Ziegler M.A. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences // GeoArabia. 2001. V. 6. № 3. P. 444—504.

## **Petro-Geochemical Differences of Late Cenozoic Ignimbrites on the Lesser and Greater Caucasus as a Consequence of Geodynamic Features of the Formation of these Structures**

**A. M. Kurchavov\***

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),  
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

The Late Cenozoic ignimbrites of the Lesser (Armenia) and Greater Caucasus (North Caucasus – Elbrus, Lower Chegem and Upper Chegem volcanic massifs) are compared. Armenian ignimbrites contain 60–67 SiO<sub>2</sub> wt %, North Caucasian – 67–76 SiO<sub>2</sub> wt %. The ignimbrites of Armenia belong to moderately alkaline and alkaline formations, and the North Caucasus-to moderately alkaline and normally alkaline. The first of them are more potassium, belong to the high-potassium branch of the lime-alkaline, partly to the shoshonite petrochemical series, and the North Caucasian ignimbrites belong to the high-potassium branch of the lime-alkaline petrochemical series, localized near its border with the low-potassium branch. These ignimbrites also differ in the content of trace elements, REE and isotopic labels. These differences between the ignimbrites of Armenia and the North Caucasus are determined by the different tectonic-magmatic evolution of the regions and, accordingly, the different state of their asthenosphere.

*Keywords:* Lesser Caucasus, Armenia, Greater Caucasus, Elbrus volcanic massif, Chegem massifs, late Cenozoic, ignimbrites, fiamme, mantle

УДК 544.342-14

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРМОАНОМАЛИЯХ С АММОНИЙНО-СУЛЬФАТНЫМИ ТЕРМАЛЬНЫМИ ВОДАМИ: РОЛЬ ВОДОРОДНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ (pH)

© 2022 г. А. В. Сергеева<sup>а</sup>, \*, Е. С. Житова<sup>а</sup>, А. А. Нуждаев<sup>а</sup>, М. А. Назарова<sup>а</sup>

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

\*e-mail: anastavalers@gmail.com

Поступила в редакцию 26.01.2021 г.

После доработки 21.04.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

Изучен фазовый состав смесей солей, полученных путем выпаривания поровых растворов глин, сформировавшихся на термальных полях гидротермальных систем Южной Камчатки с разгружающимися на поверхности слабокислыми сульфатными водами. Среди полученных солей наиболее часто встречаются фазы, минеральными аналогами которых являются чермигит, галотрихит, буссенготит, масканьит; менее распространены гипс, коктаит, алюмонатриевые квасцы и алуноген; еще реже встречаются мелантерит, ромбоклаз, вантгоффит, кокимбит и билинит, а также пиккерингит и метавольтин. Гидролиз ионов растворенных солей обуславливает водородный показатель (pH) поровых растворов. Кристаллогидраты  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , которые в природе представлены такими минералами, как буссенготит, коктаит, масканьит и мелантерит, образуются в диапазоне pH = 4.5–7, а вантгоффит  $\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$  кристаллизуется из растворов с pH = 7–8. Гидратированные сульфаты Al: чермигит, K- и Na-квасцы кристаллизуются при pH ~ 4, кристаллизация галотрихита, пиккерингита и алуногена начинается при pH < 3.5. У растворов сульфатов  $\text{Fe}^{3+}$  водородный показатель ниже, чем у растворов сульфатов  $\text{Al}^{3+}$  той же концентрации. Концентрированный раствор ромбоклаза имеет pH ~ 1, а концентрированные растворы кокимбита и билинита имеют pH ~ 3 и ниже. Приведены расчетные значения водородного показателя поровых растворов для смесей выпаренных из него солей. В случае нескольких солей водородный показатель раствора обусловлен его концентрацией и относительным содержанием сульфатов.

*Ключевые слова:* термальное поле, поровый раствор, протолитическое равновесие, гидролиз, минералообразование, термальные воды, кислотность, сульфаты, аммоний

DOI: 10.31857/S0203030621060092

### ВВЕДЕНИЕ

Постмагматическая вулканическая деятельность широко проявлена на п-ве Камчатка (Дальний Восток, Россия), который является одним из наиболее активных вулканических мест планеты. К таким обстановкам относятся фумаролы, сульфатары и термальные поля, в пределах последних происходит разгрузка гидротермальных растворов. Данные обстановки характеризуются специфичными геохимическими и термодинамическими условиями, что и определяет уникальность процесса минералообразования.

Фумаролы окислительного типа широко известны среди минералогов. Фумаролы локализованы в пределах шлаковых конусов Толбачинского дола, приуроченного к вулкану Плоский Толбачик (Центральная Камчатка), где на протяжении 40 лет были открыты более 123 минеральных видов, что является рекордным по количеству новых минера-

лов на сравнительно небольшой площади [Пеков и др., 2020; Rekov et al., 2020; Вегасова, Филатов, 2016]. Среди российских объектов также примечательны в минералогическом контексте фумаролы вулканов Кудрявый (Курильская островная дуга, Россия), характеризующиеся рениевой минерализацией [Korzhinsky et al., 1994; Chaplygin, 2009; Знаменский, 2005] и Мутновский (Камчатка, Россия), где обнаружены весьма оригинальные фазы с Cd, Bi, Pb, Tl и As в качестве основных элементов [Zelenski, Bortnikova, 2005]. Существенное количество новых минералов фумарольной формации открыто в последние десятилетия на вулкане Вулькано (Липарские острова, Италия), исследователи которого отмечают уникальность аммониевой минерализации объекта [Pinto et al., 2014; Garavelli et al., 2014; Demartin et al., 2015, 2019]. Одним из наиболее детально охарактеризованных объектов мира в плане фумарольной минерализации является вулкан Везу-

вий (Кампания, Италия), где открытие новых минеральных видов продолжается [Demartin et al., 2014; Rossi et al., 2014; Campostrini et al., 2019]. Целый ряд новых минералов Cu и V для фумарол вулкана Изалько (Сальвадор) описан в работах [Birnie et al., 1979; Hughes, Hadidiacos, 1985; Robinson et al., 1987; Hughes et al., 1980, 1987a, 1987b]. Обзор по фумарольным минералам вулканов Тирренского вулканического пояса (Италия) и Эгейской вулканической дуги (Греция) насчитывает более 200 видов [Valić-Žunić et al., 2016]. Стоит отметить, что минералообразование в верхней зоне фумаролы, так называемой зоне “горячего гипергенеза” [Пеков и др., 2020], может иметь сходство с минералообразованием на термальных полях за счет невысоких температур в устье фумарол и проникновения в нее метеорных вод.

Процессы образования минералов в фумаролах и на термальных полях сходны, но минеральное разнообразие термальных полей описано существенно более скудно. К редким примерам исследования фазового состава поверхностных солей термальных полей можно отнести работы по гидротермальной системе Лассен [McHenry et al., 2017] и термальному полю Салтон Си (оба объекта находятся в Калифорнии, США) [Adams et al., 2017], гейзерному полю вулкана Уалька (Анды, южный Перу) [Ciesielczuk et al., 2013], термальному полю Даллол (северный Афар, Эфиопия) [Cavalazzi et al., 2019], термальным источникам Женжу (Тэнчун, Китай) [Luo et al., 2019]. Данные низкотемпературные термопроявления зачастую рассматриваются авторами как аналоги марсианских объектов, в том числе марсианских гидротермальных месторождений, ввиду близости ассоциации минералов, проявленных на поверхности [Rodriguez, van Bergen, 2016; Fernández-Remolar et al., 2005].

Образование поверхностных солей на термальных полях является комплексным процессом, в котором минералы могут формироваться в различных обстановках: 1) вокруг парогазовых струй, что подобно фумарольным минералам, или же 2) за счет выпаривания гидротермального раствора, циркулирующего в приповерхностной части. Минералогическому и кристаллохимическому описанию ряда минералов, формирующихся на поверхности термальных полей Южной Камчатки, посвящены работы [Zhitova et al., 2018, 2019; Sergeeva, 2019; Sergeeva et al., 2019, 2020].

В рамках исследования, в лабораторных условиях, путем выпаривания природного гидротермального раствора с термальных полей Южной Камчатки (Россия), проведено изучение минералоподобных (искусственно полученных) фаз и показана связь между образованием определенных ассоциаций и величиной водородного показателя (pH). Водородный показатель приповерх-

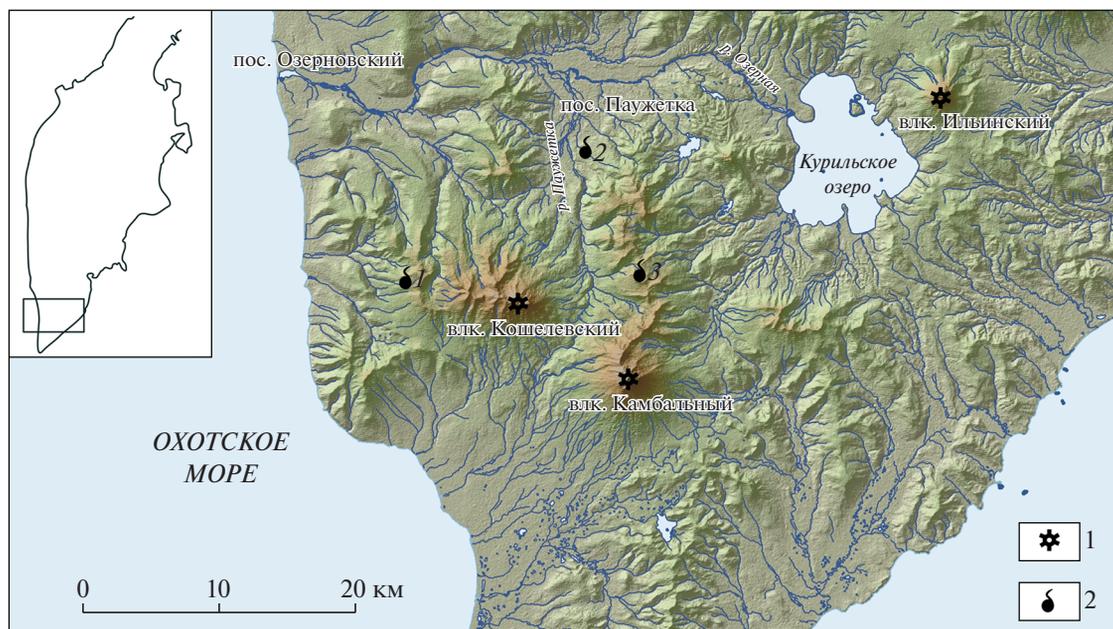
ностных гидротермальных растворов определяет минеральный состав вторичных новообразованных минералов, образующихся на поверхности термального поля. Величина водородного показателя определяется легкорастворимыми солями, присутствующими в растворе и кристаллизующимися по мере его испарения. Концентрирование растворов, сопровождающее испарение, приводит к резкому изменению водородного показателя по нормали вблизи дневной поверхности, что может являться одной из причин локальной неоднородности минерального состава. Приведен расчет водородного показателя природных гидротермальных растворов, зависимость водородного показателя от концентрации соли в растворе  $pH(C^{соля})$ , и экспериментально смоделирован процесс низкотемпературного минералообразования. Работа является шагом на пути к пониманию процесса низкотемпературного минералообразования на термальных полях. В природе процессы низкотемпературного минералообразования осложнены взаимодействием с атмосферой, колебаниями температуры и т.д.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕСТА ОТБОРА ПРОБ

Кошелевский вулканический массив расположен на границе Паужетской вулканотектонической структуры в ее юго-западной части. Массив представляет собой четвертичную вулканическую постройку протяженностью до 10 км, состоящую из разновозрастных вулканических сооружений, вытянутых в субмеридиональном направлении. С данным массивом связана существующая в его недрах Кошелевская гидротермальная система, к которой приурочено крупное Нижне-Кошелевское (НК) термальное поле, на котором отбирались образцы для данной работы (рис. 1, 2).

Паужетская гидротермальная система и связанное с ним одноименное геотермальное месторождение является одним из наиболее изученных на Камчатке. Система расположена в районе северо-западного подножия Камбального вулканического хребта и связана с мощным комплексом Паужетской свиты вулканогенно-осадочных пород. На месторождении выделяется несколько крупных термальных полей, одним из которых является Восточно-Паужетское термальное поле (ВПП) [Пийп, 1965; Гидротермальные системы ..., 1976; Белоусов, 1978; Рычагов и др., 1993; Рычагов, 2003] (см. рис. 1, 2).

Камбальный вулканический хребет представляет собой группу сильно эродированных разновозрастных (от плейстоцена до голоцена) вулканических построек, вытянутых в субмеридиональном направлении. В южной части хребта замыкает действующий вулкан Камбальный, последнее извержение которого произошло в марте—апре-



**Рис. 1.** Южная часть Камчатского полуострова.

1 – действующие вулканы; 2 – термальные поля: 1 – Нижне-Кошелевское, 2 – Восточно-Паужетское, 3 – Южно-Камбальное Центральное. На вкладке – расположение исследованных гидротермальных систем в пределах Камчатского полуострова.

ле 2017 г. [Гирина и др., 2017; Рычагов и др., 2017]. В недрах хребта заключена крупная гидротермальная система [Рычагов и др., 1993], представленная на поверхности тремя группами гидротерм [Гидротермальные системы ..., 1976]. Проявления гидротермальной активности в виде отдельных котлов и паровых струй наблюдаются практически по всей площади Камбального хребта. Южно-Камбальное термопроявление из всех геотермальных структур Камбального хребта наиболее приближено к вулкану и предположительно имеет связь с его периферическим магматическим очагом [Рычагов и др., 1993]. Южно-Камбальное термопроявление состоит из трех крупных термальных полей, в том числе Южно-Камбальное Центральное (ЮКЦ), пробы с которого приводятся в работе.

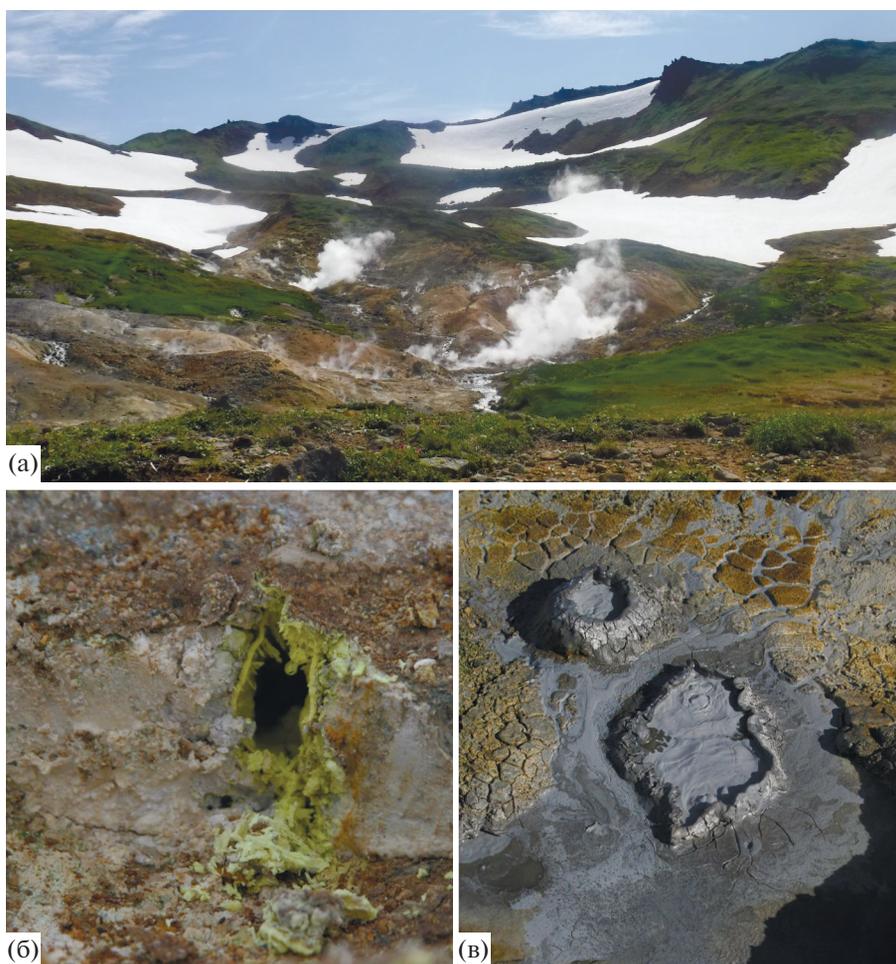
Наиболее характерными термопроявлениями Нижне-Кошелевского, Восточно-Паужетского и Южно-Камбального Центрального термальных полей являются водно-грязевые котлы, мощные пульсирующие источники, термальные озера, парогазовые струи и парящие грунты (см. рис. 2). Верхняя часть термальных полей сложена глинистой шапкой, образованной в результате переработки исходных пород гидротермальным флюидом. Температура грунтов, как правило, не превышает  $100^{\circ}\text{C}$ , температура в устье парогазовых струй (мофетт) может достигать  $120^{\circ}\text{C}$ , при средних значениях  $90\text{--}100^{\circ}\text{C}$ , температура разгружающихся вод может достигать  $98^{\circ}\text{C}$ .

Термальные воды, разгружающиеся в пределах Кошелевского вулканического массива (в т. ч. Нижне-Кошелевское термального поля), в основном относятся к кислым или слабокислым ( $\text{pH} = 3\text{--}5.8$ ), хотя изменения  $\text{pH}$  зарегистрированы и в более широких пределах – от 2.4 до 7.0. По составу термальные воды сульфатные, аммониевые или  $\text{Ca}(\text{Na})$ -аммониевые с повышенным содержанием кремнекислоты ( $95\text{--}175$  мг/л). Общая минерализация составляет в среднем  $0.6\text{--}0.8$  г/л и достигает  $2.5$  г/л для вод водногрязевых котлов [Калачева и др., 2016]. Стоит отметить, что термальные воды, разгружающиеся на термальных полях Паужетской, Кошелевской и Камбальной гидротермальных систем, в целом имеют аммонийно-сульфатный состав [Набоко, 1980].

Отбор проб глин проводился на трех термальных полях южной Камчатки, приуроченных к таким основным структурам, как Кошелевский вулканический массив (Нижне-Кошелевское термальное поле), Паужетская гидротермальная система и одноименное геотермальное месторождение (Восточно-Паужетское термальное поле), Камбальный вулканический хребет (Южно-Камбальное Центральное термальное поле) (см. рис. 1).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Материалы.** Образцы глин были отобраны с 23 точек на поверхности Южно-Камбального, Нижне-Кошелевского и Восточно-Паужетского



**Рис. 2.** Южно-Камбальное Центральное термальное поле. а – общий вид; б – устье парогазовой струи с отложениями самородной серы; в – грязеводный котел.

термальных полей из различных локальных обстановок: с устьев парогазовых струй ( $T = 84\text{--}97^\circ\text{C}$ ), бортов грязеводных котлов ( $T = 24\text{--}84^\circ\text{C}$ ) и прогретых грунтов ( $T = 16\text{--}77^\circ\text{C}$ ) (табл. 1).

Для получения водной вытяжки навеску глины массой 50.00 г размешивали в дистиллированной воде объемом 200.0 мл. На магнитной мешалке смесь диспергировали до тех пор, пока во взвеси не исчезали комки глины, и на поверхности не формировалась устойчивая воронка от вращения мешалки. После этого взвесь отстаивалась с целью оседания основной массы глины. Затем проводили центрифугирование и фильтрование, после всех процедур получали прозрачный раствор, заданный объем которого (50 мл) количественно выпаривали в сушильном шкафу при температуре от 70 до 100 $^\circ\text{C}$ , а массу сухого остатка взвешивали и определяли содержание солей в водной вытяжке. Для пересчета соледержания в водной вытяжке на соледержание в поровом растворе необходимо знать влажность глины. На рис. 3 показана схема, согласно которой были найдены

концентрации солей в поровых растворах. Влажность глины определяли путем прокалывания навески глины массой 5.00 г в сушильном шкафу до постоянной массы при температуре 105 $^\circ\text{C}$ . Расчет содержания солей в поровом растворе проводили по формуле

$$\omega_{\text{пор.раствор}}^{\text{мин.}} = \omega_{\text{водн.выт.}}^{\text{мин.}} \left( 1 + \frac{200}{50\omega_{\text{гл.}}^{\text{H}_2\text{O}}} \right).$$

Здесь  $\omega_{\text{пор.раствор}}^{\text{мин.}}$  – концентрация солей (минерализация) в поровом растворе,  $\omega_{\text{водн.выт.}}^{\text{мин.}}$  – концентрация солей (минерализация) в водной вытяжке из глины,  $\omega_{\text{гл.}}^{\text{H}_2\text{O}}$  – влажность глины.

Для полученных растворов был выполнен и традиционный анализ макрокомпонент водной вытяжки с целью более точного определения содержания солей в растворах (табл. 2).

**Методы.** Фазовый состав полученных солей изучался с помощью аналитических методов исследования в лабораторных условиях.

Таблица 1. Солевой состав сухих остатков поровых растворов глин

Термальное поле	Тип термо-проявления	Температура грунта, °С	Минералы глинистые	Минеральные аналоги идентифицированных солей, полученных в процессе выпаривания	pH <sup>(1)</sup>	
ЮКЦ-7/18Г	Прогретый грунт	16	Смектит	Алуноген, мелантерит, ромбоклаз, вантгофтит, пиккерингит, буссенготит	2.5	
ЮКЦ-8/18Г		16	Каолинит	Галотрихит, пиккерингит, гипс	4.0	
ЮКЦ-1/18Г		25	Смектит	Чермигит, галотрихит, мелантерит, буссенготит, Na-квасцы	4.0	
ЮКЦ-6/18г		30	Каолинит, смектит	Чермигит, Na-квасцы, пиккерингит, мелантерит, гипс	4.2	
ЮКЦ-4/18г		77	Каолинит, смектит	Масканьит, коктаит, буссенготит, вантгофтит	5.6	
ЮКЦ-3/18г-2		Устье парогазовой струи	85	Каолинит	Чермигит, масканьит, гипс, галотрихит	4.4
ЮКЦ-3/18г	88			Бассанит, масканьит, чермигит, галотрихит, пиккерингит	4.5	
ЮКЦ-2/18г	97			Масканьит, вантгофтит, коктаит	5.6	
ЮКЦ-5/18г	Грязе-водный котел	69	Смектит	Чермигит, Na-квасцы, пиккерингит, мелантерит, алуноген, гипс	4.1	
ВПП-7/18-1		Прогретый грунт	63	Каолинит	Чермигит, буссенготит	4.3
ВПП-4/18-тп			68		Буссенготит, метавольгин	3.9
ВПП-6/18-тп			87		Чермигит, буссенготит, бассанит	4.2
ВПП-5/18-тп			99		Чермигит, буссенготит, гипс	4.4
ВПП-3/18-пгс		101		Галотрихит, чермигит, алуноген	4.1	
ВПП-1/18-тп		Устье парогазовой струи	91		Масканьит	5.9
ВПП-2/18-пгс			98		Масканьит, коктаит, буссенготит	5.7
НК-5/18		Прогретый грунт	49	Каолинит, смектит	Кокимбит, билинит, ромбоклаз	1.7
НК-1/18-2			91	Каолинит	Галотрихит, чермигит, масканьит, буссенготит	4.2
НК-2/18-1	95		Каолинит, смектит	Чермигит, Na-квасцы, билинит	4.0	
НК-1/18-2	98		Каолинит	Масканьит, коктаит, гипс	5.5	
НК-4/18	98		Каолинит	Чермигит	4.2	
НК-2/18-2	99		Каолинит, смектит	Масканьит, билинит	3.8	
НК-3/18	107		Каолинит	Масканьит, коктаит, буссенготит	5.7	

Примечание. Идеальная формула минерального аналога и частота встречаемости соли среди исследованных образцов. Часто встречаемые соли:  $(\text{NH}_4)\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  чермигит;  $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$  галотрихит;  $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  буссенготит;  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  масканьит. Соли со средней частотой встречаемости:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}/\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$  гипс/бассанит;  $(\text{NH}_4)_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  коктаит;  $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  Na-квасцы;  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17\text{H}_2\text{O}$  алуноген. Редкие соли:  $\text{Fe}^{2+}(\text{H}_2\text{O})_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  мелантерит;  $(\text{H}_5\text{O}_2)\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  ромбоклаз;  $\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$  вантгофтит;  $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_6(\text{H}_2\text{O})_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  кокимбит;  $\text{Na}_6\text{K}_2\text{FeFe}_6(\text{SO}_4)_{12}\text{O}_2 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$  метавольгин. <sup>(1)</sup> Расчет pH выполнен по уравнениям (1)–(4).

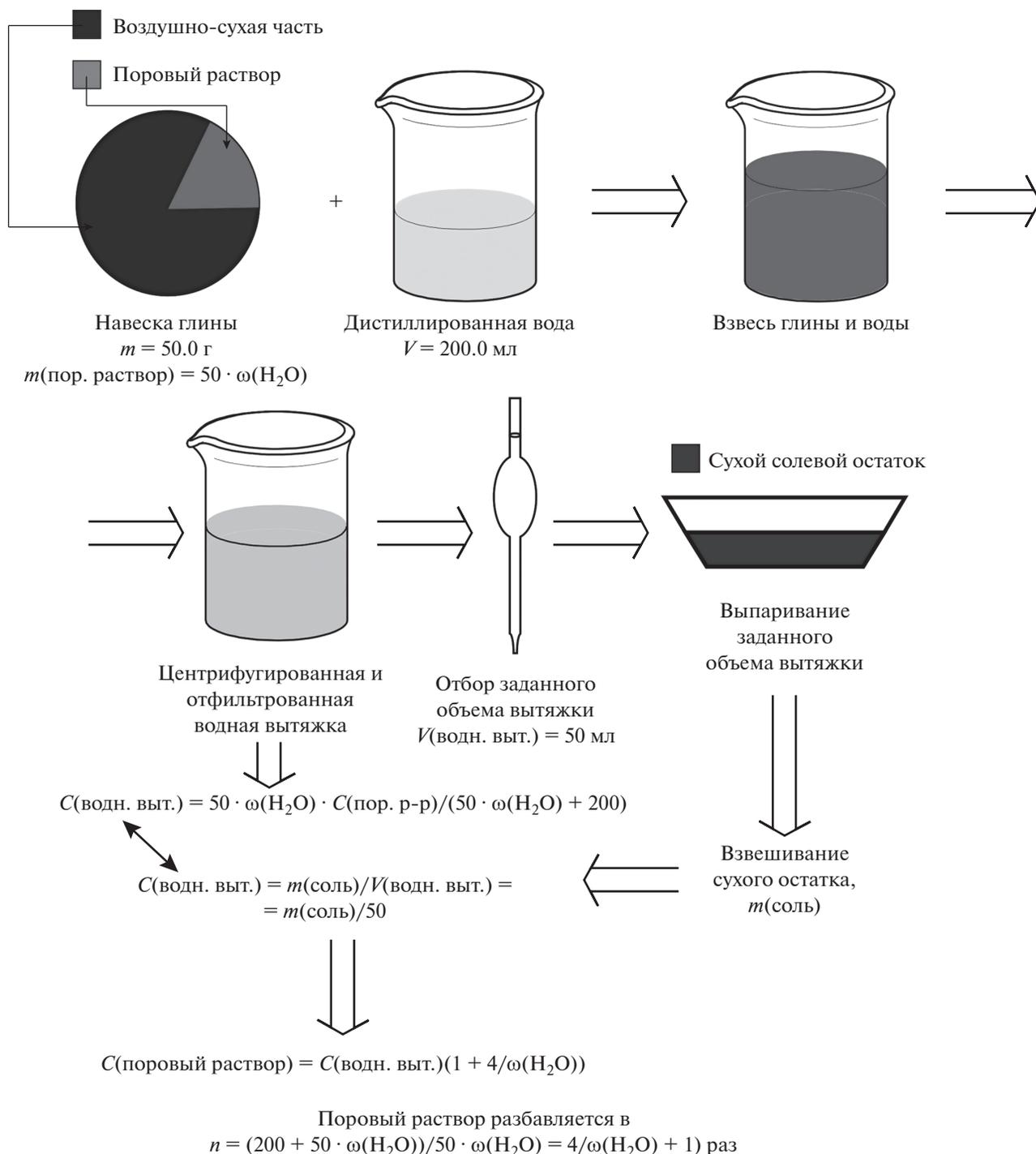


Рис. 3. Схема определения концентрации солей в поровом растворе.

**Порошковая рентгенография.** Рентгенограммы солей записаны с помощью рентгеновского дифрактометра XRD 7000 Shimadzu в диапазоне 6–60 град.  $2\theta$ , шаг 0.1 град.  $2\theta$ , скорость сканирования 1 град./мин (эквивалентно выдержке в точке 6 с). Рентгенофазовый анализ был выполнен с использованием базы данных ICSD.

**Инфракрасная спектроскопия.** Инфракрасные (ИК) спектры солей были записаны с помощью ИК спектрофотометра с Фурье-преобразованием IRAffinity-1 (Shimadzu) в диапазоне волновых чисел 4000–400  $\text{см}^{-1}$ , с разрешением 4  $\text{см}^{-1}$  и числом сканов 100. Для записи спектров образцы растирали в агатовой ступке с бромидом калия и

Таблица 2. Солевой и ионный состав поровых растворов Южно-Камбального Центрального поля

Обозначение точки отбора	Содержание в поровом растворе, мг-экв/л										Пересчет катионного состава на солевой состав, ммоль/л		
	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>		SiO <sub>2</sub> (раст.)	влажность глины, мас. %
ЮКЦ-1/18Г	3.1	284.6	3.8	—	—	2.6	27.9	151.1	25.9	5.6	9.6	33	NaAl(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 4 (NH <sub>4</sub> )Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 12 Fe(SO <sub>4</sub> ) · 7H <sub>2</sub> O: 9 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 10 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (Mg(H <sub>2</sub> O) <sub>6</sub> )(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> : 1 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 14 MgSO <sub>4</sub> · 3Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 0.13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-2/18Г	2.9	29.4	2.7	—	1.2	0.2	—	—	27.4	3.5	—	35	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-3/18Г	2.5	1120.7	—	—	790.8	1.7	24	281.5	21.2	4.6	22.9	41	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-3/18Г-2	2.9	965.5	1.2	0.4	869.3	3.2	0.9	27.1	33.3	3.4	—	36	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-4/18Г	2.8	4.0	2.1	—	1.0	1.0	—	16.8	16.5	3.4	6.8	37	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-5/18Г	2.9	58.0	3.2	—	1.6	2.9	1.4	6.5	14	—	37.2	44	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-6/18Г	2.4	208.3	1.9	—	—	7.7	19.7	64.4	15.1	2.8	31.1	44	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-7/18Г	2.7	112.7	2.5	0.7	4.6	7.0	15.7	22.1	1.5	1.6	22.4	39	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17
ЮКЦ-8/18Г	1.9	53.3	2.4	—	2.0	0.5	3.0	7.2	0.1	23	1.1	7.9	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O: 0.61 NH <sub>4</sub> Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O: 13 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 9.7 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 395 FeAl <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> · 22H <sub>2</sub> O: 8 CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O: 435 (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> : 17

**Таблица 3.** Формы нахождения ионов в растворе

Ион	Формулы частиц, участвующих в равновесиях в растворе
Al <sup>3+</sup>	[Al <sup>3+</sup> ], [AlOH <sup>2+</sup> ], [Al(OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup> ], [Al(OH) <sub>3</sub> ], [AlSO <sub>4</sub> <sup>+</sup> ], [Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup> ]
Fe <sup>3+</sup>	[Fe <sup>3+</sup> ], [FeOH <sup>2+</sup> ], [Fe(OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup> ], [Fe(OH) <sub>3</sub> ], [FeSO <sub>4</sub> <sup>+</sup> ], [Fe(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup> ]
Fe <sup>2+</sup>	[Fe <sup>2+</sup> ], [FeOH <sup>+</sup> ], [Fe(OH) <sub>2</sub> ], [FeSO <sub>4</sub> ]
Ca <sup>2+</sup>	[Ca <sup>2+</sup> ], [CaOH <sup>+</sup> ], [CaSO <sub>4</sub> ]
Mg <sup>2+</sup>	[Mg <sup>2+</sup> ], [MgOH <sup>+</sup> ], [Mg(OH) <sub>2</sub> ], [MgSO <sub>4</sub> ]
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	[NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> ], [NH <sub>4</sub> OH]
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	[SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ], [HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> ], [AlSO <sub>4</sub> <sup>+</sup> ], [Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup> ], [FeSO <sub>4</sub> <sup>+</sup> ], [Fe(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup> ], [FeSO <sub>4</sub> ], [CaSO <sub>4</sub> ], [MgSO <sub>4</sub> ]
Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup>

прессовали в таблетки в соотношении 200 мг KBr и около 4 мг исследуемого вещества. Фоновый ИК спектр от KBr записывался отдельно и автоматически вычитался из полученного спектра.

**Методика расчетов.** В процессе подготовки водных вытяжек и сухих солевых остатков было выполнено определение влажности глин, а затем определена общая масса выкристаллизовавшихся солей, большая часть которых являлась кристаллогидратами. Далее было определено общее содержание солей в пересчете на 1 л порового раствора. Количественный состав сухого остатка определялся методом Ритвельда [Rietveld, 1969] при уточнении профильных параметров (полуширины и интенсивности рефлексов) полученных порошковых рентгенограмм с помощью алгоритма, встроенного в программу Powder Cell 2.4 [Bish, 1993]. Метод Ритвельда широко используется в области наук о Земле для определения количественных соотношений минералов, рефлексы которых зарегистрированы на порошковой рентгенограмме. В рамках настоящей работы данный метод был использован для определения количественных соотношений между зарегистрированными фазами с тем, чтобы впоследствии найти концентрацию каждой соли в поровом растворе.

Параллельно состав сухого солевого остатка был определен по макрокомпонентному составу поровых растворов. Макрокомпонентный состав получен при исследовании водных вытяжек глинистых образцов, после пересчета, с учетом влажности глин. Определение солевого состава по оценке состава сухого остатка методом Ритвельда и по макрокомпонентному составу поровых растворов дает близкие содержания солей, если их концентрации в диапазоне ~0.5–20 ммоль/л, заметные расхождения начинаются в области высоких концентраций соли. В этом случае приоритет имеют данные макрокомпонентного состава растворов.

В работе рассматривается система равновесий, включающая образование гидроксокомплексов, сульфатных комплексов Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, протонирование сульфат-иона. В табл. 3 показаны формы ионов, учтенные при расчете форм нахождения в поровом растворе.

Частицы, участвующие в протолитических равновесиях, распределяются на несколько форм. Для всех ионов были составлены уравнения сохранения, учитывающие их формы нахождения в растворе:

$$f^{Me^{z+}}(X_1 \dots X_8) = [Me^{z+}] \left[ 1 + \sum_{n=1}^3 K_n^{уст.Me^{z+}} \left( \frac{K_w}{[H^+]} \right)^n + \sum_{n=1}^2 K_n^{уст.[Me^{z+}(SO_4)_n]^{3-2n}} [SO_4]^{2n} \right] - C^{Me^{z+}}. \quad (1)$$

Переменные  $X_1 \dots X_8$  являются равновесными концентрациями  $[NH_4^+]$ ,  $[Fe^{2+}]$ ,  $[Fe^{3+}]$ ,  $[Mg^{2+}]$ ,  $[Ca^{2+}]$ ,  $[Al^{3+}]$ ,  $[SO_4^{2-}]$ ,  $[H^+]$ . Аналитическая концентрация катиона металла ( $Me$ ) с зарядом  $z+$ , независимо от формы нахождения, обозначена  $C^{Me^{z+}}$ .

В расчете используются 7 уравнений баланса по каждому из ионов  $[NH_4^+]$ ,  $[Fe^{2+}]$ ,  $[Fe^{3+}]$ ,  $[Mg^{2+}]$ ,  $[Ca^{2+}]$ ,  $[Al^{3+}]$ ,  $[SO_4^{2-}]$ , а в качестве восьмого – выступает баланс зарядов (2). Величины  $K_n^{уст.Me^q}$  являются полными константами устойчивости комплексов вида  $[Me(OH)_n]^q$ , где  $n$  – координационное число,  $q$  – заряд комплексной частицы. Полные константы устойчивости сульфатных комплексов обозначены  $K_n^{уст.[Me(SO_4)_n]^q}$ , их числовые значения взяты из работы [Зинченко, 2004].

$$\begin{aligned}
 & [\text{NH}_4^+] + \sum_0^1 (2-n)[\text{Fe}(\text{OH})_n^{2-n}] + \\
 & + \sum_0^2 (3-n)[\text{Al}(\text{OH})_n^{3-n}] + \sum_0^2 (3-n)[\text{Fe}(\text{OH})_n^{3-n}] + \\
 & + [\text{AlSO}_4^+] + [\text{FeSO}_4^+] + \sum_0^1 (2-n)[\text{Ca}(\text{OH})_n^{2-n}] + (2) \\
 & + \sum_0^1 (2-n)[\text{Mg}(\text{OH})_n^{2-n}] + C^{\text{Na}^+} + [\text{H}^+] = \\
 & = 2[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{HSO}_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{Al}(\text{SO}_4)_2^-] + [\text{Fe}(\text{SO}_4)_2^-].
 \end{aligned}$$

Для аммония и сульфата уравнения сохранения выглядят согласно (3), (4).

$$f^{\text{NH}_4^+}(X_1...X_8) = [\text{NH}_4^+] \left[ 1 + \frac{1}{K_{\text{NH}_4\text{OH}}^{\text{дис.}}} \frac{K_w}{[\text{H}^+]} \right] - C^{\text{NH}_4^+}. \quad (3)$$

$$\begin{aligned}
 f^{\text{SO}_4^{2-}}(X_1...X_8) &= [\text{SO}_4^{2-}] \left[ 1 + \frac{[\text{H}^+]}{K_{\text{HSO}_4^-}^{\text{дис.}}} + K^{\text{уст. FeSO}_4} [\text{Fe}^{2+}] + \right. \\
 &+ K^{\text{уст. MgSO}_4} [\text{Mg}^{2+}] + K^{\text{уст. CaSO}_4} [\text{Ca}^{2+}] + \\
 &+ \sum_{n=1}^2 n K_n^{\text{уст. Fe}^{3+}} [\text{Fe}^{3+} (\text{SO}_4)_n]^{3-2n} [\text{Fe}^{3+}] [\text{SO}_4^{2-}]^n + \\
 &+ \left. \sum_{n=1}^2 n K_n^{\text{уст. Al}^{3+}} [\text{Al}^{3+} (\text{SO}_4)_n]^{3-2n} [\text{Al}^{3+}] [\text{SO}_4^{2-}]^n - C^{\text{SO}_4^{2-}} \right]. \quad (4)
 \end{aligned}$$

Мольные доли различных конкретных форм  $\alpha_{[\text{MeX}_n^q]}$  находили по формуле (5), где  $[\text{MeX}_n^q]$  – равновесная концентрация комплекса,  $[\text{Me}^{z+}]$  – активность гидратированного катиона,  $[X]$  – активность свободного лиганда ( $\text{OH}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ). Согласно [Зинченко, 2004], были использованы коэффициенты активности.

$$\alpha_{[\text{MeX}_n^q]} = \frac{[\text{MeX}_n^q]}{C(\text{Me}^{z+})} = \frac{K_n^{\text{уст. Me}^{z+}} [\text{Me}^{z+}] [X]^n}{C(\text{Me}^{z+})}. \quad (5)$$

В поровых растворах, как правило, растворено несколько солей, поэтому для начала была решена задача о концентрационной зависимости собственного водородного показателя для каждой соли по отдельности. На втором этапе были рассчитаны значения водородного показателя для фазовых составов и концентраций, определенных экспериментально в поровых растворах исследованных точек. При этом был определен водородный показатель и найдены:

– мольные доли металлов в свободной (гидратированной) форме  $[\text{Me}^{z+}]$ ;

– мольные доли металлов, связанных в гидроксо-  $[\text{Me}(\text{OH})_n^q]$  и сульфатные  $[\text{Me}(\text{SO}_4)_m^q]$  комплексы;

– мольные доли протонированного сульфат-иона  $[\text{HSO}_4^-]$ ;

– мольные доли катиона аммония  $[\text{NH}_4^+]$  и его гидроксида  $[\text{NH}_4\text{OH}]$ .

Решение системы нелинейных уравнений было осуществлено с помощью программного обеспечения Mathcad 2000 с использованием встроенного алгоритма, реализующего метод Левенберга–Марквардта.

При подготовке и представлении материала авторы следовали следующей схеме: анализ солевого состава водной вытяжки → пересчет на состав порового раствора с использованием влажности глин → расчет концентрационной зависимости водородного показателя (рН) для каждой соли индивидуально → расчет водородного показателя (рН) для солевых смесей (аналогов минеральных ассоциаций) в поровом растворе.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Фазовый состав солей, полученных в результате выпаривания, изучался с помощью порошковой рентгенографии, наличие в составе минералов аммония и воды (включая гидроксильные группы) регистрировалось с помощью инфракрасной спектроскопии. Идентификация структурно идентичных минералов проведена по параметрам элементарной ячейки.

В табл. 1 представлен фазовый состав солей, полученных в результате выпаривания поровых растворов глин. В табл. 2 приведены данные об ионном составе поровых растворов и о солях, которые кристаллизуются при выпаривании. В составе раствора, как правило, несколько солей, которые представлены аналогами природных аммонийных и натриевых квасцов, минералов группы галотрихита, гипса, алуногена, мелантерита, ромбодлаза и вантгоффита. Обращает на себя внимание широкое распространение аммониевых сульфатов, минеральными аналогами которых являются (помимо упомянутого выше чермита) масканьит, коктаит и буссенготит (см. табл. 1).

Расчетные кривые зависимости водородного показателя от концентрации индивидуальных солей показаны на рис. 4. На графики не нанесены концентрационные зависимости для гипса и метавольфина, поскольку эти соли малорастворимы и в растворе находятся в незначительных концентрациях, вследствие чего не оказывают заметного влияния на водородный показатель поровых растворов. Отметим, что присутствие хорошо растворимых сульфатов несколько увеличивает раствори-

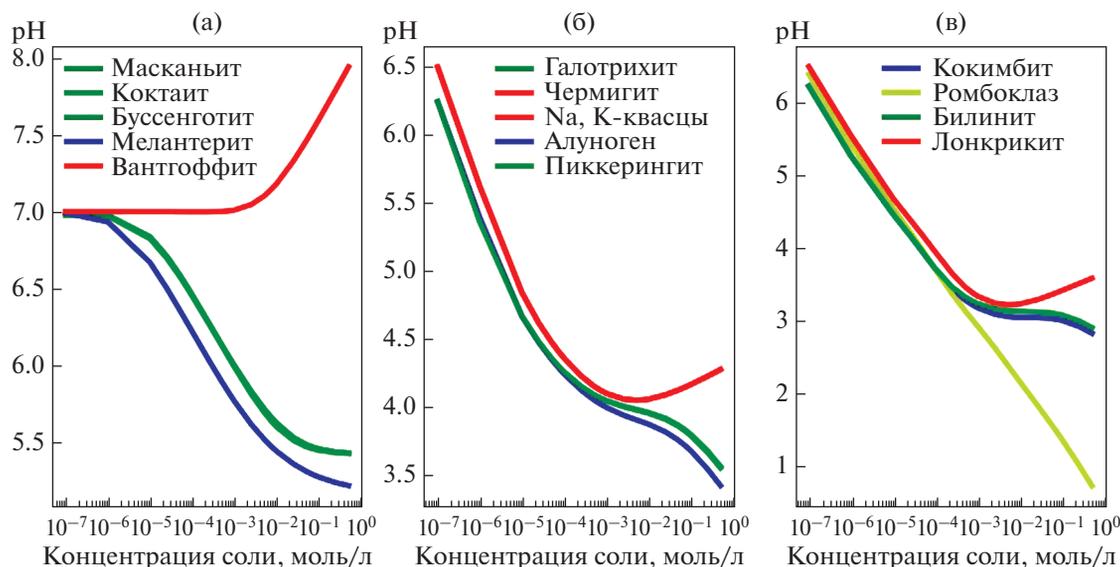


Рис. 4. Концентрационная зависимость водородного показателя для растворов солей Mg, Ca, Fe<sup>2+</sup>, (NH<sub>4</sub>)<sup>+</sup> (а), Al (б), Fe<sup>3+</sup> (в).

мость гипса и метавольфина за счет понижения водородного показателя и комплексообразования.

Для удобства восприятия кривые разделены на три группы, по близости значений водородного показателя при одинаковых концентрациях. Соли Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, (NH<sub>4</sub>)<sup>+</sup> показаны на рис. 4а, водородный показатель растворов этих солей близок к нейтральному, а в случае концентрированного раствора чистого вантгоффита — слабощелочному. На рис. 4б показаны зависимости для солей Al. Эта группа солей обладает сходным значением водородного показателя, обусловленным гидролизом катиона Al<sup>3+</sup>, причем кривые для разных солей практически сливаются. Примечательно, что наличие катиона NH<sub>4</sub><sup>+</sup> практически не влияет на водородный показатель раствора чермигита и его концентрационную зависимость. Самыми кислыми являются растворы солей Fe<sup>3+</sup> (см. рис. 4в), поскольку Fe<sup>3+</sup> подвергается гидролизу в гораздо большей степени, чем катионы Al<sup>3+</sup>.

В области разбавленных растворов (см. рис. 4), при содержаниях солей  $10^{-7}$ – $10^{-5}$  моль/л, что соответствует порядка 0.02–2 мг/л металла, зависимость водородного показателя растворов солей от концентрации близка к линейной для всех изученных составов. В данной области водородный показатель определяется гидролизом катионов Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> и в незначительной степени — гидролизом катиона Ca<sup>2+</sup>. При повышении концентрации соли, в диапазоне  $10^{-4}$ – $10^{-1}$  моль/л, для вантгоффита водородный показатель (см. рис. 4а) начинает слегка возрастать за счет протонирования сульфат-иона. Этот процесс доминирует над процессом образования гидросокомплексов

Mg<sup>2+</sup>, поэтому при высоких концентрациях сульфата (порядка 10 г/л и выше) водородный показатель слабощелочной (до 7.7). Для масканьита и двойных сульфатов аммония: буссенготита, коктаита (см. рис. 4а), при концентрациях порядка  $10^{-1}$  моль/л появляется небольшое плато, связанное с заметным протонированием сульфат-иона и гидролизом катиона NH<sub>4</sub><sup>+</sup>.

Для солей алюминия: чермигита, Na-квасцов, галотрихита, пиккерингита и алуногена (см. рис. 4б), при концентрациях порядка  $10^{-3}$  моль/л, наблюдается плато, при значении водородного показателя около 4. При этом водородный показатель изменяется слабо даже при изменении концентрации на несколько порядков, но в области разбавленных растворов зависимость водородного показателя от концентрации близка к линейной. Плато обусловлено образованием сульфатных комплексов Al<sup>3+</sup> и протонированием сульфат-иона, эти процессы начинают играть заметную роль при концентрации соли порядка  $10^{-3}$  моль/л и выше.

Идентичная ситуация наблюдается для таких сульфатов железа как билинит, кокимбит и лонкрикит (см. рис. 4в). В области разбавленных растворов концентрационная зависимость водородного показателя практически линейная, при концентрации порядка  $10^{-2}$  моль/л падение водородного показателя с ростом содержания соли замедляется и начинается плато при значении водородного показателя порядка 3.5.

Немонотонность зависимости водородного показателя от концентрации соли для квасцов (см. рис. 4б, в) связана с тем, что при высоких содержаниях соли над гидролизом Al (а в случае

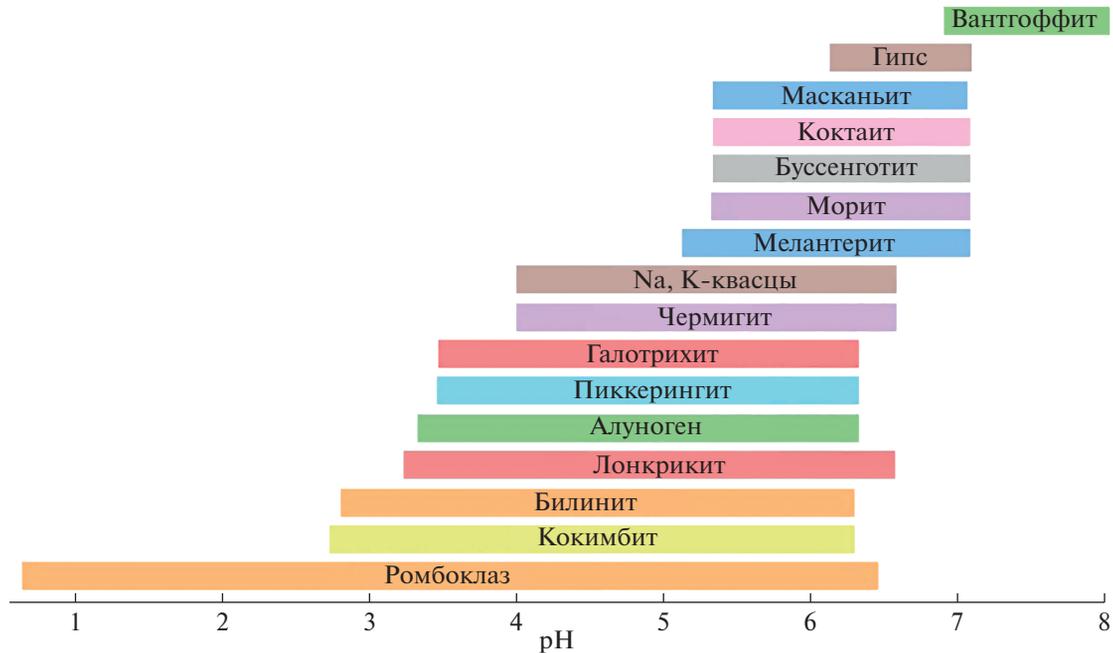


Рис. 5. Диапазоны водородного показателя (рН) растворов для индивидуальных солей в области концентраций  $10^{-7}$ –1 моль/л.

лонкрикита, над гидролизом  $\text{Fe}^{3+}$ ) начинает доминировать связывание Al (для лонкрикита – связывание  $\text{Fe}^{3+}$ ) в сульфатные комплексы и протонирование сульфат-иона, это не только компенсирует понижение водородного показателя, но и приводит к его незначительному возрастанию с ростом концентрации соли. В случае алуногена и минералов группы галотрихита (см. рис. 4б) такого возрастания водородного показателя не наблюдается, поскольку большая часть сульфат-иона связывается в комплексы с двух- и трехвалентными металлами, и протонирование сульфата протекает в незначительной степени.

Для ромбоклаза (см. рис. 4в) водородный показатель почти линейно уменьшается с ростом концентрации соли во всем диапазоне концентраций, несмотря на образование сульфатных комплексов  $\text{Fe}^{3+}$ . Это происходит в связи с тем, что ромбоклаз является кислым сульфатом, содержащим гидроксоний,  $\text{H}_3\text{O}^+$ . Сульфаты  $\text{Fe}^{3+}$  и Al в растворах качественно ведут себя сходно, а различия между концентрационными зависимостями – количественные и обусловлены различиями в значениях констант устойчивости комплексов.

Нелинейность и немонотонность изменения водородного показателя солевых растворов при изменении концентрации солей обуславливают буферное действие поровых растворов, когда при разбавлении или концентрировании (высыхании) раствора водородный показатель изменяется сравнительно слабо.

## ОБСУЖДЕНИЕ

### *Кристаллизация и водородный показатель растворов индивидуальных солей*

На рис. 5 показаны пределы изменения водородного показателя для растворов чистых солей в широком диапазоне концентраций. Для вантгоффита концентрированные растворы имеют водородный показатель около 8, разбавленные растворы имеют водородный показатель, близкий к нейтральному. Для остальных минералов, включая гипс (для него значения водородного показателя концентрированных растворов рассчитаны гипотетически, как если бы он был хорошо растворим и приведен для сравнения), концентрированный раствор соответствует более низкому значению водородного показателя. Водородный показатель поровых растворов в большинстве своем варьирует от слабокислого до кислого и определяется природой соли.

Кристаллизация соли начинается при пересечении раствором линии насыщения по данному компоненту, это происходит в процессе испарения порового раствора вблизи и на дневной поверхности и, как следствие, к его концентрированию. Отметим, что большинство обнаруженных сульфатов хорошо растворимы в воде и переходят в раствор, а также кристаллизуются конгруэнтно. Исключение представляют сульфаты  $\text{Ca}^{2+}$  (малорастворимые) и метавольтин, для которого, исходя из его идеальной формулы  $\text{K}_2\text{Na}_6\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_6^{3+}\text{O}_2(\text{SO}_4)_{12} \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ , можно

предположить инконгруэнтный характер растворимости.

Водородный показатель растворов сульфатов  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  находится в диапазоне от 5 до 7, в зависимости от концентрации присутствующих в растворе ионов: чем выше концентрация, тем ниже водородный показатель, но он все равно близок к нейтральному. Для изученных нами образцов природными (минеральными) представителями могут являться буссенготит, коктаит, масканьит и мелантерит, гипс и продукты его дегидратации, вероятно морит. Кристаллизация этих сульфатов происходит в слабощелочных и близонейтральных растворах, в диапазоне водородного показателя от 5 до 5.5. Для чистого безводного сульфата Na, Mg – вантгоффита, растворы имеют близкий к нейтральному, а в случае концентрированных растворов – слабощелочной водородный показатель. При этом кристаллизация вантгоффита начинается при сравнительно высоких значениях водородного показателя, около 7–8.

Кристаллизация гидратированных сульфатов Al: чермита, алюмокалиевых и алюмонатриевых квасцов вероятно из растворов, имеющих водородный показатель около 4, это значение характерно для концентрированных растворов квасцов. Концентрационная зависимость водородного показателя для квасцов немонотонна, в области разбавленных растворов водородный показатель линейно уменьшается с ростом концентрации от значения 6.5 ( $10^{-7}$  моль/л), затем, при концентрации порядка  $10^{-3}$ – $10^{-2}$  моль/л, медленно изменяется с выходом на плато, а в области  $10^{-2}$ – $10^{-1}$  моль/л начинает возрастать. Сходные зависимости наблюдаются для галотрихита, пиккерингита и алуногена за одним исключением – для них концентрационная зависимость водородного показателя монотонна и не возрастает в области концентрированных растворов, поэтому их кристаллизация может начинаться при значении водородного показателя не более 3.5.

Гидратированные сульфаты  $\text{Fe}^{3+}$  характеризуются наиболее широкими вариациями водородного показателя. Кристаллизация кокимбита и билинита может происходить при значении водородного показателя не выше 3 и концентрации соли в растворе порядка 1 моль/л. Если поровый раствор сильно разбавлен, то его водородный показатель близок к нейтральному, составляя порядка 6.5 (при концентрации соли в растворе порядка  $10^{-7}$  моль/л). При испарении такого раствора на поверхности глинистых плащей водородный показатель понижается, выходя на плато со значением около 3. Напротив, концентрирование ромбозовых растворов приводит к резкому понижению водородного показателя, до значений порядка 1 (при концентрации соли в растворе 1 моль/л) или ниже. Разбавленный же раствор ромбоза будет иметь водородный показатель близкий к

нейтральному, около 6.5, концентрация соли в растворе около  $10^{-7}$  моль/л. Причина в том, что ромбоз является кислым сульфатом, а билинит и кокимбит – средними сульфатами.

*Зависимость водородного показателя от концентрации солей в растворе для минеральных ассоциаций*

При совместном присутствии в растворе, в зависимости от концентрации, соли определяют значение водородного показателя в диапазоне от 3 до 5 (см. табл. 1), наличие катиона  $(\text{NH}_4)^+$  практически не влияет на водородный показатель растворов с солями  $\text{Al}^{3+}$ . Ромбоз встречается не слишком часто в тех растворах, в которых он зафиксирован, расчетный водородный показатель ниже 3. Среди изученных нами точек оказалось всего две, где обнаружен ромбоз (см. табл. 1): НК–5/18 и ЮКЦ–7/18Г со значениями водородного показателя 1.7 и 2.5 соответственно (см. табл. 1). Для наиболее кислого порового раствора ( $\text{pH} = 1.7$ ) характерно образование ассоциации из трех гидратированных сульфатов  $\text{Fe}^{3+}$ : кокимбит, билинит и ромбоз. В точке ЮКЦ–7/18Г ( $\text{pH} = 2.5$ ) образуется смесь гидратированного сульфата  $\text{Fe}^{3+}$  – ромбоза с алуногеном, мелантеритом, вантгоффитом, пиккерингитом и буссенготитом.

Для большинства точек водородный показатель варьирует в интервале 3.8–4.5. Из раствора со значением водородного показателя 3.8 кристаллизовались масканьит, билинит, а с исходным значением 3.9 – буссенготит и метавольтин. Для диапазона значений водородного показателя от 4 до 4.5 характерно образование ассоциаций с чермитом при различных содержаниях последнего, от почти чистого чермита ( $\text{pH} = 4.2$ ) через ассоциацию чермит, буссенготит,  $\pm$  гипс ( $\text{pH} = 4.2$ – $4.4$ ), до комплексной ассоциации: квасцы, галотрихит/пиккерингит, мелантерит/масканьит, буссенготит/гипс ( $\text{pH} = 4.0$ – $4.4$ ).

Преимущественно галотрихитовые ассоциации в растворе обуславливают водородный показатель в диапазоне от 4 до 4.5. Ассоциация галотрихита, чермита, алуногена кристаллизуется из раствора, имеющего водородный показатель около 4.1. Из раствора с наиболее высоким для данной серии водородным показателем, составляющим 4.5, сформировалась ассоциация бассанит, масканьит, квасцы галотрихит, пиккерингит. Бассанит является продуктом дегидратации гипса, поэтому при невысоких температурах из раствора выкристаллизовалась бы ассоциация с гипсом вместо бассанита.

Для шести исследованных точек состав порового раствора оказался в диапазоне водородного показателя от 5.6 до 5.9. Для данного диапазона значений наиболее типична оказалась ассоциа-

ция масканьит, коктаит, буссенготит, образующаяся при  $\text{pH} = 5.5\text{--}5.7$ , а чистый масканьит обусловил  $\text{pH} = 5.9$ . Для двух точек с  $\text{pH} = 5.6$  ассоциация следующая: масканьит, коктаит, вантгоффит,  $\pm$  буссенготит. Таким образом, аммониево-сульфатная минерализация имеет тенденцию к проявлению при водородном показателе порового раствора от 5.6 до 5.9, при условии, что соли  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  не являются доминирующими в сухом остатке.

Водородный показатель растворов определяется наиболее сильно гидролизующимся ионом, но в сложных смесях, которыми являются поровые растворы, играет роль и относительное содержание солей. Например, почти десятикратное превышение концентрации квасцов над концентрацией билинита приводит к тому, что ведущая роль в обеспечении водородного показателя принадлежит чермигиту и Na-квасцам (точка НК-2/18-1,  $\text{pH} = 4.0$ ), хотя растворы билинита более кислые (при прочих равных условиях).

*Сравнение фазообразования из гидротермальных растворов с обстановками техногенного кислотного выщелачивания*

Процессы образования солей на поверхности термальных полей можно сравнить с процессами техногенного кислотного выщелачивания, которые более широко изучены. Обстановки техногенного кислотного выщелачивания, как правило, связаны с добычей сульфидных минералов, в результате чего происходит окисление рудных минералов на воздухе с образованием серной кислоты, что при участии метеорных или природных вод приводит к образованию кислых растворов. На поверхности термальных полей, изученных в данной работе, и в обстановках техногенного кислотного выщелачивания происходит образование солевого сульфатного покрова за счет выпаривания кислого раствора, растворяющего сульфиды. Так, бассейн р. Рио Тинто (Уэльва, Испания) пролегает в Иберийском пиритовом поясе, что приводит к окислению вод до значения водородного показателя 2.2 на протяжении 100 км [Rull et al., 2014].

На настоящий момент нам известна одна работа [Rull et al., 2014], в которой смоделирован рост вторичных сульфатов, полученных при выпаривании кислых вод р. Рио Тинто на различных субстратах: стекло, Al, пирит и Zn. При выращивании на стекле получены фазы, минеральными аналогами которых являются члены группы копиапита, кокимбит, гематит, роценит, ссомольнокит, ромбоклаз и метавольтин. На алюминиевой подложке получены аналоги минералов группы копиапита, ромбоклаз, роценит, ссомольнокит, а также эпсомит, кварц и такие фазы с видообразующим Al, как алуноген, галотрихит и вольтаит.

При выращивании на пиритовой подложке зарегистрирован лишь феррикопиаптит, а на цинковой — эпсомит, алюминит и аналоги минералов группы копиапита. На основании работы [Rull et al., 2014] можно заключить, что фазовый состав смесей солей, полученных в результате выпаривания природных вод р. Рио Тинто, схож с полученными при выпаривании природного кислого гидротермального раствора, циркулирующего в приповерхностной части термальных полей, приуроченных к Паужетской, Кошелевской и Камбальной гидротермальным системам. В обоих случаях обнаружены такие фазы, как галотрихит, алуноген, ромбоклаз, кокимбит и метавольтин. Существенным отличием между фазами, полученными в двух различных геологических обстановках, является широкое распространение аммония в гидротермальном растворе термальных полей, что является их уникальной особенностью.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поровых растворах глин термальных полей Южной Камчатки преобладают сульфаты, часто встречается аммоний. В растворах, в которых преобладают сульфаты магния, кальция, аммония (коктаит, буссенготит, масканьит), водородный показатель растворов близок к слабокислому и нейтральному, лежит в пределах 5.6–5.9. Процессы, которые его определяют — это гидролиз катиона аммония и в значительно меньшей степени образование гидросокомплексов магния, кальция, а также протонирование сульфат-иона. Высыхание таких растворов, и связанное с этим концентрирование, приведет к незначительному понижению водородного показателя, до значений около 5.2, и кристаллизации ассоциаций, состоящих из масканьита, вантгоффита, коктаита, буссенготита, мелантерита, возможен гипс или его дегидратированные формы. Соли, содержащие  $\text{Al}^{3+}$  и/или  $\text{Fe}^{3+}$ , в этих ассоциациях будут в подчиненном количестве либо отсутствовать.

Для растворов, содержащих преимущественно чермигит, галотрихит и алуноген, водородный показатель находится в пределах 3.9–4.2. Эти значения достигаются, в основном, благодаря связыванию катиона  $\text{Al}^{3+}$  в гидросокомплексы, гидролиз же двухвалентных катионов и аммония не дает существенного вклада в общее понижение водородного показателя. Высыхание таких растворов, и связанное с этим концентрирование, приведет к незначительному понижению водородного показателя (менее чем на 0.5) и кристаллизации чермигит-галотрихитовой ассоциации с минералами  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $(\text{NH}_4)^+$ . Могут присутствовать соли  $\text{Fe}^{3+}$ , но в малом количестве относительно солей алюминия.

Гидролиз катиона  $\text{Fe}^{3+}$  протекает в большей степени, чем катиона  $\text{Al}^{3+}$ , поскольку гидросо-

комплексы  $[\text{Fe}^{3+}(\text{OH})_n]^{3-n}$  более прочные, это определяет то, что растворы, содержащие  $\text{Fe}^{3+}$ , более кислые по сравнению с аналогичными растворами  $\text{Al}$ , что и наблюдается в случае растворов с преобладанием ромбиклаза, билинита и кокимбита. Высыхание растворов с преобладанием сульфатов  $\text{Fe}$  сопровождается понижением водородного показателя до 3, а в присутствии ромбиклаза до 1, и кристаллизацией сульфатов  $\text{Fe}^{3+}$ . При этом, наряду с солями  $\text{Fe}^{3+}$ , в ассоциации могут присутствовать такие минералы, как галотрихит, масканьит, гипс, поскольку за водородный показатель отвечают соли  $\text{Fe}^{3+}$ , а не соли  $\text{Al}^{3+}$ . В присутствии нескольких растворенных солей водородный показатель определяется общей концентрацией солей и природой доминирующей соли.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания и идеи, положительно сказавшиеся на качестве данной рукописи.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые работы и первичная (полевая) подготовка проб выполнены при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00102; лабораторные исследования и их интерпретация выполнены в рамках гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук МК-3246.2019.5 с использованием оборудования Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.

*Вергасова Л.П., Филатов С.К.* Опыт изучения вулканогенно-эксгальационной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17.

Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Под ред. В.М. Сугробова. Владивосток: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 143–178.

*Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нурдаев А.А.* Извержение вулкана Камбальный в 2017 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 2. С. 263–267.

*Зинченко А.В., Изотова С.Г., Румянцев А.В.* Новый справочник химика и технолога. Химическое равновесие. Свойства растворов. СПб.: Изд-во “Профессионал”, 2004. 998 с.

*Знаменский В.С., Коржинский М.А., Штейнберг Г.С. и др.* Рениит,  $\text{ReS}_2$ -природный дисульфид рения из fumarol вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // Записки Российского минералогического общества. 2005. Т. 134. № 5. С. 32–40.

*Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нурдаев А.А.* Геохимия парогид-ротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41–56.

*Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.

*Пеков И.В., Азаханов А.А., Зубкова Н.В. и др.* Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5/6. С. 826–843.

*Пийн Б.И.* Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.

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

*Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др.* Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

*Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Сергеева А.В., Нурдаев И.А.* Состав пепла вулкана Камбальный (извержение 2017 г.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 13–27.

*Adams P.M., Lynch D.K., Buckland K.N. et al.* Sulfate mineralogy of fumaroles in the Salton Sea Geothermal Field, Imperial County, California // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2017. V. 347. P. 15–43.

*Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P. et al.* Fumarolic minerals: An overview of active European volcanoes // Updates in Volcanology-From Volcano Modelling to Volcano Geology. London: IntechOpen, 2016. P. 267–322.

*Birnie R.W., Hughes J.M.* Stoiberite,  $\text{Cu}_5\text{V}_2\text{O}_{10}$ , a new copper vanadate from Izalco volcano, El Salvador, Central America // Am. Mineral. 1979. V. 64. № 9–10. P. 941–944.

*Bish D.L.* Rietveld refinement of the kaolinite structure at 1.5K // Clays Clay Miner. 1993. V. 41. Iss. 6. P. 738–744.

*Campostrini I., Demartin F., Russo M.* Sbacchite,  $\text{Ca}_2\text{AlF}_7$ , a new fumarolic mineral from the Vesuvius volcano, Napoli, Italy // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. № 1. P. 153–158.

*Cavalazzi B., Barbieri R., Gómez F. et al.* The Dallol geothermal area, Northern Afar (Ethiopia) – An exceptional planetary field analog on Earth // Astrobiology. 2019. V. 19. № 4. P. 553–578.

*Chaplygin I.V.* Ore Mineralization of High-Temperature Fumaroles of Kudriavy Volcano (Iturup Island, Kurile Islands) / Ph. D. thesis. 2009. P. 24.

*Ciesielczuk J., Žaba J., Bzowska G. et al.* Sulphate efflorescences at the geyser near Pinchollo, southern Peru // J. of South American Earth Sciences. 2013. V. 42. P. 186–193.

*Demartin F., Campostrini I., Castellano C., Russo M.* Parascandolaite,  $\text{KMgF}_3$ , a new perovskite-type fluoride from Vesuvius // Phys. Chem. Miner. 2014. V. 41. № 6. P. 403–407.

*Demartin F., Castellano C., Campostrini I.* Acmonidesite, a new ammonium sulfate chloride from La Fossa crater, Vulcano, Aeolian Islands, Italy // Mineral. Mag. 2019. V. 83. № 1. P. 137–142.

*Demartin F., Castellano C., Gramaccioli C.M.* Campostrinite,  $(\text{Bi}^{3+}, \text{Na})_3(\text{NH}_4, \text{K})_2\text{Na}_2(\text{SO}_4)_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , a new sulfate isostructural with görgeyite, from La Fossa Crater, Vulcano, Aeolian Islands, Italy // Mineral. Mag. 2015. V. 79. № 4. P. 1007–1018.

*Fernández-Remolar D.C., Morris R.V., Gruener J.E. et al.* The Río Tinto Basin, Spain: mineralogy, sedimentary geobiology, and implications for interpretation of outcrop rocks at Meridiani Planum, Mars // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. № 1. P. 149–167.

*Garavelli A., Pinto D., Mitolo D., Bindi L.* Leguernite,  $\text{Bi}_{12.67}\text{O}_{14}(\text{SO}_4)_5$ , a new Bi oxysulfate from the fumarole deposit of La Fossa crater, Vulcano, Aeolian Islands, Italy // Mineral. Mag. 2014. V. 78. № 7. P. 1629–1645.

- Hughes J.M., Birnie R.W.* Ziesite,  $\beta$ - $\text{Cu}_2\text{V}_2\text{O}_7$ , a new copper vanadate and fumarole temperature indicator // *American Mineralogist*. 1980. V. 65. № 11–12. P. 1146–1149.
- Hughes J.M., Hadidiacos C.G.* Fingerite,  $\text{Cu}_{11}\text{O}_2(\text{VO}_4)_6$ , a new vanadium sublimate from Izalco volcano, El Salvador: descriptive mineralogy // *Am. Mineral*. 1985. V. 70. № 1–2. P. 193–196.
- Hughes J.M., Christian B.S., Finger L.W., Malinconico L.L.* Mcbirneyite,  $\text{Cu}_3(\text{VO}_4)_2$ , a new sublimate mineral from the fumaroles of Izalco Volcano, El Salvador // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987a. V. 33. № 1–3. P. 183–190.
- Hughes J.M., Starkey S.J., Malinconico M.L., Malinconico L.L.* Lyonsite,  $\text{Cu}_3^{2+}\text{Fe}_4^{3+}(\text{VO}_4)_6^{3-}$ , a new fumarolic sublimate from Izalco Volcano, El Salvador; descriptive mineralogy and crystal structure // *Am. Mineral*. 1987b. V. 72. № 9–10. P. 1000–1005.
- Korzhinsky M.A., Tkachenko S.I., Shmulovich K.I. et al.* Discovery of a pure rhenium mineral at Kudriavoy volcano // *Nature*. 1994. T. 369. № 6475. P. 51–52.
- Luo L., Wen H., Zheng R. et al.* Subaerial sulfate mineral formation related to acid aerosols at the Zhenzhu Spring, Tengchong, China // *Mineral. Mag.* 2019. V. 83. № 3. P. 381–392.
- McHenry L.J., Carson G.L., Dixon D.T., Vickery C.L.* Secondary minerals associated with Lassen fumaroles and hot springs: Implications for martian hydrothermal deposits // *Am. Mineral*. 2017. V. 102. № 7. P. 1418–1434.
- Pekov I.V., Agakhanov A.A., Zubkova N.V. et al.* Oxidizing-type fumaroles of the Tolbachik Volcano, a mineralogical and geochemical unique // *Russ. Geol. Geophys.* 2020. V. 61. № 5–6. P. 675–688.
- Pinto D., Garavelli A., Mitolo D.* Baličžuničite,  $\text{Bi}_2\text{O}(\text{SO}_4)_2$ , a new fumarole mineral from La Fossa crater, Vulcano, Aeolian Islands, Italy // *Mineral. Mag.* 2014. V. 78. № 4. P. 1043–1055.
- Rietveld H.M.* A profile refinement method for nuclear and magnetic structures // *J. Applied Crystallography*. 1969. T. 2. № 2. P. 65–71.
- Robinson P.D., Hughes J.M., Malinconico M.L.* Blossite,  $\alpha$ - $\text{Cu}_2^{2+}\text{V}_2^{5+}\text{O}_7$ , a new fumarolic sublimate from Izalco Volcano, El Salvador // *Am. Mineral*. 1987. V. 72. № 3–4. P. 397–400.
- Rodríguez A., van Bergen M.J.* Volcanic hydrothermal systems as potential analogues of Martian sulphate-rich terrains // *Netherlands J. Geosci.* 2016. V. 95. № 2. P. 153–169.
- Rossi M., Nestola F., Zorzi F. et al.* Ghiaraite: A new mineral from Vesuvius volcano, Naples (Italy) // *Am. Mineral*. 2014. V. 99. № 2–3. P. 519–524.
- Rull F., Guerrero J., Venegas G. et al.* Spectroscopic Raman study of sulphate precipitation sequence in Rio Tinto mining district (SW Spain) // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2014. V. 21. № 11. P. 6783–6792.
- Sergeeva A.V.* Infrared Spectra of Alunite-Group Minerals Formed on Thermal Fields // *J. of Applied Spectroscopy*. 2019. V. 86. № 3. P. 371–378.
- Sergeeva A.V., Zhitova E.S., Bocharov V.N.* Infrared and Raman spectroscopy of tschermigite,  $(\text{NH}_4)\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  // *Vib. Spectrosc.* 2019. V. 105. Iss. 102983. P. 1–9.
- Sergeeva A.V., Zhitova E.S., Nuzhdaev A.A. et al.* Infrared and Raman Spectroscopy of Ammoniovoltaite,  $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{Al}(\text{SO}_4)_{12}(\text{H}_2\text{O})_{18}$  // *Minerals*. 2020. V. 10. № 9. Iss. 781. P. 1–14.
- Zelenski M., Bortnikova S.* Sublimate speciation at Mutnovsky volcano, Kamchatka // *Eur. J. Mineral*. 2005. V. 17. № 1. P. 107–118.
- Zhitova E.S., Sergeeva A.V., Nuzhdaev A.A. et al.* Tschermigite from thermal fields of southern Kamchatka: High-temperature transformation and peculiarities of IR-spectrum // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*. 2019. V. 148. № 1. P. 100–116.
- Zhitova E.S., Siidra O.I., Belakovskiy D.I. et al.* Ammoniovoltaite,  $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}_5^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{Al}(\text{SO}_4)_{12}(\text{H}_2\text{O})_{18}$ , a new mineral from the Severo-Kambalny geothermal field, Kamchatka, Russia // *Mineral. Mag.* 2018. V. 82. № 5. P. 1057–1077.

## Modeling the Mineral Formation Process on Thermoanomalies with Ammonium-Sulphate Thermal Waters: The Role of Acidity (pH)

A. V. Sergeeva<sup>1, \*</sup>, E. S. Zhitova<sup>1</sup>, A. A. Nuzhdaev<sup>1</sup>, and M. A. Nazarova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

\*e-mail: [anastavalers@gmail.com](mailto:anastavalers@gmail.com)

The phase composition of salt mixtures obtained by evaporation of pore solutions of clays formed in the thermal fields of South Kamchatka with discharge of slightly acidic sulphate waters was studied in this work. Among the salts obtained, the most common phases are those whose mineral analogs are tschermigite, halotrichite, boussingaultite, mascagnite; less widespread are gypsum, koktaite, aluminum-sodium alum and alunogen; even rarer are melanterite, rhomboclase, vanthoffite, coquimbite and bilinite, as well as pickeringite and metavoltine. The hydrolysis of ions of dissolved salts determines the pH value of the pore solutions. Crystalline hydrates of  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , which in nature are represented by such minerals as boussingaultite, koktaite, mascagnite and melanterite, are formed in the pH range = 4.5–7, and vanthoffite,  $\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$ , crystallizes from solutions with pH = 7–8. Hydrated Al sulfates: tschermigite, K- and Na-alum crystallize at pH ~ 4, crystallization of halotrichite, pickeringite and alunogen begins at pH < 3.5. Sulfate solutions containing  $\text{Fe}^{3+}$  have a lower pH value than Al sulfate solutions of the same concentration. A concentrated solution of rhomboclase has a pH of ~1, while concentrated solutions of coquimbite and bilinite have a pH of ~3 and below. The paper also presents the calculated values of the pH of pore solutions for mixtures, salts evaporated from it. In the case of several salts, the pH of a solution is determined by its concentration and the relative content of sulfates.

**Keywords:** thermal field, pore solution, protolytic equilibrium, hydrolysis, mineral formation, thermal waters, acidity, sulfates, ammonium

УДК 553.06(553.07)

## ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕВЕНРЕКАН (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ): ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ, ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, ВОЗРАСТ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

© 2022 г. В. В. Прийменко<sup>a, \*</sup>, А. Н. Глухов<sup>a, \*\*</sup>, В. В. Акинин<sup>a, \*\*\*</sup>, М. И. Фомина<sup>a, \*\*\*\*</sup>,  
Т. И. Михалицына<sup>a, \*\*\*\*\*</sup>, А. В. Пономарчук<sup>b, \*\*\*\*\*</sup>, Г. О. Ползунов<sup>a, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

<sup>b</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

\*e-mail: priyemenkovladimir@gmail.com

\*\*e-mail: gluhov76@list.ru

\*\*\*e-mail: akinin@neisri.ru

\*\*\*\*e-mail: mij-74@yandex.ru

\*\*\*\*\*e-mail: tim\_66@mail.ru

\*\*\*\*\*e-mail: antponomar@gmail.com

\*\*\*\*\*e-mail: gennadiy\_mag@mail.ru

Поступила в редакцию 22.06.2021 г.

После доработки 25.07.2021 г.

Принята к публикации 25.10.2021 г.

Изучен вещественный состав руд и рудовмещающие породы Au–Ag месторождения Невенрекан. Дано петрографическое описание пород и их метасоматические изменения в пределах рудного поля, текстурно-структурные особенности руд. Выделены два гипогенных этапа рудообразования. На первом, эпитермальном вулканогенном этапе, были сформированы адуляр-карбонат-кварцевые жилы и окolorудные метасоматиты кварц-гидрослюдистого состава, полисульфидная и золото-сульфосольная минерализация, обширные ореолы каолинитизации, которая с глубиной сменяется на хлоритизацию и карбонатизацию. На втором этапе в результате контактового воздействия гранитоидного плутона формировались Те-, Вi-, и Sn-содержащие минеральные парагенезисы, окварцевание, эпидотизация, серицит-кварцевые изменения вмещающих пород. Показана последовательность образования парагенетических ассоциаций минералов. Сделан вывод, что месторождение представляет собой полиформационный объект; аналогов которому в пределах Эвенского рудного района нет. Возраст эпитермальной минерализации, определенный <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом по адуляру рудной жилы составил  $79.4 \pm 1.0$  млн лет, что согласуется с возрастом ряда крупных эпитермальных золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканоплутономическом поясе.

**Ключевые слова:** золото, эпитермальное оруденение, минералогия, возраст, ОЧВП

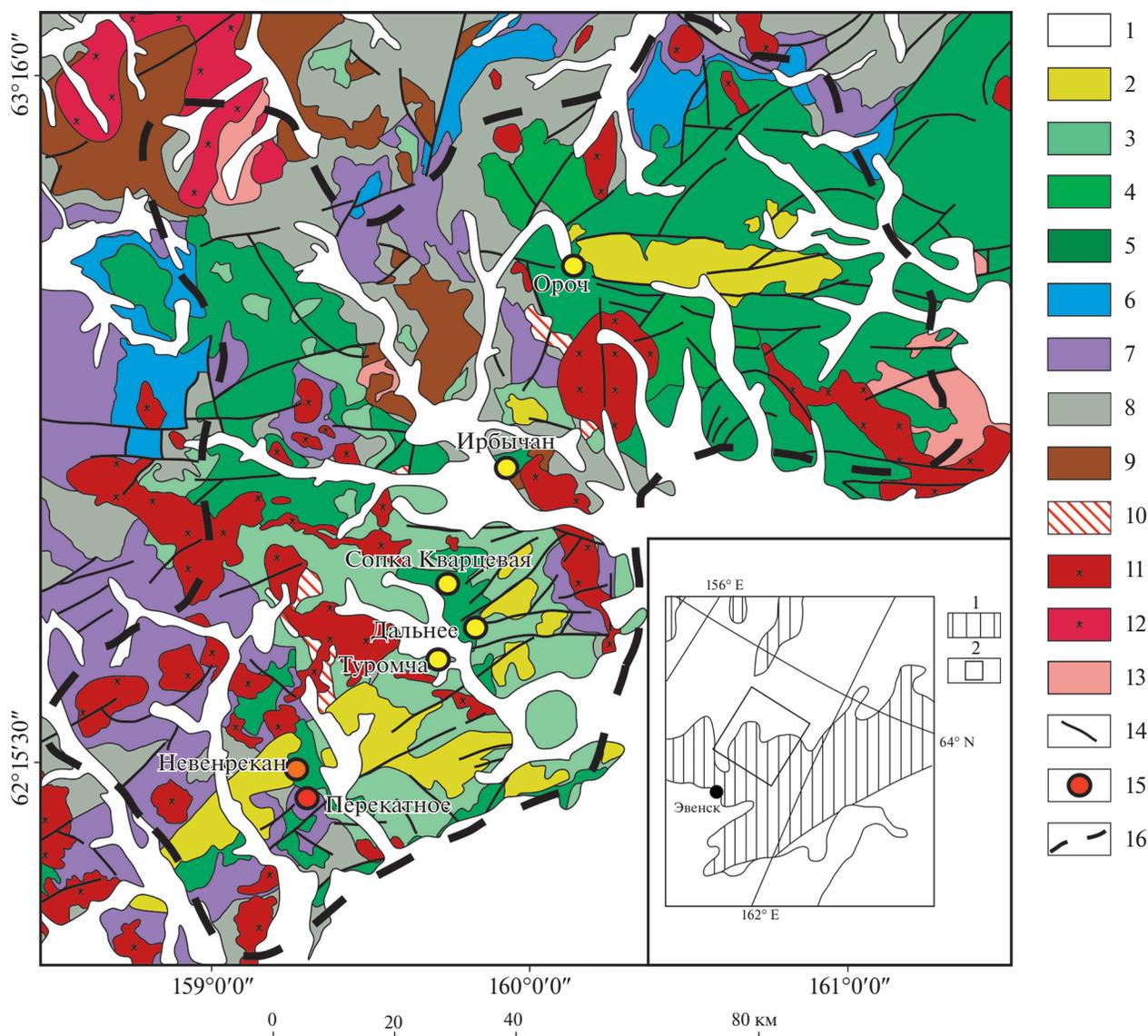
**DOI:** 10.31857/S0203030622010059

### ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Невенрекан расположено на юго-западе Эвенского рудного района (рис. 1). За всю историю эксплуатации Au–Ag (2006–2021 гг.) месторождений Эвенского рудного района (Сопка Кварцевая, Дальнее, Ороч) добыто более 25 т условного золота: подготавливаются к эксплуатации Au–Ag месторождения Ирбычан и Невенрекан. В 2013 г. была завершена разведка месторождения Перекатное (см. рис. 1), запасы золота кото-

рого составили около 108 т (<https://www.nedradv.ru/>, обращение за информацией на сайт 19.07.2021 г.).

Месторождение Невенрекан открыто при геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 50000 (под руководством А.Г. Чернявского) в 1974 г. Запасы золота категории С<sub>2</sub> составили 4.3 т, серебра 430 т (авторский подсчет Н.В. Шаповалова, 1982 г.); прогнозные ресурсы золота – 4.2 т, серебра – 300 т – согласно данным опубликованным на официальном сайте компании (<https://www.polymetalinternational.com/>, обращение за информацией на

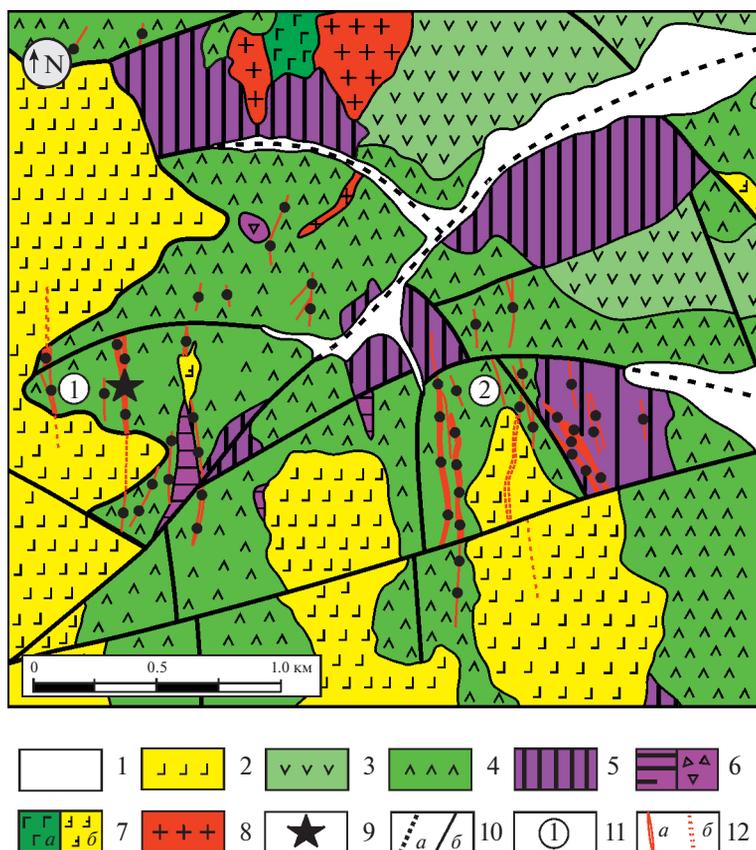


**Рис. 1.** Геологическая карта Эвенского рудного района составлена с использованием материалов В.М. Кузнецова и др., 1998 г. и Р.Г. Кравцовой [2010] с незначительными изменениями и добавлениями. 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2 – постсубдукционные эоценовые? андезибазальты (платобазальты) стадии растяжения и трансляции; 3–5 –стратифицированные вулканы позднего (3) и раннего (5) этапов эволюции ОЧВП и нерасчлененные вулканы (4); 6, 7 – выходы терригенных, карбонатных, вулканогенно-терригенных пород; 6 – юрские, 7 – триасовые; 8 – выходы позднепалеозойских терригенных, карбонатных, вулканогенно-терригенных пород; 9 – вулканы Кедонской серии; 10–12 – преимущественно гранитоидные интрузии: 10 – гипабиссальные, 11 – абиссальные меловые, 12 – раннепалеозойские; 13 – архей-протерозойский фундамент; 14 – разломы; 15 – месторождения; 16 – границы Эвенского рудного района. На врезке – схема тектонического районирования ОЧВП [Акинин, Миллер, 2011]: 1 – ОЧВП, 2 – границы участка карты.

сайт 15.07.2021 г.) суммарные минеральные ресурсы составили 242 тыс. тройских унций (7.5 т) условного золота, со средним содержанием 19.3 г/т. Лицензия на освоение месторождения принадлежит компании ООО “ОЗРК”, дочернего предприятия компании “Полиметалл”.

Ранее нами были охарактеризованы региональная геолого-структурная позиция, геохимические особенности, кратко – минералогия руд

[Прийменко и др., 2020]. По этим данным намечено два этапа образования руд месторождения. На первом – вулканогенном – формировалась эпитермальная Au–Ag минерализация, на втором – плутоногенном – золото-редкометалльная. В данной статье авторы развивают эту модель на основе детального изучения вещественного состава руд, вмещающих и окolorудно-измененных пород, возраста Au–Ag минерализации и ее связи с магматизмом Туромчинской вулканоструктуры.



**Рис. 2.** Геологическая карта в пределах площади рудных зон № 1 и № 2 составлена с использованием материалов А.Г. Чернявского, 1974 г. и Н.Г. Шаповалова, 1982 г. с незначительными изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальты палеогена?; 3, 4 – стратифицированные вулканиты вархаламской толщи: 3 – андезиты верхней пачки, 4 – игнимбриты и туфы риодацитов нижней пачки; 5 – андезиты субвулканические; 6 – субвулканические дациты (а) и жерловые брекчии дацитов (б); 7 – габбро (а) и дайки базальта (б); 8 – гранитоиды; 9 – место отбора образцов на выделение жильного адуляра для Ar–Ar датирования (см. рис. 5а, б); 10 – основные системы разломов (а) и предполагаемые (б); 11 – рудные зоны № 1 и № 2; 12 – рудные тела и жильные зоны (а) и перекрытые платобазальтами части (б).

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены материалы, полученные авторами в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН. Полевые работы проводились в 2013 и 2018–2019 гг.; пробы и образцы отбирались из естественных обнажений и керн скважин, полотно и бортов канав. Изучение минерального состава руд осуществлялось на оптическом микроскопе “Axioplan Imagin”. Микрорентгено-спектральные анализы минералов выполнены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик О.Л. Галанкина).

Координаты отбора образца, из которого извлекли адуляр на датирование,  $159^{\circ}15'14''$  восточной долготы и  $62^{\circ}14'39''$  северной широты (рис. 2, одна из жил рудной зоны № 1). Возраст образования адуляра определялся  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом в Цен-

тре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Геохронологические исследования  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  проводились методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009]. Для оценки надежности  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования принимались следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из 3-х ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50% выделившегося кумулятивного  $^{39}\text{Ar}$  (СКВО < 2.5); 2) конкордантность возрастов плато и изохроны с учетом погрешностей; 4) изохрона пересекает значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  близко к 295.5. Расчет и построение графиков для Ar–Ar датирования выполнялись в программе Isoplot 3.75 [Ludwig, 2003].

## КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Стратифицированные образования в пределах рудного поля Невенрекан представлены туфами и

игнимбритами дацитов и риолитов вархаламской толщи позднего мела с прослоями андезитов. Они прорваны субвулканическими телами и дайками андезитов, риодацитов и габбро-диоритов, диоритов, гранодиорит-порфиоров. Значительная часть рудного поля перекрыта пострудными покровами андезибазальтов (платобазальтов),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст которых по нашим данным оценивается как палеогеновый ( $50 \pm 3$  млн лет).

Практически все породы, кроме палеогеновых андезибазальтов, в пределах рудного поля пропилитизированы, окolorудные изменения кварц-гидрослюдистые: в рудных зонах 1 и 2 жилы по вертикали сменяются надрудными зонами аргиллизации, они являются промышленными в сегодняшних кондициях (см. рис. 2). Всего на месторождении выделено три рудные зоны [Приймак и др., 2020].

Рудные тела представлены крутопадающими ( $55^\circ$ – $90^\circ$ ) прожилково-жилными зонами адуляр-карбонат-кварцевого состава мощностью до 12 м и протяженностью 300–500 м. Вертикальный размах оруденения достигает 200 м. Простираение зон северо-западное и северное.

#### *Петрография рудовмещающих пород*

Рудные тела вмещают игнимбриты и туфы риодацитов вархаламской толщи, а также субвулканические андезиты, дациты и их взрывные брекчи.

Макроскопически игнимбриты представляют собой массивные, нередко с флюидальной текстурой, которая подчеркивается фьямме, серые, зеленовато-серые породы (рис. 3). Характерны игнимбритовые, кристаллокластические, литокристаллокластические структуры; текстура атакситовая. Доля взрывных составляет 20–25%. Кристаллокласты (размером от 0.3 до 1.5 мм) представлены преимущественно кислым плагиоклазом (олигоклаз), оплавленными кристаллами кварца, калиевым полевым шпатом (санидин), реже — биотитом и стекловидными включениями (фьямме), имеющими линзовидную форму. Литокласты (~20–30%) в большей степени оплавлены, сложены обломками глинистых сланцев, андезитов, дацитов. Матрикс породы слабо флюидальный, выполнен вулканическим стеклом, частично раскристаллизованным до криптозернистого агрегата кварц-полевошпатового состава.

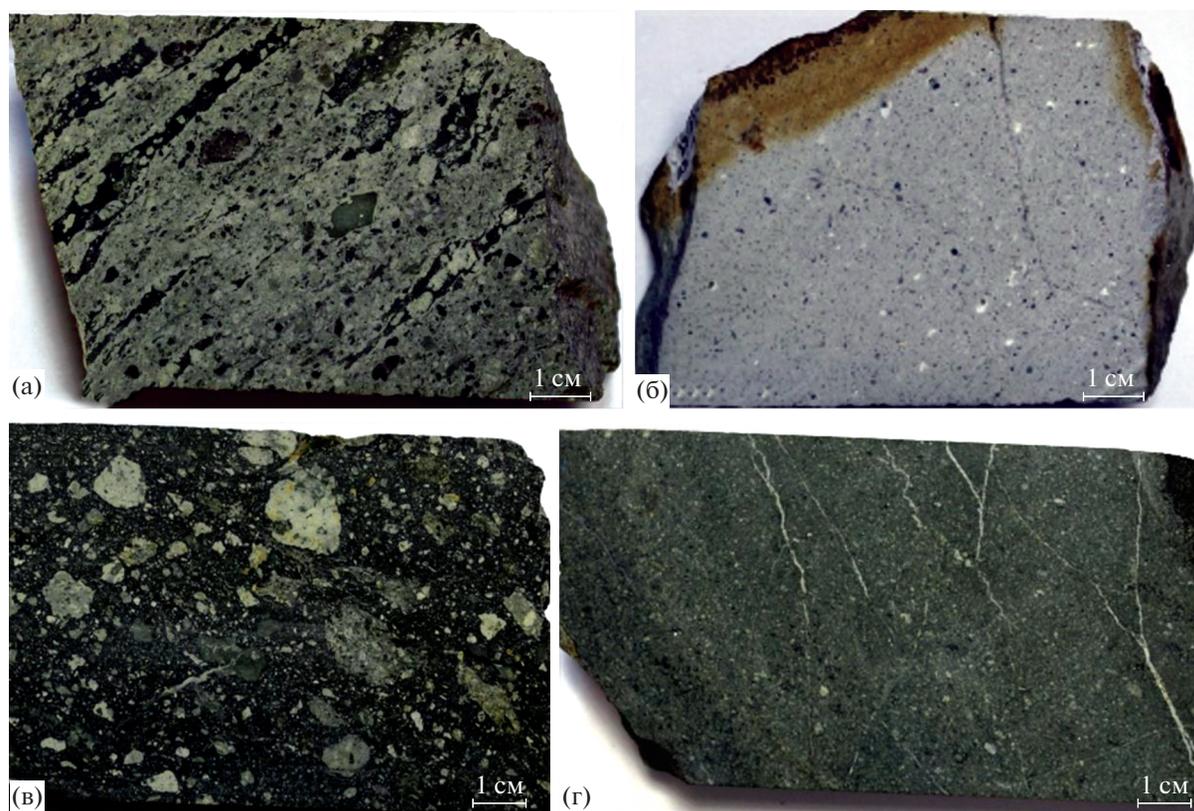
**Риолиты** отличаются светло-серым цветом с желтоватым оттенком, порфировой структуры с фельзитовой основной массой. Порфировые взрывники составляют ~20%. Представлены идиоморфными, оплавленными кристаллами кварца (~5%) изометричной, часто округлой формы с бухтообразными границами; плагиоклазом (олигоклаз № 15–20), полисинтетически

сдвойникованным, призматической, реже таблитчатой формы; таблитчатыми кристаллами калишпата; редкими табличками биотита, часто замещенного чешуйчатыми агрегатами хлорита. Размер взрывников варьирует от 0.5 до 2.5 мм (см. рис. 3).

**Туфы и игнимбриты дацитов и риодацитов** — породы серого цвета с зеленоватым оттенком; массивные, литокристаллокластические. Кристаллокласты (до 25%) представлены оскольчатым кварцем (~5–10%), с корродированными, местами оплавленными границами; интенсивно пелитизированным калиевым полевым шпатом (~7%), изометричной формы; короткопризматическим плагиоклазом (~8–10%) с полисинтетическими двойниками. Плагиоклаз частично серицитизирован и пелитизирован. Взрывники биотита (2%) размером до 0.8 мм, нацело хлоритизированы.

**Субвулканические андезиты** (двупироксеновые) массивные темно-серого цвета, характеризуются слабо выраженной порфировой структурой (см. рис. 3). Взрывники представлены преимущественно плагиоклазом (до 30%), в меньшей степени клино- и ортопироксенами (~10%), образующими гломеропорфировые сростки и буровато-зеленой роговой обманкой ( $c:\text{Ng} \approx 16^\circ$ – $18^\circ$ ). Фенокристаллы (размер ~2 мм, в среднем 1.0–1.2 мм) плагиоклаза резорбированы, часто окружены сетчатой оторочкой, по составу плагиоклаз отвечает андезину (№ 35–40), призматический, полисинтетически сдвойникованный, редко отмечается зональность со слабо выраженными зонами роста. Темноцветные минералы образуют кучные скопления, к ним приурочены ксеновыделения (до 0.2 мм) рудной минерализации, идиоморфного апатита (иногда до 0.1 мм), микроскопления сфена, единично встречаются мелкие призматические зерна циркона. Матрикс породы пилотакситовой структуры, полевошпатового состава, неравномерно замещен мелкочешуйчатым хлоритом.

**Взрывные брекчи андезидацитов и дацитов** (см. рис. 3в) характеризуются порфировой структурой с основной пилотакситовой массой. Взрывники размером (от 0.05 до 2.5 мм) представлены кислым стеклом интенсивно окварцованы и на 85% серицитизированы; взрывники биотита хлоритизированы (~10%); обломки среднего состава замещены агрегатом мелкозернистого эпидота и гранобластового кварца; единичные включения пироксена нацело хлоритизированы. Основная связующая масса интенсивно окварцована. Рудная минерализация (~7%) неравномерно распространена по всей массе породы в виде тонкой взрывности и агрегатных скоплений.



**Рис. 3.** Характерные вмещающие породы месторождения Невенрекан. Штуф.

а – игнимбриды риолитов; б – риолиты вархаламской толщи; в – взрывные брекчи дацитов; г – субвулканические андезиты.

### *Метасоматоз*

В пределах рудного поля все породы, кроме палеогеновых, затронуты гидротермальными изменениями. Наиболее распространены пропилиты, которые по вертикали сменяются аргиллизитами (рис. 4а). Минеральные парагенезисы пропилитов соответствуют хлорит-кальцитовой и хлорит-эпидотовой фациям (см. рис. 4в, г, е). По ним развиваются продукты последующих процессов кислотного выщелачивания и позднещелочного метасоматоза. Образуются предрудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты сопровождающие околорудное окварцевание, карбонатизацию и адуляризацию (см. рис. 4б, д). Околорудные изменения представлены преимущественно окварцеванием и аргиллизацией кварц-гидрослюдистого состава (см. рис. 4д).

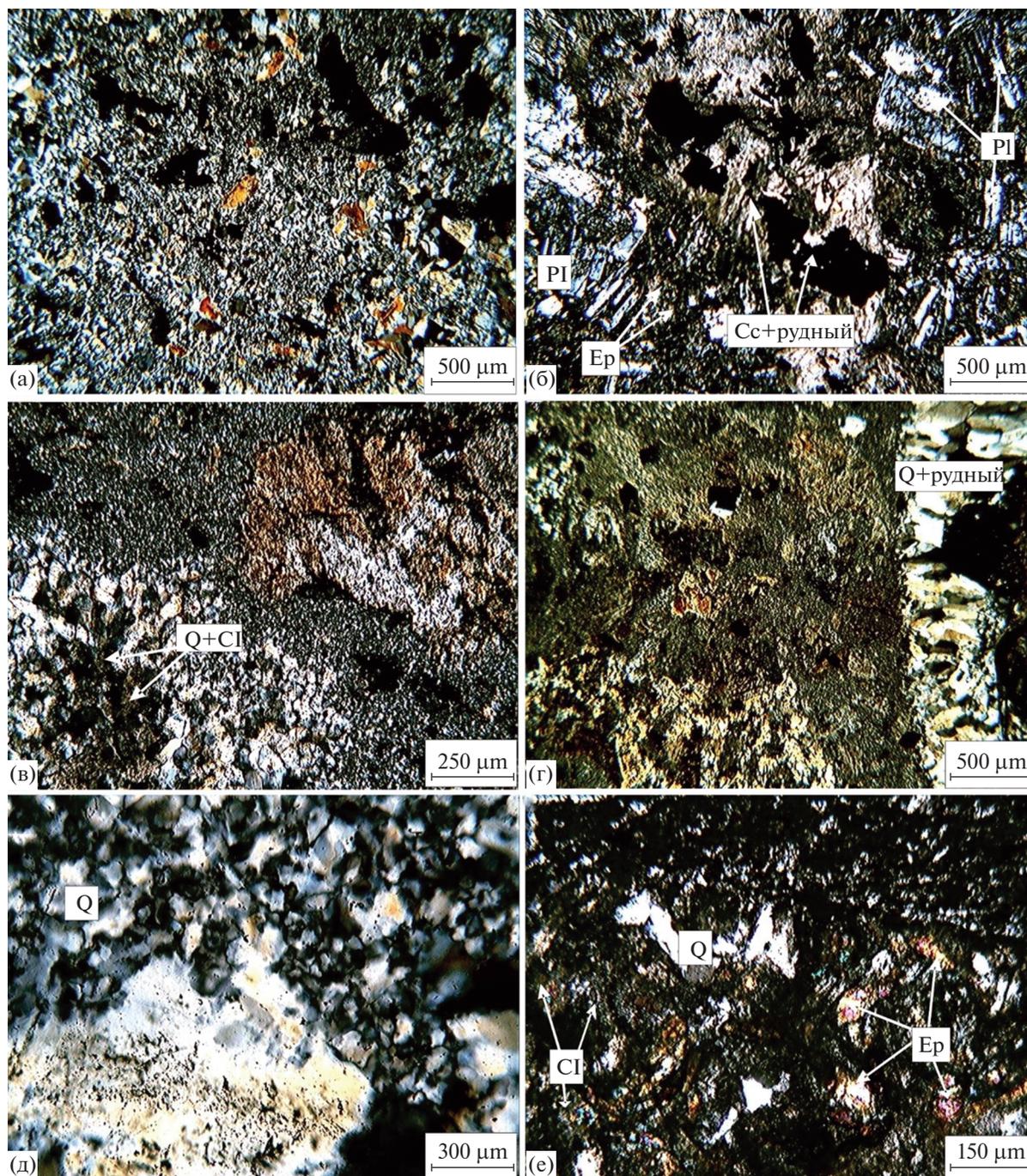
### *Возраст минерализации*

Для определения возраста проведено датирование  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по адуляру, принадлежащему к первому этапу рудообразования. В спектре выделяется кондиционное плато из 6 ступеней, характеризующееся значением  $79.4 \pm 1.0$  млн лет,  $\text{СКВО} = 0.84$ ,  $P = 0.52$ , 85% выделенного  $^{39}\text{Ar}$

(рис. 5). Полученная датировка, с учетом аналитической погрешности, совпадает с результатами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$  датирования, полученными предшествующими исследователями по другим месторождениям в Эвенском рудном районе [Лейер и др., 1997; Ньюберри и др., 2000; Кравцова и др., 2009] (см. табл. 6).

### ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Руды характеризуются широким разнообразием текстур от спорадически встречающихся кокардовых до колломорфно-полосчатых, характерных для эпитермального  $\text{Au}-\text{Ag}$  оруденения. Также развиты массивные, брекчиевые, брекчиевидные и сложно сочетающиеся текстуры типичные как для эпитермальных  $\text{Au}-\text{Ag}$  месторождений, так и для мезотермальных (рис. 6). Преобладают колломорфно-полосчатые, массивные и брекчиевые текстуры, отражающие стадийность и беспокойный режим рудообразования (см. рис. 6а, д, ж). Текстуры замещения, связанные с метасоматическим замещением пород и руд – вкрапленные, гнездово-вкрапленные – на месторождении проявлены слабо и представлены тон-



**Рис. 4.** Микрофотографии изученных шлифов. а – кварц-каолиновый аргиллизит по риолиту (обр. NV-16); б – прожилковая форма выделения карбоната с включением рудной минерализации (обр. 15Н); в – гнезда гранобластового кварца с включением хлорита (обр. 1Н); г – прожилковая форма выделения кварца с сульфидной минерализацией (обр. 1Н); д – жильный кварц (обр. 9Н); е – развитие мелкозернистого эпидота, хлорита, кварца (обр. NV-16). Проходящий свет с анализатором.

кой вкрапленностью рудных минералов, приуроченных к прослоям халцедона.

К текстурам отложения, которые характеризуются различными условиями формирования минеральных агрегатов (минералообразование происходит как из истинных, так и коллоидных растворов) относятся: массивная текстура, представленная

сливным массивным кварцем (см. рис. 5д); брекчиевые или брекчиевидные текстуры, обладающие разнообразным строением и составом, как обломков, так и цементирующей массы (см. рис. 6г).

Следует отметить широкое развитие на месторождении комбинированных текстур, представленных сложным сочетанием колломорфно-поло-

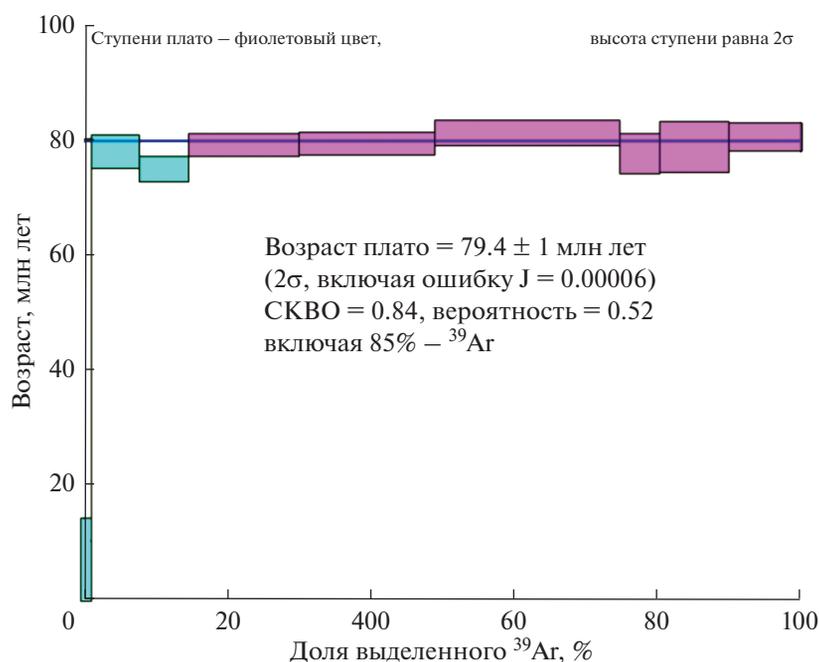


Рис. 5. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования жильного адуляра из рудной зоны № 1 месторождения Невенреккан: оценка возраста плато.

счатых, брекчиевых и брекчиевидных разностей (см. рис. 6е), отражающие среду рудообразования и полиформационность оруденения.

Структуры руд, наиболее распространенные на месторождении – гнездово-вкрапленная, неравнозернистая, тонкозернистая, замещения (коррозионная), также свидетельствуют о кристаллизации, как из истинных растворов, так и коллоидных с последующими процессами преобразования.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Рудные тела месторождения представлены жилами и жильно-прожилковыми зонами кварцевого, карбонат-кварцевого, сульфидно-карбонат-кварцевого, адуляр-кварцевого, карбонат-адуляр-кварцевого состава. В рудах установлено 48 минеральных видов, встречающихся в разной степени распространенности (табл. 1).

#### Жильные минералы

В рудах месторождения Невенреккан установлено четыре генерации кварца. Новообразованный кварц I генерации (метасоматический) – гранобластовой структуры с включением мелкочешуйчатого хлорита. Образует агрегатные скопления, гнезда, замещающие основную массу (см. рис. 4в). Содержит гнезда оксидов (магнетит, гематит).

Жильный кварц образует две генерации, различающиеся по размерам агрегатов и их структу-

ре (см. рис. 4г): кварц II – мелко-среднезернистый, шестоватой, зубчатой структуры с корродированными краями. Кварц полупрозрачный, с облачным, участками с блоковым угасанием, обогащен пелитовым материалом. Кристаллы в поперечнике 0.3–2.5 мм. Слаботрещиноватый. В интерстициях кристаллов кварца отлагаются рудные минералы.

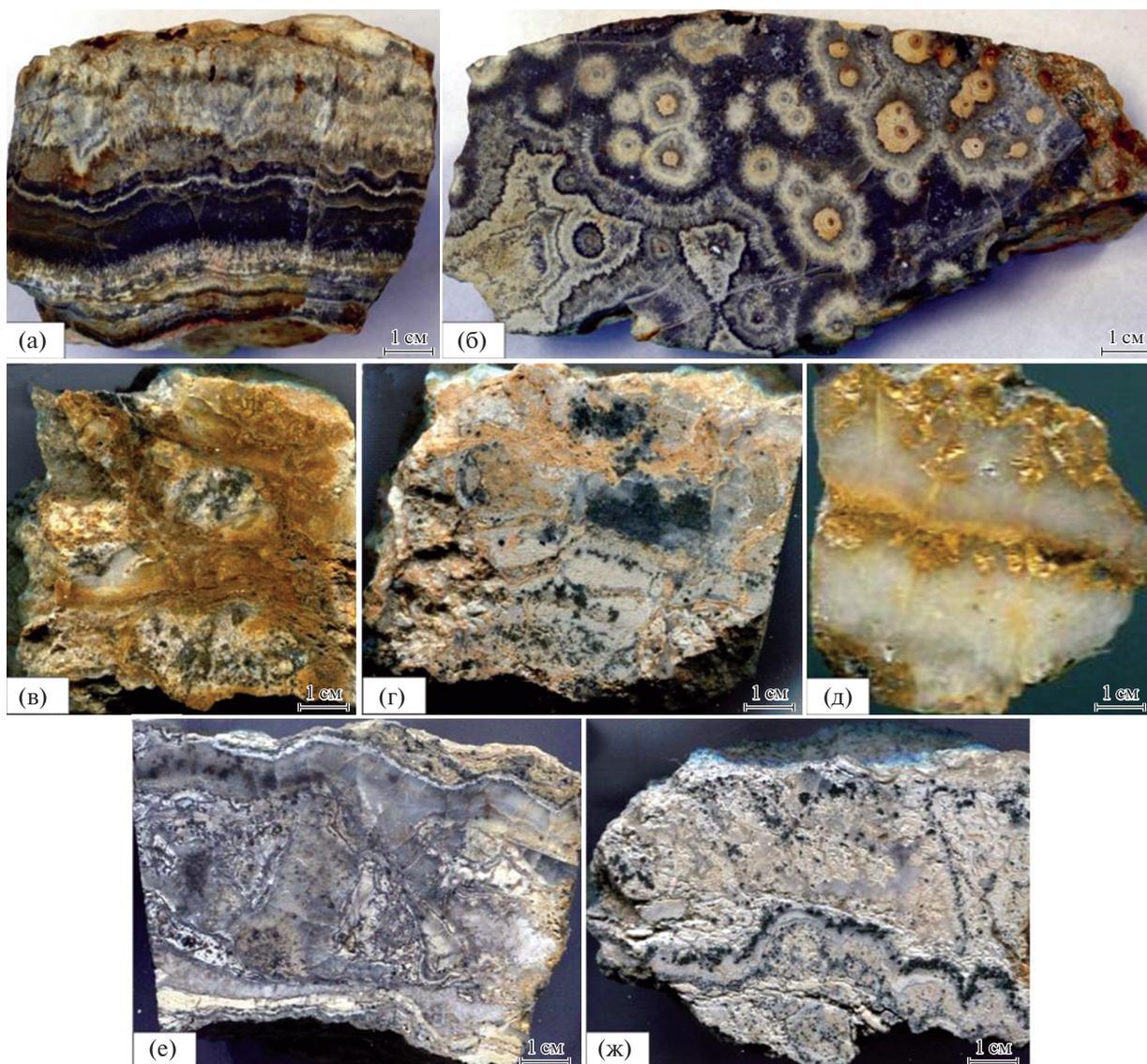
Кварц III – генерации мелкозернистый, имеет мозаичное строение, слаботрещиноватый, в разной степени лимонитизирован. С кварцем III ассоциируют минералы золота и серебра главного рудного парагенезиса (см. рис. 4д).

Кварц IV – белый, полупрозрачный, массивный. Содержит включения рутила и в незначительном количестве золотосодержащие минералы. По кварцу IV развивается ярозит, гидрослюда и каолинит.

Кварц V образуется при метаморфизме в надын-трузивной части гранитоидов [Приймченко и др., 2020].

Халцедон – белый, мутный, с характерным верным погасанием. Образуется на контакте кварца II и III, подчеркивая колломорфно-полосчатую текстуру.

Адуляр – характерный жильный минерал эпitherмальных Au–Ag месторождений; белого цвета, образует прослои в чередовании с кварцем II генерации; ассоциирует с кальцитом II. Форма выделения таблитчатая.



**Рис. 6.** Текстуры руд месторождения Невнрекан: а – колломорфно-полосчатая; б – сложносочетающаяся оолитовая, кокардовая и колломорфно-полосчатая; в – кокардовая; г - пятнистая, в сочетании с полосчатой; д – массивная (жильная с включением ярозита); е – сочетание колломорфно-полосчатой и брекчиевой текстур; ж – колломорфно-полосчатая (характерная).

**Кальцит** – широко распространенный минерал на месторождении. Установлены две его генерации. Кальцит I развивается по основной массе породы, замещая породообразующие минералы. Кальцит II входит в состав кварц-карбонат-адюлярных жил и цемента кварц-карбонатных брекчий. Во вмещающих породах представлен кальцит преимущественно ксеноморфной, реже гипидиоморфной формы, развивается по основной массе, замещает кластогенную часть породы, размер выделений варьирует от 1.2 до 2.1 мм. В жилах кальцит белого цвета, мелко и среднекристаллического строения.

**Сидерит** – формируется в завершении второй стадии рудного этапа и слагает отдельные жилы и прожилки секущие все более ранние минеральные образования, часто содержит включения пирита II. Для него характерны ксеноморфные формы выделения, размеры которых варьируют от первых микрон до 100 мкм. От кальцита отличается коричневатым цветом (без анализатора). Для железистого карбоната характерно замещение кальциевой разновидности, а также локализация возле рудных минералов совместно с оксидами железа. По результатам микрорентгеноспектрального анализа в рудах установлены родохрозит, и промежуточные члены ряда родохрозит–сидерит.

**Таблица 1.** Минералы руд месторождения Невенреккан

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Кварц	Адуляр Кальцит Родохрозит* Сидерит Хлорит Магнетит Гидрослюда Серицит Глинистые минералы (каолинит)	Халцедон Эпидот Рутил Гематит Ярозит
Рудные	Пирит Фрейбергит	Аргентотеннантит Аргентотетраэдрит Сфалерит Халькопирит Акантит Самородное золото	Галенит Аргентогаленит Арсенопирит Пирротин Марказит Борнит Канфилдит Селеноканфилдит Станнин Агвиларит Матильдит Полибазит Пираргирит Ютенбогаардтит Касситерит* Кёстерит Фаза $Ag_7Sn(S,Se)_6$ * Фаза $Ag_{10}SbS_5$ * Самородный свинец Самородное серебро
Гипергенные	Лимонит	Оксиды и гидроксиды Fe Оксиды и гидроксиды Mn	Оксиды и гидроксиды Cu Ковеллин

Примечание. \* Составлена с учетом Е.И. Подолян, А.П. Бороздин, 2017.

Хлорит встречается в виде тонких лейст (от 0.1 до 1 мм) и мелкочешуйчатых сферолитов до 0.2–0.3 мм, формирующих сноповидные агрегаты, гнездовые сростания; цвет от ярко-зеленого, до оливково-зеленого (железистая разновидность). Также наблюдается хлорит почти бесцветный (магнезиальный), образующий радиально-лучистые агрегаты.

Серицит – развивается по полевым шпатам в вулканитах. Тонкочешуйчатый, совместно с хлоритом, формирует мелкозернистые массы. Выполняет микротрещины в кварц-карбонат-адуляровых жилах.

Каолинит образует гнездовые скопления, развивается по основной массе. Преобразует породы вплоть до полнопроявленных аргиллизитов.

Гидрослюда – наблюдается в виде мелких линзочек среди жильного кварца и адуляр-карбонат-кварцевых жил. В измененных вулканитах гидро-слюда образует пятнистые агрегатные сростки, состоящие из мелких чешуек (со спайностью в одном направлении), размером 0.01–0.02 мм. Характеризуется кремово-белым цветом, в проходящем свете – бесцветная.

Эпидот I – криптозернистый, землистый развивается по основной массе и реже обломочной части; эпидот II – мелкозернистый, иногда образует удлинённые призматические кристаллы, размеры которых могут достигать 0.2 мм; развивается по основной массе субвулканических андезитов, риодацитов и их эксплозивных брекчий; залечивает трещины; замещает обломки ксенотуфов андезитового состава.

**Рутил** – игольчатые идиоморфные кристаллы развиты в кварце. Образует скопления хаотически ориентированных кристаллов. Размер кристаллов по удлинению от 0.2 до 0.5 мм. Встречается в кварц-ярозитовых жилах.

#### *Рудные минералы*

На месторождении Невенрекан установлено 28 рудных минералов, среди которых наиболее распространены пирит и блеклые руды.

**Пирит** – идиоморфный, мелко- и среднекристаллический, кубического габитуса, в разной степени катаклазированный. По трещинам катаклаза частично или полностью замещен лимонитом. По составу пирит подразделяется на стехиометричный (ранний) и мышьяковистый (поздний) – содержание As колеблется от 0.29 до 5.11%. Состав минерала приведен в табл. 2. Кристаллы и их обломки образуют скопления и единичные включения в породе и кварце. Ранний пирит встречается в пространственной ассоциации с халькопиритом, сульфосолями и сфалеритом I (рис. 7). Наиболее крупные обособления корродируются марказитом и пирротинном. Не замещенные разности цементируются блеклой рудой и содержат ее включения (см. рис. 7б). В нем установлены включения канфилдита, селеноканфилдита, галенита и борнита. Поздний – сростается с арсенопиритом, акантитом и самородным золотом II, а так же содержит их включения, кроме того, содержит включения самородного серебра. Размер кристаллов 0.04–0.3 мм, скоплений – до 2.1 мм.

**Блеклая руда** – один из часто встречаемых минералов. Состав блеклой руды соответствует минералам теннантит-тетраэдритового ряда (Ag-тетраэдрит, аргентотеннантит и фрейбергит) (табл. 3). Образует гнезда в породе и кварце, цементирует пирит и галенит, отлагаясь как по трещинам катаклаза, так и в обрамлении минералов (наиболее характерно для галенита и сульфосолей). Сростается с халькопиритом, пиритом, агвиларитом, сфалеритом, акантитом, сульфосолями, канфилдитом, галенитом и самородным золотом (см. рис. 7). Установлены ее включения в пирите и галените. По краю блеклой руды развивается акантит и агвиларит. Корродируется марказитом. Размер гнезд – до 2 мм, а включений в минералах – от 0.001 до 0.5 мм.

**Агвиларит** – мало распространенный минерал. Образует гнездовую вкрапленность в породе и оторочки вокруг галенита и блеклой руды, а также сростается с селеноканфилдитом и содержит включения золота I и серебросодержащего галенита (см. рис. 7п). Корродируется акантитом и лимонитом. Размер – от 0.015 до 0.3 мм. Состав минерала не стабилен – содержание Se варьирует

от 4.13 до 18.33%, а S, соответственно, от 14.28 до 4.24% (см. табл. 2).

**Канфилдит** образует включения в блеклой руде, пирите (см. рис. 7н), галените, халькопирите (см. рис. 7п) и сфалерите, а также развивается по их периферии и спайности. Образует сростания с галенитом, сфалеритом, полибазитом, фрейбергитом и матильдитом (см. рис. 7о). По результатам микроанализа установлено две разновидности канфилдита и селеноканфидит (см. табл. 2). В канфилдите содержание Se от 1.02 до 1.78%, а в селеноканфилдите – 6.24–16.67%.

**Сульфосоли** образуют редкую вкрапленность в породе, а также встречаются в свободном состоянии. Сростаются с халькопиритом, блеклой рудой, пиритом, сфалеритом и золотом II (см. рис. 7ж, о), находится в ассоциации с блеклой рудой. Размер 0.002–0.25 мм. Внутренние рефлексы красные. По результатам микрозондового анализа среди сульфосолей выделяются Ag–Bi сульфосоли (матильдит) и Sb сульфосоли (полибазит и пираргирит). Состав минералов приведен в табл. 3.

**Акантит** образует редкую гнездовую вкрапленность в кварце, породе и пирите (см. рис. 7в, е); развивается по периферии галенита, агвиларита, сфалерита II (см. рис. 7н) и блеклой руды, замещающая и корродируя их. Встречается в ассоциации с халькопиритом и пиритом. В акантите установлены микроскопические включения самородного золота и серебра. Размер каймы вокруг минералов не более 0.1 мм, размер обособлений – до 0.5 мм. В составе акантита обнаружена примесь Se – до 4.06% (см. табл. 2).

**Ютенбогаардит** – редкий минерал, образующийся в обрамлении золота II (см. рис. 7м), находящегося в свободном состоянии или в сростании с галенитом. В составе минерала отмечается микропримесь Se – 2.7% (см. табл. 2).

**Галенит** встречается в виде ксеноморфных включений в породе, кварце и сульфидах (сфалерите I и пирите, см. рис. 7в, п). Сростается с блеклой рудой, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, пиритом и самородным золотом (см. рис. 7). Содержит редкую вкрапленность самородного золота и акантита. По краю корродируется агвиларитом, акантитом и лимонитом. Размер – от 0.008 до 0.3 мм. В составе галенита установлена стабильная примесь Se до 3.72%, редкие примеси Fe – до 1.72% и Ag – 20.78% (см. табл. 2).

**Халькопирит** в рудах участка Невенрекан отлагается: а) в свободном состоянии в кварце; б) в сростании с сульфидами (галенитом, пиритом, сфалеритом I и акантитом), сульфосолями, самородным золотом, блеклой рудой (образуется по ее краю) (см. рис. 7а, в) образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите I (см. рис. 7). Размер до 0.12 мм. В составе минерала отмечается небольшой избыток серы (см. табл. 2).

Таблица 2. Состав сульфидов месторождения Невенрекан

№ п/п	Номер образца	Сумма	Весовые концентрации, %					Формульные коэффициенты						
<i>Галенит – Pb<sub>1.05</sub>Fe<sub>0.01</sub>Se<sub>0.05</sub>S<sub>0.85</sub></i>														
			Pb	S	Se	Fe	Ag	Pb	S	Se	Fe	Ag		
1	C003-101.7–101.8 м	100.00	85.53	14.47	0.00	0.00	–	0.96	1.046	0.00	0.00	–		
2	C003-101.7–101.8 м	100.00	86.00	11.46	2.54	0.00	–	1.03	0.89	0.08	0.00	–		
3	C003-101.7–101.8	100.00	86.88	10.31	2.81	0.00	–	1.08	0.83	0.09	0.00	–		
4	C003-101.7–101.8	100.00	86.50	9.78	3.72	0.00	–	1.08	0.79	0.12	0.00	–		
5	C021-139.3–139.4	100.00	85.45	11.21	1.62	1.72	–	1.01	0.86	0.05	0.08	–		
6	C021-141.7–141.8	99.99	85.40	11.56	2.19	0.84	–	1.01	0.88	0.07	0.04	–		
<i>Галенит серебросодержащий – Pb<sub>0.77</sub>Ag<sub>0.46</sub>Se<sub>0.09</sub>S<sub>0.69</sub></i>														
7	C021-139.3–139.4	99.99	66.93	9.26	3.02	0.00	20.78	0.77	0.69	0.09	0.00	0.46		
<i>Пирит – Fe<sub>0.99</sub>S<sub>2.01</sub></i>														
			Fe	As	Zn	Mn	Cu	S	Fe	As	Zn	Mn	Cu	S
8	C003-101.7–101.8	100.00	46.00	–	–	–	–	54.00	0.99	–	–	–	–	2.01
9	C021-141.7–141.8	100.00	46.73	–	–	–	–	53.27	1.00	–	–	–	–	2.00
10	C021-141.7–141.8	100.00	46.04	–	–	–	–	53.96	0.99	–	–	–	–	2.01
<i>Мышьяковистый пирит – Fe<sub>1.00</sub>As<sub>0.02</sub>S<sub>1.98</sub></i>														
11	C003-101.7–101.8 м	100.00	44.49	5.11	–	–	–	50.4	0.98	0.08	–	–	–	1.94
12	C021-139.3–139.4	100.00	47.20	0.48	–	–	–	52.32	1.02	0.01	–	–	–	1.97
13	C021-139.3–139.4	100.00	47.64	1.20	–	–	–	51.16	1.04	0.02	–	–	–	1.94
14	C021-141.7–141.8	100.00	46.23	0.73	–	–	–	53.04	1.00	0.01	–	–	–	1.99
15	C021-141.7–141.8	100.00	45.83	1.26	–	–	–	52.91	0.99	0.02	–	–	–	1.99
<i>Халькопирит – Cu<sub>0.95</sub>Fe<sub>0.94</sub>S<sub>2.11</sub></i>														
16	C003-101.7–101.8 м	100.00	26.85	–	–	–	31.51	41.64	0.85	–	–	–	0.88	2.28
17	C021-139.3–139.4	100.00	31.12	–	–	–	35.54	33.34	1.04	–	–	–	1.04	1.93
<i>Сфалерит – Zn<sub>0.84</sub>Mn<sub>0.13</sub>Fe<sub>0.02</sub>S<sub>1.01</sub></i>														
18	C003-101.7–101.8 м	100.00	2.01	–	55.77	8.37	0.00	33.85	0.03	–	0.81	0.15	0.00	1.01
19	C003-101.7–101.8 м	99.99	2.39	–	56.71	7.19	0.00	33.70	0.04	–	0.83	0.13	0.00	1.00
20	C003-101.7–101.8 м	100.01	0.65	–	59.64	5.59	0.00	34.13	0.01	–	0.87	0.10	0.00	1.02
<i>Селеноканфилдит – (Ag<sub>6.35</sub>Se<sub>1.64</sub>)Sn<sub>1.35</sub>S<sub>5.65</sub></i>														
			Ag	Sn	As	Se	S	Ag	Sn	As	Se	S		
21	C003-101.7–101.8 м	100.00	69.00	9.99	–	11.55	9.46	8.23	1.08	–	1.88	3.80		
22	C003-101.7–101.8 м	100.00	62.53	12.95	–	9.98	14.54	6.85	1.29	–	1.49	5.36		
23	C003-101.7–101.8 м	100.00	52.55	16.91	–	10.12	20.42	5.24	1.53	–	1.38	6.85		
24	C021-139.3–139.4	100.00	73.31	8.78	–	6.24	11.67	8.52	0.93	–	0.99	4.56		
25	C003-101.7–101.8	100.00	47.75	16.64	–	16.67	18.94	4.80	1.52	–	2.29	6.40		
26	C003-101.7–101.8	100.00	53.67	16.69	–	11.94	17.70	5.56	1.57	–	1.69	6.17		
27	C003-101.7–101.8	100.00	67.12	10.36	–	9.32	12.29	7.68	1.08	–	1.46	4.73		
<i>Канфилдит – (Ag<sub>6.57</sub>Se<sub>0.19</sub>)Sn<sub>1.21</sub>S<sub>7.02</sub></i>														
28	C021-141.7–141.8	100.00	60.55	14.78	–	1.42	23.25	5.89	1.31	–	0.19	7.61		
29	C021-141.7–141.8	100.01	60.82	14.79	–	1.50	22.90	5.95	1.31	–	0.20	7.54		
30	C021-141.7–141.8	100.01	61.75	13.85	–	1.78	22.63	6.06	1.23	–	0.24	7.47		
31	C021-141.7–141.8	100.00	69.02	11.44	–	1.59	17.95	7.29	1.10	–	0.23	6.38		
32	C021-141.7–141.8	99.99	66.82	12.95	–	1.02	19.20	6.93	1.22	–	0.14	6.70		
33	C021-141.7–141.8	99.99	69.36	11.51	–	1.08	18.04	7.33	1.10	–	0.16	6.41		
<i>Агвиларит – Ag<sub>4.16</sub>Se<sub>1.08</sub>S<sub>0.76</sub></i>														
34	C021-139.3–139.4	100.00	79.31	–	0.00	18.33	2.36	4.24	–	0.00	1.34	0.42		
35	C021_141.7–141.8	100.00	81.48	–	0.00	13.18	5.34	4.16	–	0.00	0.92	0.92		
36	C021_141.7–141.8	99.99	80.21	–	0.00	14.31	5.47	4.07	–	0.00	0.99	0.93		

Таблица 2. Окончание

№ п/п	Номер образца	Сумма	Весовые концентрации, %							Формульные коэффициенты						
<b>Станнин(изостаннин) – <math>Cu_{1.96}(Fe_{0.15}Zn_{0.72}Mn_{0.12})Sn_{1.05}As_{0.01}S_{3.98}</math></b>																
			Cu	Fe	Mn	Zn	Sn	As	S	Cu	Fe	Mn	Zn	Sn	As	S
37	C003_101.7–101.8 м	100.00	27.80	1.95	1.47	10.59	28.94	0.26	28.99	1.93	0.15	0.12	0.71	1.08	0.02	3.99
38	C003_101.7–101.8 м	99.99	28.18	2.03	1.41	11.34	27.72	0.17	29.14	1.95	0.16	0.11	0.76	1.02	0.01	3.99
39	C003_101.7–101.8 м	99.99	28.57	1.95	1.61	10.64	28.54	0.00	28.68	1.99	0.15	0.13	0.72	1.06	0.00	3.95
40	C003_101.7–101.8 м	100.00	28.60	1.82	1.65	10.24	28.47	0.00	29.22	1.98	0.14	0.13	0.69	1.05	0.00	4.00
<b>Акантит – <math>Ag_{1.96}As_{0.01}Se_{0.09}S_{0.94}</math></b>																
			Ag	As	Se	S	Ag	As	Se	S	Ag	As	Se	S		
41	C003_101.7–101.8	100.01	81.55	–	4.06	14.40	1.80	–	0.12	1.07						
42	C003-101.7–101.8	99.99	82.24	–	3.90	13.85	1.84	–	0.12	1.04						
43	C021_141.7–141.8	100.00	93.17	–	0.00	6.83	2.40	–	0.00	0.59						
44	C003-101.7–101.8	100.00	80.68	0.91	4.13	14.28	1.78	0.03	0.12	1.06						
<b>Ютенбогаардит – <math>Au_{0.94}Ag_{2.98}Se_{0.2}S_{1.88}</math></b>																
			Au	Ag	Se	S	Au	Ag	Se	S						
45	C003-101.7–101.8	100.00	31.83	55.13	2.70	10.34	0.94	2.98	0.20	1.88						

Примечание. Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе JeolJSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром, Санкт-Петербург, 2017. Аналитик О.Л. Галанкина.

В рудах обнаружено две генерации **сфалерита**. Сфалерит I образует гнездовую вкрапленность в породе и кварце, содержит эмульсию халькопирита, включения блеклой руды, канфильдита, галенита и пирита. Отлагается в ассоциации с пиритом, галенитом, халькопиритом, сульфосолями, сфалеритом II и блеклой рудой. Внутренние рефлексы от светло-желтых до желтых, полупрозрачный до непрозрачного. Размер 0.011–0.3 мм. В составе сфалерита I отмечается стабильная примесь Mn (5.54–10.58%) и Fe (0.65–2.39%). Состав минерала приведен в табл. 1; сфалерит II встречается в кварце в сростании со сфалеритом I. Находится в пространственной ассоциации с пиритом и халькопиритом. По периферии замещается акантитом (см. рис. 7н). Внутренние рефлексы бесцветные. Размер – 0.02 мм.

**Кёстерит** обнаружен в сростании с галенитом и сфалеритом, образует включения в селеноканфильдите и галените. Содержит примеси Mn – 1.41–1.65% и As – до 0.26% (см. табл. 2).

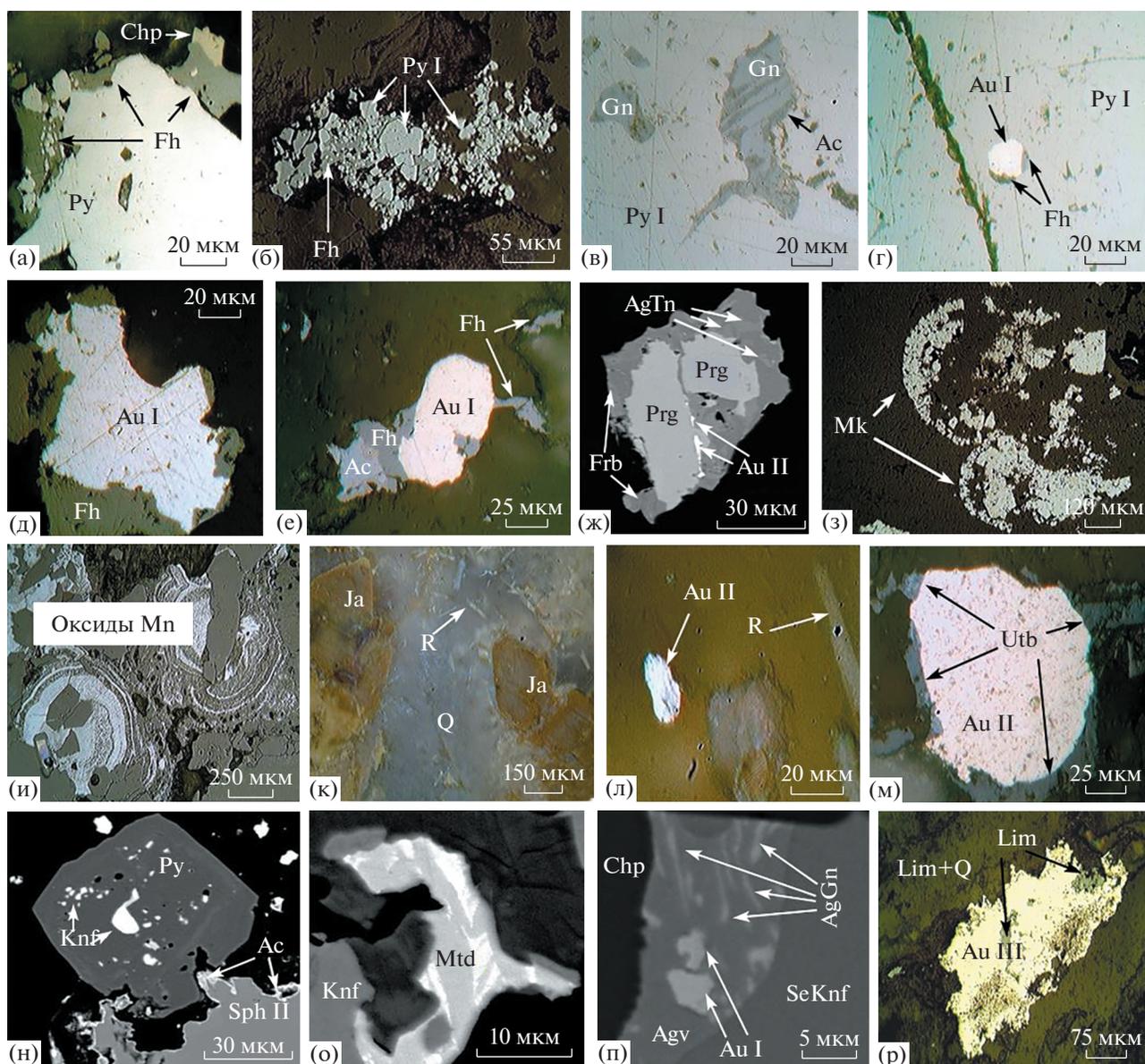
**Арсенопирит** представлен идиоморфными длиннопризматическими кристаллами, образующими единичные включения, скопления и сростания с пиритом, блеклой рудой и галенитом. Трешиноватый. Размер – 0.05–0.15 мм.

**Марказит** развиваются по периферии пирита и блеклой руды, корродируя их (см. рис. 7з). Образует сфероидные скопления в кварце, образован-

ные за счет развития марказита по пириту. Размер – от 0.08 до 0.8 мм.

**Самородное серебро** отлагается в виде каплевидных включений в акантите, который развивается по блеклой руде и агвилариту, а также обнаружены его редкие включения в пирите. Размер – не более 0.1 мм. Находится в пространственной ассоциации с галенитом и блеклой рудой. Нередко самородное серебро образует минеральные смеси с вмещающими его минералами (блеклая руда, акантит и кюстелит).

Установлено три разновидности **самородного золота**: золото I – средней пробы, золото II – низкопробное, золото III – высокопробное. Золото I – желтого цвета, каплевидной формой, ксеноморфного облика, размер частиц от 0.008 до 0.15 мм. Отлагается по трещинам в кварцевых жилах, содержащих сульфидную и полисульфидную минерализацию. Срастается с ютенбогаардитом, селеноканфильдитом, матильдитом, агвиларитом, сульфосолями, серебристым галенитом, блеклой рудой (см. рис. 7г–е). Вариации пробности – 796–813‰, при среднем значении 801‰. Образует включения в пирите и отлагается по трещинам в нем, где оно ассоциирует с блеклой рудой, галенитом, сульфосолями, халькопиритом; Золото II – высокосеребристое (или весьма низкопробное) характеризуется светло-желтым цветом. Преимущественно ксеноморфное, каплевидной формы,



**Рис. 7.** Взаимоотношение рудных минералов на месторождении Невнерекан.

а–ж – сформированные в первую и вторую стадию вулканогенного этапа: а – обрастание пирита блеклой рудой и халькопиритом, б – пирит I, сцементированный блеклой рудой, в – включение галенита и акантита в пирите, г – ранний пирит, содержащий включения блеклой руды и самородного золота I, д, е – обрастание самородного золота I блеклой рудой и акантитом (е), ж – отложение золота II между зерен пирираргирита и фрейбергита. В фрейбергите установлены включения аргентотеннантита; з–м – рудные минералы третьей стадии гипогенного этапа: з – развитие марказита, и – оксиды марганца, к – формирование рутила и ярозита в кварце, л – отложение самородного золота II в пространственной ассоциации с рутилом, м – обрастание самородного золота II ютенбогаардитом; н–п – рудные минералы, отнесенные к плутоногенному этапу минералообразования: н – включение канфильдита в пирите. Вокруг сфалерита II отлагается акантит, о – срастание матильдита и канфильдита, п – включение селеноканфильдита и агвиларита в халькопирите. Агвиларит, в свою очередь, содержит включения золота I и серебросодержащего галенита; р – обогащенное золото (золото III) в кварц-лимонитовом агрегате с реликтами оксидов железа. Сокращения: Q – кварц, R – рутил, Ja – ярозит, Py – пирит, Mk – марказит, Fh – блеклая руда, Sph – сфалерит, Chp – халькопирит, Gn – галенит, AgGn – серебросодержащий галенит, Knf – канфильдит, Mtd – матильдит, SeKnf – селеноканфильдит, Agv – агвиларит, Utb – ютенбогаардит, Prg – пирираргирит, Frb – фрейбергит, AgTn – аргентотеннантит, Ac – акантит, Au – самородное золото, Lim – лимонит.

размером от 0.008 до 0.15 мм. Вариации пробности от 397 до 556‰, при среднем 452‰. Образует включения в кварцевых жилах с ярозитом (см. рис. 7л). Срастается с золотом I, акантитом, блек-

лой рудой. Встречается в свободном состоянии в кварце, обрастая ютенбогаардитом (см. рис. 7м), отлагается по трещинам и образует включения в сульфосолях (см. рис. 7ж) и золоте I; золото III – яр-

**Таблица 3.** Состав блеклых руд и сульфосолей месторождения Невенрекан

№ п/п	Номер образца	Сумма	Весовые концентрации, %							Формульные коэффициенты								
<i>Матильдит – Ag<sub>1.04</sub>Cu<sub>0.01</sub>Bi<sub>0.96</sub>S<sub>1.99</sub></i>																		
			Ag	Cu	As	Se	Bi	Sb	S	Ag	Cu	As	Se	Bi	Sb	S		
1	C021-141.7-141.8	100.00	29.30	0.00	–	–	54.59	–	16.11	1.05	0.00	–	–	1.01	–	1.94		
2	C021-141.7-141.8	100.01	29.76	0.59	–	–	52.22	–	17.44	1.03	0.04	–	–	0.93	–	2.02		
3	C021-141.7-141.8	100.01	30.10	0.00	–	–	52.59	–	17.32	1.04	0.00	–	–	0.94	–	2.02		
<i>Пираргирит – Ag<sub>3.13</sub>As<sub>0.02</sub>Sb<sub>0.98</sub>Se<sub>0.04</sub>S<sub>2.82</sub></i>																		
4	C021-141.7-141.8	99.99	61.38	–	0.86	0.88	–	20.57	16.3	3.14	–	0.06	0.06	–	0.93	2.80		
5	C021-141.7-141.8	100.00	60.96	–	0.00	0.96	–	21.74	16.34	3.13	–	0.00	0.07	–	0.99	2.82		
6	C021-141.7-141.8	100.00	60.85	–	1.64	0.00	–	20.82	16.69	3.09	–	0.12	0.00	–	0.94	2.85		
<i>Полибазит – Ag<sub>16.07</sub>Cu<sub>1.34</sub>Sb<sub>1.78</sub>Se<sub>0.22</sub>S<sub>9.57</sub></i>																		
7	C021-141.7-141.8	100.00	74.43	3.54	–	0.00	–	9.02	13.01	16.33	1.32	–	0.00	–	1.75	9.60		
8	C021-141.7-141.8	99.99	74.14	3.59	–	0.42	–	9.08	12.76	16.31	1.34	–	0.13	–	1.77	9.45		
9	C021-141.7-141.8	100.00	72.28	3.89	–	1.33	–	9.47	13.03	15.77	1.44	–	0.40	–	1.83	9.56		
<i>Ag-тетраэдрит (фрейбергит) – (Ag<sub>5.53</sub>Cu<sub>4.92</sub>)(Fe<sub>1.14</sub>Mn<sub>0.15</sub>Zn<sub>0.68</sub>)(As<sub>0.22</sub>Sb<sub>4.06</sub>)S<sub>12.31</sub></i>																		
			Ag	Cu	As	Fe	Mn	Zn	Sb	S	Ag	Cu	As	Fe	Mn	Zn	Sb	S
10	C021-141.7-141.8	100.00	31.26	16.07	0.00	5.45	0.38	0.04	26.57	20.23	5.61	4.90	0.00	1.89	0.13	0.01	4.23	12.22
11	C003-101.7-101.8	100.00	30.51	16.34	1.74	1.13	0.42	4.60	24.61	20.65	5.44	4.95	0.45	0.39	0.15	1.35	3.89	12.39
<i>Аргентотеннантит – (Ag<sub>4.89</sub>Cu<sub>5.47</sub>)(Fe<sub>1.92</sub>Mn<sub>0.11</sub>)(As<sub>0.32</sub>Sb<sub>4.07</sub>)S<sub>12.23</sub></i>																		
12	C021-141.7-141.8	99.99	27.77	18.28	1.25	5.64	0.31	0.00	26.11	20.63	4.89	5.47	0.32	1.92	0.11	0.00	4.07	12.23
<i>Фрейбергит – (Ag<sub>3.8</sub>Cu<sub>6.4</sub>)(Fe<sub>1.66</sub>Mn<sub>0.07</sub>Zn<sub>0.3</sub>)(As<sub>0.36</sub>Sb<sub>3.85</sub>)S<sub>12.57</sub></i>																		
13	C021-141.7-141.8	100.00	23.67	21.66	0.84	6.11	0.26	0.00	25.54	21.92	4.03	6.26	0.21	2.01	0.09	0.00	3.85	12.56
14	C021-141.7-141.8	99.99	20.37	22.60	0.57	1.86	0.00	4.79	27.45	22.35	3.46	6.52	0.14	0.61	0.00	1.34	4.13	12.78
15	C021-141.7-141.8	100.00	23.59	20.96	1.75	5.42	0.40	0.30	25.85	21.73	4.04	6.09	0.43	1.79	0.13	0.08	3.92	12.51
16	C021-141.7-141.8	99.99	22.69	21.35	1.45	6.08	0.60	0.00	25.73	22.09	3.85	6.14	0.35	1.99	0.20	0.00	3.86	12.60

Примечание. Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе JeolJSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром, Санкт-Петербург, 2017. Аналитик О.Л. Галанкина.

ко-желтого цвета, “лохматого” облика (см. рис. 7р), размером 0.5 мм, отлагается в зоне обогащения по трещинам в породе и в кварц-лимонитовом агрегате, сростается лимонитом. Высокопробное, диапазон вариаций пробности от 897 до 920‰, при среднем показателе 908‰ (табл. 4, рис. 8). Установлено на глубине до 71.0 м.

*Последовательность минералообразования*

На основании изучения взаимоотношений минералов и минеральных парагенезисов установлено, что формирование руд месторождения Невенрекан осуществлялось в два этапа: вулканогенный и плутоногенный. Вулканогенный этап рудообразования можно разбить на несколько стадий (табл. 5).

**I этап.** Дорудный. Образование пропицитов хлорит-кальцитового и кварц-хлорит-эпидотового состава с магнетитом и гематитом.

**II этап.** Рудный вулканогенный. Первая его стадия связана с образованием кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов, сопровождающих околорудное окварцевание, карбонатизацию и адуляризацию. В эту стадию формируются кварц-карбонат-адуляровые жилы с включениями пирита I и полисульфидной минерализации (сфалерит I, галенит, халькопирит, пирротин и борнит). На второй стадии происходило формирование кварцевых жил, содержащих блеклые руды (фрейбергит, аргентотеннантит и аргентотетраэдрит), сульфосоли (полибазит и пираргирит), арвиларит, сульфиды (сфалерит II, галенит, халькопирит, арсенипирит), самородное золото I и самородный свинец. В завершении второй стадии происходит

**Таблица 4.** Состав самородного золота на месторождении Невенрекан

№ п/п	Номер образца	Сумма	Весовые концентрации, %			Формульные коэффициенты		
			Au	Ag	Fe	Au	Ag	Fe
<i>Высокопробное золото – диапазон пробности 897–920‰ – Au<sub>1.69</sub>Ag<sub>0.31</sub></i>								
1	C103_70.9–71.0	100.00	90.65	9.35	–	1.68	0.32	–
2	C103_70.9–71.0	100.00	90.27	9.73	–	1.67	0.33	–
3	C103_70.9–71.0	100.00	90.24	9.76	–	1.67	0.33	–
4	C103_70.9–71.0	100.00	89.67	10.33	–	1.65	0.35	–
5	C103_70.9–71.0	100.00	91.99	8.01	–	1.73	0.27	–
6	C103_70.9–71.0	100.00	91.98	8.02	–	1.73	0.27	–
<i>Золото средней пробности – диапазон пробности 796–813‰ – Au<sub>1.38</sub>Ag<sub>0.62</sub></i>								
7	C021-139.3–139.4	100.00	79.76	20.24	–	1.37	0.63	–
8	C003-101.7–101.8	100.00	79.63	20.37	–	1.36	0.64	–
9	C003-101.7–101.8	100.00	80.09	19.91	–	1.38	0.62	–
10	C003-101.7–101.8	100.00	80.35	19.65	–	1.38	0.62	–
11	C003-101.7–101.8	100.00	79.68	20.32	–	1.36	0.64	–
12	C003-101.7–101.8	100.00	81.30	18.70	–	1.41	0.59	–
<i>Низкопробное золото – диапазон пробности 397–556‰ – Au<sub>0.63</sub>Ag<sub>1.37</sub></i>								
13	C021_141.7–141.8	100.00	49.13	50.05	0.82	0.69	1.27	0.04
14	C021-141.7–141.8	100.00	39.72	60.28	0.00	0.53	1.47	0.00
15	C021-141.7–141.8	100.00	50.49	49.51	0.00	0.72	1.28	0.00
16	C021-141.7–141.8	100.00	42.62	57.38	0.00	0.58	1.42	0.00
17	C021-141.7–141.8	100.00	38.94	61.06	0.00	0.52	1.48	0.00
18	C021-141.7–141.8	100.00	40.23	59.77	0.00	0.54	1.46	0.00
19	C003-101.7–101.8	100.00	55.57	44.43	0.00	0.82	1.19	0.00

Примечание. Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе JeolJSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром, Санкт-Петербург, 2017. Аналитик О.Л. Галанкина.

развитие карбонатных прожилков, не связанных с продуктивной минерализацией. В третью стадию происходит внедрение кварц-ярозитовых жил, насыщенных рутилом. Эти жилы содержат пирит II, марказит, ютенбогаардит, самородное золото II и серебро, акантит и золото-серебряные

сплавы. Рудовмещающие вулканы интенсивно аргиллизированы.

**III этап.** Рудный плутоногенный. Минералы отлагаются по микротрещинам и пустотам в минералах ранних парагенезисов. На этом этапе формируются матильдит, селеноканфилдит, кан-

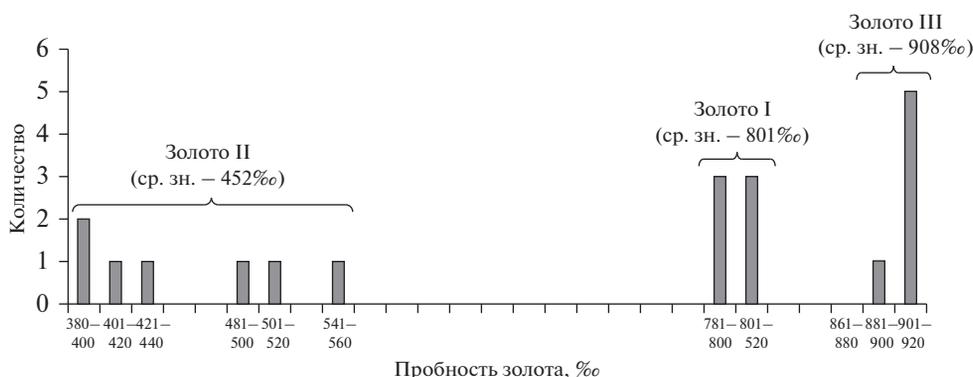
**Рис. 8.** Гистограмма распределения пробности самородного золота на месторождении Невенрекан.

Таблица 5. Схема последовательности минералообразования руд на участке Невенрекан

Минералы	Этапы и стадии					
	Дорудный	Вулканогенный			Плутоногенный	Гипергенный
		I	II	III		
Жильно-метасоматические минералы						
Кварц						
Халцедон						
Родохрозит*						
Сидерит*						
Адуляр						
Кальцит						
Гидролюда						
Рутил						
Гематит						
Магнетит						
Хлорит						
Эпидот						
Каолинит						
Серицит						
Ярозит						
Рудные минералы						
Пирит						
Фрейбергит						
Аргентотеннантит						
Аргентотетраэдрит						
Сфалерит						
Галенит						
Серебросодержащий галенит						
Халькопирит						
Пирротин						
Арсенопирит						
Марказит						
Борнит						
Канфилдит						
Селеноканфилдит						
Агвиларит						
Матильдит						
Полибазит						
Пираргирит						
Ютенбогаардит						
Касситерит*						
Кестерит						
Au-Ag сплавы						
Фаза Ag <sub>7</sub> Sn(S,Se) <sub>6</sub> *						
Фаза Ag <sub>10</sub> SbS <sub>5</sub> *						
Акантит						
Самородный свинец						
Самородное серебро						
Самородное золото						
Гипергенные минералы						
Лимонит						
Оксиды и гидроксиды Fe						
Оксиды и гидроксиды Cu						
Оксиды и гидроксиды Mn						
Ковеллин						

Примечание. \* Составлена с учетом данных Е.И. Подольян и А.П. Бороздина [2017].

\*\* Толщина линий отражает количественные характеристики минералов, наиболее распространенные отображены более широкой линией в таблице.

**Таблица 6.** Результаты изотопного датирования золото-серебряного оруденения Эвенского рудного района по литературным данным

Месторождение	Метод	Возраст, млн лет	Источник
Ирбычан	Ag–Ag	82.8 ± 0.2	Лейер и др., 1997
Сопка Кварцевая	Ag–Ag	78.1 ± 0.2	
		79.6 ± 0.2	
Дальнее	Rb–Sr	80 ± 5	Кравцова и др., 2009
Рудопроявление Кегали	Ag–Ag	79.9 ± 2	

фильдит, кёстерит (станин), серебросодержащий галенит. К этому же этапу, как мы предполагаем, относится образование выделенных Е.И. Подольн и А.П. Бороздиным [2017] новых минералов (фаза  $Ag_7Sn(S,Se)_6$  и фаза  $Ag_{10}SbS_5$ ) [Podolian et al., 2019] и касситерита (они же образование оловянной минерализации относят к ранней, дорудной стадии).

**IV этап.** Гипергенный. С ним связано природное “облагораживание” самородного золота (золото III) и образование оксидов и гидроксидов Fe, Mn, Cu.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные авторов подтверждают представления о месте адуляр-серицитового Au–Ag оруденения [Sillitoe, Hedenquist, 2003] и продуцирующих их высокотемпературных геотермальных систем [Леонов, 1989; Guillou-Frotier et al., 2000; Cole et al., 2005] в эволюции активных континентальных окраин [Sillitoe, 1972]. Формирование этих геотермальных систем в пределах ОЧВП происходило в тесной связи с процессами вулканизма и кальдерообразования, как результат эволюции верхнекоровых магматических очагов, возникших в результате термального воздействия глубинных магм [Леонов, Гриб, 2004]. Парагенетическая связь Au–Ag оруденения и рудовмещающих риолитов подтверждается одинаково низкими значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в рудах (0.7033–0.7082) и риолитах (0.7045–0.7048, [Кравцова и др., 2009]).

Эпитермальные Au–Ag руды месторождения Невенрекан претерпели контактовое воздействие более поздней гранитоидной интрузии, что привело к появлению в рудах Bi–Sn минерализации (см. рис. 7н–п), нарушению латеральной и вертикальной геохимической зональности в пределах рудного поля [Corbett, Leach, 1998; Приймєнко и др., 2020]. И вулканогенная, и более поздняя плутоногенная минерализация формировались на сравнительно коротком временном интервале (1–5 млн лет) в рамках эволюции сложной полигенной вулканоплутонической постройки, которой является Туромчинская структура [Умитбаев, 1986].

Следует отметить, что к настоящему времени в нашем распоряжении нет современных U–Pb и  $^{40}Ar/^{39}Ar$  определений возраста гранитоидов Ту-

ромчинской структуры, с которыми авторы связывают образование минерализации позднего, плутоногенного этапа. Однако в других сегментах ОЧВП известны гранитоиды с U–Pb возрастом, укладывающимся в диапазон 80–77 млн лет. Это граниты омсукчанского комплекса в Охотском (80.5 млн лет, [Ньюберри и др., 1997]) и кавральянского комплекса в Анадырском (78.0 млн лет, [Rogacheva, Baksheev, 2010]) секторах.

На данной стадии исследований авторы считают, что месторождение Невенрекан – полиформационное. Также, базируясь на рассмотренных выше минералогических и петрографических данных, авторы полагают, что плутононогенный этап – более поздний. Однако это предположение может быть опровергнуто, или подтверждено последующими изотопно-геохронологическими исследованиями и геологическими наблюдениями.

Близкий аналог Невенрекана по геологическому строению, составу руд и соотношениям с поздним гранитоидным магматизмом – месторождение Карамкен [Некрасова, 1972; Еремин, 1974; Стружков, Константинов, 2005; Савва, 2018]. Возраст руд Au–Ag месторождений Эвенского рудного района, с учетом наших результатов и данных предшественников можно считать установленным в интервале от 83 до 78 млн лет (табл. 6). Это, с одной стороны, близко к возрасту руд таких Au–Ag месторождений ОЧВП, как Кегали, Утесное, Валунистое [Еремин, 1974; Ньюберри и др., 2000], Карамкен [Акинин и др., 2007], с другой стороны, существенно моложе возраста минерализации на месторождениях Ойра и Купол (94–91 млн лет, [Ньюберри и др., 2000; Акинин и др., 2015]), которые связаны с магматизмом ранних стадий развития ОЧВП [Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011, Тихомиров, 2020]. Объяснением подобных различий может быть допущение, что рудообразование в различных сегментах ОЧВП происходило на различных этапах его эволюции и в связи с различными по возрасту и характеру глубинными магматическими источниками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Руды Au–Ag месторождения Невенрекан формировались в два этапа – вулканогенный (эпитермальный) и плутононогенный. Вулканогенный этап характеризовался тремя стадиями рудоотло-

жения. На первой были сформированы кварц-карбонат-адуляровые жилы с пиритом и полисульфидной минерализацией, а также околорудные кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты. Возраст кристаллизации адуляра из кварц-карбонат-адуляровой жилы месторождения Невенрекан, полученный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом, составил  $79.4 \pm 1.0$  млн лет. Во вторую стадию отлагались минералы золото-сульфосольной ассоциации, включающие Ag-содержащие блеклые руды, полибазит, агвиларит и электрум. На третьей стадии формировались кварцевые жилы с ютенбогардитом, акантитом, и интерметаллидами Au и Ag. Плутоногенный этап в рудных минералах проявился формированием ассоциации минералов олова (касситерит, канфильдит, кестерит), висмута (матильдит) и серебро-содержащего галенита.

Околорудные изменения представлены окварцеванием, каолинизацией, аргиллизацией кварц-гидрослюдистого состава. Минеральные парагенезисы пропицитов соответствуют хлорит-кальцитовый и хлорит-эпидотовый фациям. По ним развиваются продукты последующих процессов кислотного выщелачивания и позднещелочного метасоматоза. Предрудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты сопровождают околорудное окварцевание, карбонатизацию и адуляризацию.

Широкое развитие в рудах месторождения комбинированных текстур, представленных сложным сочетанием колломорфно-полосчатых, брекчиевых и брекчиевидных разностей, отражают среду рудообразования и полиформационность оруденения.

Месторождение Невенрекан – пример полиформационного объекта, в рудах которого на ранних связанных с вулканизмом низкотемпературные минеральные парагенезисы телескопированы поздние более высокотемпературные, парагенетически связанные с внедрением гранитоидов. В пределах Эвенского рудного района другие подобные объекты неизвестны.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность С.Ф. Петрову, Е.В. Алакину (ООО “ОЗРК”), А.П. Бороздину (ООО “ЛИМС”) и О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за содействие при выполнении данной работы.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование возраста выполнено в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Савва Н.Е., Петров А.Н., Альшевский А.В., Тюкова Е.Э. Подготовка рекомендаций по планированию прогнозно-поисковых работ на золото-серебряное и другие виды оруденения в пределах зоны влияния регионального геофизического профиля 2-ДВ (по договору № 72 от 26 апреля 2005 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 162 с.
- Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U–Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
- Глухов А.Н. Алунит-кварцевые эпитегрмальные месторождения золота России и стран СНГ: открытия последних лет и перспективы выявления на Северо-Востоке Азии // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2011. № 3. С. 7–17.
- Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры // Труды Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института АН СССР. Вып. 43. Новосибирск, 1974. 134 с.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во “Геос”, 2010. 292 с.
- Кравцова Р.Г., Дриль С.И., Алмаз Я.А., Татарников С.А., Владимиров Т.А. Первые данные по Rb–Sr возрасту и изотопному составу золото-серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенский рудный район, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 240–243.
- Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитегрмальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  определения возраста руд // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 665–658.
- Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
- Некрасова А.Н. Особенности минерального состава руд Карамкенского золото-серебряного месторождения // Геология рудных месторождений. 1972. № 3. С. 45–54.
- Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики // Труды Всероссийского совещания. Магадан, 4–6 сентября 1997 г. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
- Подольян Е.И., Бороздин А.П. Особенности минерального состава и обогатимости золото-серебряных руд участка Невенрекан (Магаданская область) // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. С. 284–287.

- Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Михалицына Т.И. Интрузивный этап развития вулканоструктуры и Au–Ag оруденения на примере месторождения Неვენрекан (Магаданская область, Россия) // Вулкано-логия и сейсмология. 2020. № 5. С. 13–25. <https://doi.org/10.31857/S0203030620050041>
- Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России // Северо-Восточное комплексное НИИ ДВО РАН. М.: Изд-во Триумф, 2018. 544 с.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термо-хронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 287 с.
- Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the international conference on arctic margins VI. pp. Fairbanks, Alaska. 2011. P. 171–193.
- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D. Calderas and caldera structures // Earth-Science Reviews. 2005. V. 69. P. 1–26.
- Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization // Special Publications of the Society of Economic Geologists. 1998. V. 6. P. 258.
- Guillou-Frottier L., Burov E.B., Mile'si J.P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // J. Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 102. P. 339–361.
- Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Spec. Publ. 2012. V. 5. P. 1–75.
- Podolian E., Shelukhina I., Kotova I. Ag-Bearing Mineralization of Nevenrekan Deposit (Magadan Region, Russia) // Ed. B Galgolev S., 14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2019). Cham: Springer Nature, 2019. P. 127–128. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-22974-0\\_29](https://doi.org/10.1007/978-3-030-22974-0_29)
- Rogacheva L., Baksheev I. Mineralogy of metasomatic rocks and geochronology of the Olhovka porphyry-copper deposit, Chukotka, Russia // Geophysical Research Abstracts. 2010. V. 1. P. 556.
- Sillitoe R.H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere // Bulletin Geological Society of America. 1972. V. 83. P. 813–818.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcano-tectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 2003. № 10. P. 315–343.

## Gold-silver Volcanogenic-Plutonogenic Nevenrekan Deposit (Magadan Region, Russia): Host Rocks, Ore Metasomatites, Age and Material Composition of Ore

V. V. Priyemenko<sup>1, \*</sup>, A. N. Glukhov<sup>1, \*\*</sup>, V. V. Akinin<sup>1, \*\*\*</sup>, M. I. Fomina<sup>1, \*\*\*\*</sup>, T. I. Mikhailitsyna<sup>1, \*\*\*\*\*</sup>, A. V. Ponomarchuk<sup>2, \*\*\*\*\*</sup>, and G. O. Polzunenkov<sup>1, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch, of the RAS, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia

<sup>2</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the RAS, Acad. Koptyuga prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

\*e-mail: priyemenkovladimir@gmail.com

\*\*e-mail: gluhov76@list.ru,

\*\*\*e-mail: akinin@neisri.ru,

\*\*\*\*e-mail: mif-74@yandex.ru,

\*\*\*\*\*#e-mail: tim\_66@mail.ru,

\*\*\*\*\*e-mail: antponomar@gmail.com

\*\*\*\*\*e-mail: gennadiy\_mag@mail.ru

The material composition of Au–Ag ores of the Nevenrekan deposit has been studied. Two hypogenic stages of ore formation have been identified. The first, epithermal volcanic, was formed by adularia-carbonate-quartz veins and near-ore metasomatites of quartz-hydromica composition, polysulfide and gold-sulfosalt mineralization. On the second, as a result of the contact action of the granitoid pluton, Te-, Bi-, and Sn-containing mineral parageneses were formed. The sequence of formation of paragenetic associations of minerals is shown. A petrographic description of rocks and their metasomatic changes within the ore field, textural and structural features of ores are given. It is concluded that the deposit is a polyformational object; which has no analogues within the Evensky ore region. The age of epithermal mineralization at the deposit, determined by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method from the adularia of the ore vein, was 79.4 ± 1 Ma, which is consistent with the age of a number of large epithermal gold-silver deposits in the Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belt.

**Keywords:** gold, epithermal mineralization, mineralogy, age, OCVB

УДК 551.2/3

## ОПЫТ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПО ДАННЫМ О СМЕЩЕНИЯХ СКАЛЬНЫХ ОТДЕЛЬНОСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ АЛАЙСКОЙ ДОЛИНЫ (КИРГИЗИЯ)

© 2022 г. М. В. Родкин<sup>a, b, \*</sup>, С. Ж. Орунбаев<sup>c, d, e, \*\*</sup>

<sup>a</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,  
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

<sup>b</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки, 1Б, Южно-Сахалинск, 693022 Россия

<sup>c</sup>Американский университет в Центральной Азии, ул. А. Токомбаева, 7/6, Бишкек, 720060 Кыргызская Республика

<sup>d</sup>Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,  
ул. Т. Фрунзе, 73/2, Бишкек, 720027 Кыргызская Республика

<sup>e</sup>Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства КГУСТА,  
ул. Малдыбаева, 34Б, Бишкек, 720000 Кыргызская Республика

\*e-mail: rodkin@mitp.ru

\*\*e-mail: orunbaev\_s@auca.kg

Поступила в редакцию 23.11.2020 г.

После доработки 20.08.2021 г.

Принята к публикации 25.10.2021 г.

Приводятся результаты оценок величин пиковых скоростей смещений грунта (PGV) и долгосрочной сейсмической опасности для ряда участков западной части Алайской долины по данным о предположительно сейсмогенных смещениях скальных отдельностей методом PGVEM, PGV estimation method. Кроме доминирующих поперечных простиранию долины сейсмических импульсов, отвечающих надвиговым деформациям, выявлены и сдвиговые, ориентированные вдоль структур Алайской долины. Наблюдается некоторый рост величин PGV (и балльности) в области повышенной сейсмичности, связанной с эшелонированным Главным Памирским надвигом. В целом, квантили  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$  полученных оценок PGV отвечают  $I = 9.5$ , что на пол-балла превышает оценку сейсмической интенсивности на карте ОСР Киргизии от 2018 г. Полученные результаты дают основание предположить перспективность применения PGVEM метода для уточнения карт ОСР на основе оценок PGV от древних сильных событий.

**Ключевые слова:** сейсмическая опасность, метод PGVEM, граница Памира и Тянь-Шаня, сейсмогенные смещения скальных блоков, палеосейсмогеология

**DOI:** 10.31857/S0203030622010060

### ВВЕДЕНИЕ

Оценки сейсмической опасности, представляемые в виде карт ОСР, рассчитываются на основе инструментальных наблюдений и исторических данных (при наличии таковых). Однако период повторяемости сильнейших событий почти заведомо существенно превышает длительность сейсмологических наблюдений, а в большинстве случаев и период регистрации исторических землетрясений. Отсюда актуально использование при построении карт ОСР палеосейсмических данных, характеризующих сейсмичность за более длительные интервалы времени [McCalpin, 1990; Никонов, 1995, 2003; Мак-Калпин, 2011 и др.]. Однако классические методы палеосейсмологии связаны со вскрытием зон разломов и оценкой амплитуд и времен подвижек по этим разломам,

они весьма трудоемки и потому не могут быть реализованы достаточно массово. Чаще они проводятся уже после неожиданно произошедшего сильного землетрясения. Типичным примером является разрушительное Нефтегорское землетрясение (28 мая 1995 г.,  $M = 7.1$ ), район которого полагался слабосейсмичным, и только проведенные затем палеосейсмологические исследования показали, что такие разрушительные землетрясения регулярно происходили в этом районе и ранее [Рогожин, 1996].

Ввиду вышесказанного, представляет интерес использование также и менее трудоемких методов, пусть и не столь точных. Один из таких методов основан на оценке пиковых скоростей смещения грунта (величин PGV) при сильных исторических и палеоземлетрясениях (PGV estimation

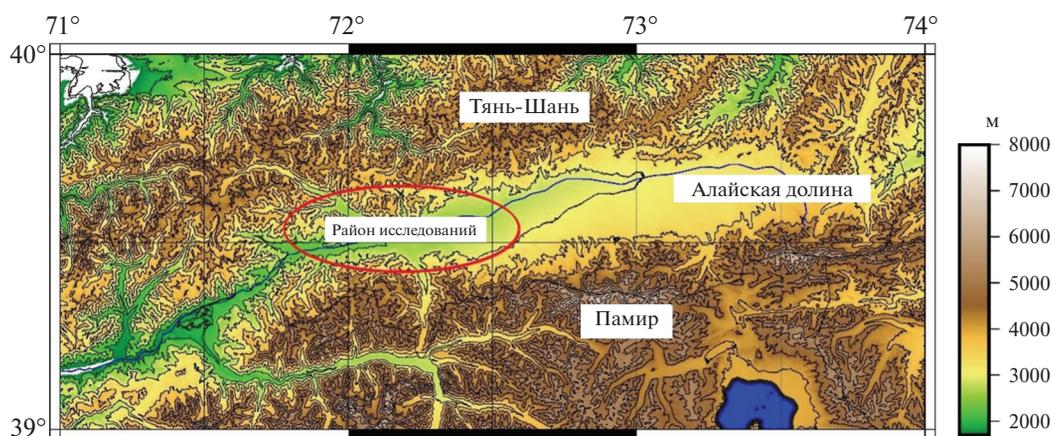


Рис. 1. Район исследования.

method, PGVEM) [Родкин и др., 2012]. В работах [Родкин и др., 2012, 2015; Rodkin, Korzhenkov, 2019] метод PGVEM был успешно верифицирован сравнением с данными по смещениям скальных отделистостей в очаговых зонах нескольких недавних сильных землетрясений и при взрывах. К настоящему времени PGVEM получил уже заметное распространение как один из методов макросейсмических исследований [Никонов и др., 2014; Николаева и др., 2016, 2018; Корженков и др., 2016, 2019; Шварев, Родкин, 2017; Gladkov et al., 2016; Shvarev et al., 2018; Nikolaeva et al., 2021 и др.].

Получаемые методом PGVEM оценки величин PGV (желательно с оценкой соответствующего интервала времени) позволяют далее перейти к площадной оценке ожидаемой балльности (интенсивности) для данного интервала времени. При этом представляется предпочтительным от величин максимальных значений PGV и интенсивности перейти к использованию значений ожидаемой интенсивности  $I$  для некоторого масштаба времени  $T$ , с некоторой вероятностью  $q$ , как это, собственно, и представлено на последних картах ОСР. Ситуация здесь аналогично проблеме оценки магнитуды максимально возможного землетрясения; в серии работ [Писаренко, Родкин, 2009; Pisarenko, Rodkin, 2010; Писаренко и др., 2021] аргументируется переход от использования параметра  $M_{\max}$  для неограниченного интервала времени к величинам квантилей  $Q_T(q)$ , не превышения значения  $M_{\max}(T)$  в следующий интервал времени с вероятностью  $q$ .

Заметим, что переход от оценок величин PGV к интенсивности  $I$  облегчается тем, что, согласно [Аптикаев, 2012; Эртелева, 2020], искомые величины интенсивности (балльности) более тесной корреляционной связью связаны со значениями PGV, чем с величинами ускорений PGA.

Ниже обсуждаются результаты применения метода PGVEM для уточнения оценки долговре-

менной сейсмической опасности на ряде участков западной части сейсмически активной Алайской долины, являющейся границей Памира и Тянь-Шаня (рис. 1). По геологическим, геодезическим данным и по результатам расчетов скорости сеймотектонических деформаций вся область Тянь-Шаня и Памира характеризуется высокими значениями современных деформаций [Никонов, 1980; Никонов, Ваков, 1983; Сычева и др., 2008, 2009; Кучай, Бушенкова, 2009; Костюк и др., 2010; Tunini et al., 2017; Сычева, 2017; Rebetsky et al., 2018 и др.]. Доминируют субмеридиональные деформации сжатия, но также развиты и сдвиговые деформации, а локально фиксируются и деформации растяжения. Максимальные скорости сеймотектонических деформаций, достигающие,  $STD \sim 9 \times 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ , наблюдаются на границе Тянь-Шаня с Памиром. Эти деформации концентрируются в областях эшелонированных систем надвигов, расположенных по бортам Алайской долины и отвечающих надвигам на долину горных сооружений Памира и Тянь-Шаня. Более активной является система Главного Памирского надвига, ограничивающая Алайскую долину с юга. Наиболее сильные ( $M_w 7+$ ) инструментально зарегистрированные землетрясения данной области (10 июля 1949 г.,  $M_w 7.5$ , 39.19 N, 70.8 E) и ( $M_w 7.1$ , 11 августа 1974 г., 39.36 N, 73.82 E) произошли на соседних с рассматриваемым участком, западном и восточном, сегментах Главного Памирского надвига. Проведение в такой активной области работ методом PGVEM имеет как методическое, так и прикладное значение, в плане уточнения долговременной сейсмической опасности данной, достаточно плотно заселенной и сейсмоопасной территории.

## МЕТОДИКА

Метод PGVEM нацелен на выявление и анализ сейсмогенных смещений скальных отдельностей. На первом этапе проводится отбраковка иных возможных воздействий, в частности, не рассматриваются смещения, которые могут быть объяснены воздействием гравитации. Еще одним фильтром является диапазон величин смещений; малые смещения могут вызываться также и иными причинами (например, мерзлотным растрескиванием). Редко встречающиеся аномально большие смещения (более 5 м) также не рассматриваются как возможно не сейсмогенные и часто сильно неоднозначные в интерпретации. Набор используемых простых механических (кинематических) моделей (заведомо не полный) дан в описании метода PGVEM [Родкин и др., 2012].

При анализе возможно сейсмогенных смещений в методе PGVEM используется ряд допущений, являющихся обобщением сейсмологических данных. Во-первых, степенной характер распределения величин сейсмических воздействий позволяет рассматривать как доминирующее одно сильнейшее воздействие, полагая другие, существенно более слабые по величине сейсмические воздействия, как бы шумом. Во-вторых, в цуге сейсмических колебаний обычно выделяется одно максимальное отклонение (часто наблюдаются две максимальные последовательные амплитуды колебаний в противоположных направлениях); эти амплитуды и задают максимальное значение массовой скорости – PGV. Предполагается, что эта скорость PGV передается скальному блоку, который затем по инерции перемещается в свое новое положение. Наличие в цуге колебаний единичного, резко выделяющегося значения позволяет пренебречь вкладом других участков цуга сейсмических колебаний, эти последние также играют роль шума. В-третьих, ограничения смещающегося скального блока его окружением также часто служат фильтром, позволяющим реализоваться смещениям только определенной ориентации. Иначе направленные сейсмические воздействия не приводят к смещениям по геометрическим ограничениям. Также полагается, что последующие землетрясения воздействуют уже на свободно лежащий скальный блок и потому оказываются слабее предыдущего, их роль также сводится к росту шума. Перечисленные допущения позволяют в качестве сильно упрощающего приближения рассматривать каждое отдельное смещение скальной отдельности (глыбы) как порожденное как бы единичным сейсмическим воздействием, точнее даже, одним сильнейшим импульсом такого воздействия. В этом приближении можно, по смещению данного скального блока, оценить направление и величину PGV, которые были приложены к скальному блоку, чтобы вы-

звать его смещение. Удовлетворительно надежные результаты величины PGV могут быть получены в результате статистического анализа, позволяющего отбраковать нетипичные смещения, порождаемые несейсмическими воздействиями и выявить основные систематические сейсмогенные компоненты смещений на фоне шума.

В работе [Родкин и др., 2012] для оценки величин PGV в разных случаях предложен набор уравнений баланса механической энергии, упрощенным образом связывающих величину смещения скальной отдельности со значением исходной ее скорости, полагаемой равной PGV. В простейшем (и наиболее часто используемом на практике) модельном случае рассматривается смещение скальной отдельности по горизонтальной поверхности с трением. Уравнение баланса механической энергии в этом случае имеет вид

$$mV^2/2 = mgkL, \quad (1)$$

где  $m$  – масса скальной отдельности;  $V$  – скорость (полагаемая равной PGV);  $g$  – ускорение свободного падения;  $k$  – коэффициент трения;  $L$  – дальность перемещения отдельности. Примеры фотографий такого рода смещений приведены на рис. 2. Обычно смещенный блок и блок основания в той или иной степени перекрыты дерном и погружены в почву. Фотографии аналогичных смещений в других регионах можно посмотреть в работах [Родкин и др., 2012; Шварев, Родкин, 2017; Николаева и др., 2018; Nikolaeva et al., 2021 и др.]

В более сложном случае учитывается величина смещения скальной отдельности по вертикали, а также – в случаях отбрасывания, подбрасывания или переворачивания скального блока – используются иные механические модели. Во всех модельных случаях решается некоторое упрощенное уравнение баланса механической энергии [Родкин и др., 2012]. Применение таких моделей к полевым наблюдениям позволяет получить возможные значения максимальной массовой скорости PGV и азимут смещения.

Смещение каждого отдельного скального блока может порождаться самыми разными причинами, в том числе не связанными с землетрясениями. С искомыми сейсмическими воздействиями ассоциируются типичные значения PGV и азимутов воздействия (если для них не предложено иного объяснения). Ниже, как возможно сейсмогенные, рассматривались смещения скальных отдельностей от нескольких см до первых метров. Причиной меньших смещений может быть растрескивание пород (например, при промерзании), а редкие аномально большие смещения могут быть вызваны иными, не сейсмогенными воздействиями. Указанный диапазон смещений, при пересчете по соотношению (1), отвечает типичным



Рис. 2. Примеры фотографий смещения скальных отдельностей, Алайская долина, 2019.

значениям PGV из баз данных сильных движений [Эртелева, 2020]. На последнем этапе происходит определение величин и азимутов сейсмогенных воздействий, как систематически повторяющихся (с естественным разбросом).

Завершая краткое обсуждение PGVEM метода отметим, что этот метод в определенном смысле является аналогом метода дискретно-элементного деформационного анализа (numerical discrete element discontinuous deformation analysis, DDA), разработанного и использовавшегося в работах [Shi, 1993; Kamai, Hatzor, 2008; Yagoda-Biran, Hatzor, 2010; Bao et al., 2013 и др.]. С методической точки зрения, различие методов DDA и PGVEM аналогично различию решения задач механики на основе уравнений движения и на основе соотношений баланса энергии. Первый подход потенциально обеспечивает большую точность, но требует более детальных данных. Второй способ, как правило, проще в реализации. Аналогичное различие имеет место и в данном случае. В работе [Rodkin, Korzhenkov, 2019] на ряде примеров показало, что применение обоих методов (DDA и PGVEM) приводит к практически одинаковым результатам. Мы используем метод PGVEM как более простой в реализации.

В свете вышесказанного ожидаемым вариантом является появление при данном землетрясении двух противоположно ориентированных лепестков розы-диаграммы числа смещений скальных отдельностей. Именно такое распределение было выявлено, например, в очаговой области сильного Кеминского землетрясения (1911 г.,  $M_w = 7.9$ , Северный Тянь-Шань) [Родкин и др., 2015; Rodkin, Korzhenkov, 2019]. Встречаются, од-

нако, и более сложные варианты. На рис. 3, а также по данным работ [Родкин и др., 2015; Rodkin, Korzhenkov, 2019], представлен пример интерпретации данных по смещению скальных отдельностей в очаговой зоне Суусамырского землетрясения (1992 г.,  $M_s = 7.3$ , Киргизия); землетрясение это произошло по двум сопряженным, но разнонаправленным разломам. На рис. 3а представлена роза-диаграмма направлений смещений скальных отдельностей, наблюдаемых в очаговой зоне Суусамырского землетрясения, а на рис. 3б – роза-диаграмма медиан величин PGV в соответствующих азимутах. На рис. 3а видно, что значения азимутов смещений представлены двумя системами противоположно направленных смещений. Такой характер ориентации смещений отвечает сложной структуре очага землетрясения, в которой два вышедших на поверхность сегмента сейсморазрыва имеют взбросо-сдвиговой характер, но приурочены к субширотному Арамсуйскому адырному предгорному разлому на востоке и к Суусамырскому краевому разлому северо-западного простирания – на западе очаговой области. Характерные значения PGV в этих двух доминирующих направлениях составляют 1–2 м/с (см. рис. 3б). Эти значения (также, как и полученные в других случаях) хорошо согласуются с наблюдаемыми значениями PGV по мировым данным о сильных движениях [Аптикаев, 2012; Эртелева, 2020]. Отметим, что роза-диаграмма для величин скоростей PGV (см. рис. 3б) статистически менее надежна, как в большей степени зависящая от отдельных максимальных значений.

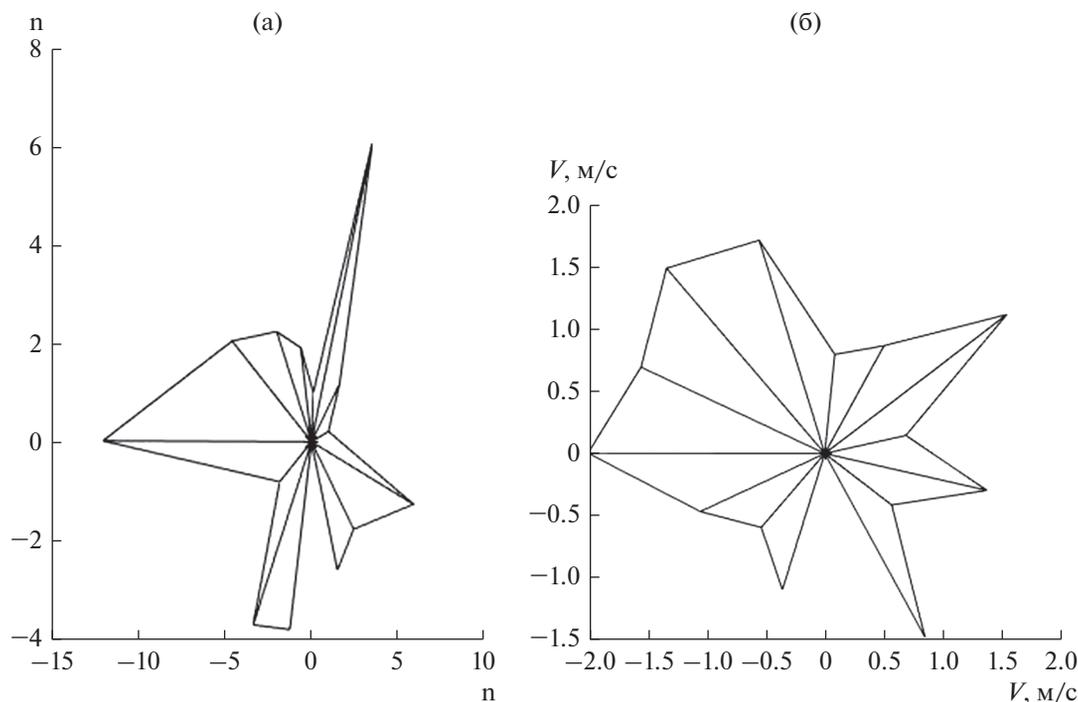


Рис. 3. Розы—диаграммы числа событий для направлений смещений (а) и для средних скоростей (б) скальных смещений в данном направлении при Суусамырском землетрясении.

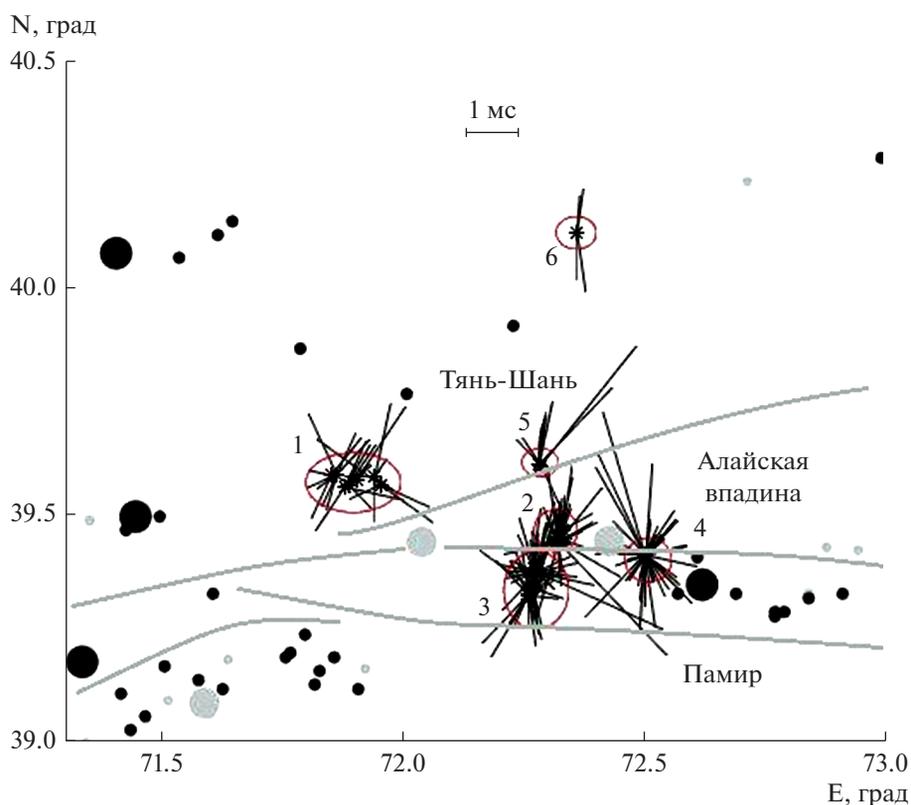
### ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для применения PGVEM метода благоприятны протяженные субгоризонтальные площадки со скальными выходами. Поиск таких площадок и логистика проведения полевых работ привели к тому, что статистически значимые результаты наблюдений оказались сконцентрированными на нескольких пространственно разнесенных площадках, расположенных в разных точках западной части Алайской долины; площадки располагаются на обоих склонах долины.

Всего было наблюденно более 250 случаев, возможно, сейсмогенных смещений скальных отдельностей. Подавляющее большинство из них могут быть описаны простейшей схемой сдвига блока по субгоризонтальной поверхности; эти примеры интерпретировались в соответствии с формулой (1). Из дальнейшего анализа были исключены случаи с неполным описанием, не ясным характером смещений, а также отвечающие горным обвалам, иногда с сильно отброшенными от исходной скальной стенки скальными блоками. Модели перемещения таких блоков должны быть более сложными, с учетом возможного подпрыгивания и перекачивания блоков; использование столь сложных моделей на данном этапе не представляется оправданным. Для полноты картины заметим, что иногда наблюдаемые в этих случаях anomalно большие смещения скальных

блоков представляются согласующимися с anomalно высокими скоростями и дальностью перемещения при некоторых больших горных обвалах и оползнях [Strom, Abdrakhmatov, 2018]; большие смещения могут объясняться также перекачиванием блоков; модели описания таких больших смещений на данный момент остаются неясными. Также отбраковывались случаи единичных наблюдений на существенно разнесенных площадках.

В результате отбраковки перечисленных трудно интерпретируемых случаев осталось 234 примера смещений, которые далее и анализировались. В подавляющем большинстве таких случаев интерпретация проводилась на основе соотношения (1), где было принято значение коэффициента трения  $k = 0.7$ . На рис. 4 даны локализация случаев отобранных наблюдений смещений скальных отдельностей и величины и азимуты соответствующих PGV. Там же показаны эпицентры землетрясений, всех представленных в каталоге и для случая  $M_w \geq 6.0$ . Серыми точками даны данные по каталогу ISC-GEM (1922–1975), черными — по каталогу GCMT (1976–2020). Район исследования довольно плотно заселен, и ощутимые землетрясения ( $M_w \geq 6.0$ ) отражены в каталоге ISC-GEM достаточно полно. Области концентрации эпицентров хорошо обрисовывают эшелонированную систему разломов Основного Памирского



**Рис. 4.** Звездочки и отрезки – расположение, величина и направления импульсов скоростей PGV. Кружками и цифрами обозначены компактные группы смещений скальных блоков. Маленькие точки – все землетрясения, крупные –  $M_w \geq 6.0$ , серые – ISC-GEM каталог (1922–1975), черные – GCMT (1976–2020). Линиями схематично показаны основные разломы эшелонированных систем надвигов Памира и Тянь-Шаня.

надвига и (менее определенно) аналогичных ему ограничивающих Тянь-Шань разломов по северному борту Алайской долины.

Средние значения скоростей и разброс составили  $PGV = 1.0 \pm 0.5$  м/с. В распределении направлений подвижек (импульсов PGV) видны четкие преимущественные направления как на отдельных участках, так и в целом по всему району исследований. Если грубо разделить направления подвижки на субширотное и субмеридиональное, то ко второму относится около 70% случаев, что согласуется с широким развитием в области исследования современных деформаций тектонических сжатия, ориентированных поперек простирания Алайской долины [Сычева и др., 2008, 2009; Костюк и др., 2010; Rebetsky et al., 2018]. В широтных азимутах, в грубом приближении вдоль Алайской долины, ориентирована примерно четверть наблюдаемых случаев подвижек. Естественно предположить, что они соответствуют сдвиговым движениям вдоль доминирующей в данной области субширотной системы разломов.

Овалами и цифрами (1–6) на рис. 4 указаны компактные группы наблюдений величин смещений. Статистический анализ удалось сделать для

групп № 1–4. Для группы 5 нельзя построить розы-диаграммы, а группа 6 включает только несколько наблюдений. Участки 1, 5 и 2–4 отвечают склонам Тянь-Шаня и Памира соответственно. В окрестности участков № 1 и 3 расположены каменные обвалы, на которых были проведены измерения размеров лишайников для оценки возраста нарушений лихенометрическим методом; эти результаты обсуждаются ниже.

Первая, самая западная группа, включает 34 случая смещений, имеет средние координаты 71.9 E, 39.58 N и среднюю высоту точек наблюдения над уровнем моря  $H = 2770 \pm 76$ . Учитывая наличие отдельных событий, с резко выделяющимися величинами смещений (и PGV), будем характеризовать группы не средним значением  $V_{max}$  и не максимальным значением, а более робастными порядковыми характеристиками – медианой  $Q_{50}$  и квантилями 80% и 95%,  $Q_{80}$   $Q_{95}$ . Получаем  $Q_{50} = 0.9$ ,  $Q_{80} = 1.4$  м/с и  $Q_{95} = 1.7$  м/с. Роза-диаграмма направлений и величин PGV для первого участка представлены на рис. 5а, б. Можно видеть, что часть розы-диаграммы рис. 5б построена по малому числу наблюдений, соответствующие медианы в юго-восточных азимутах имеют большую

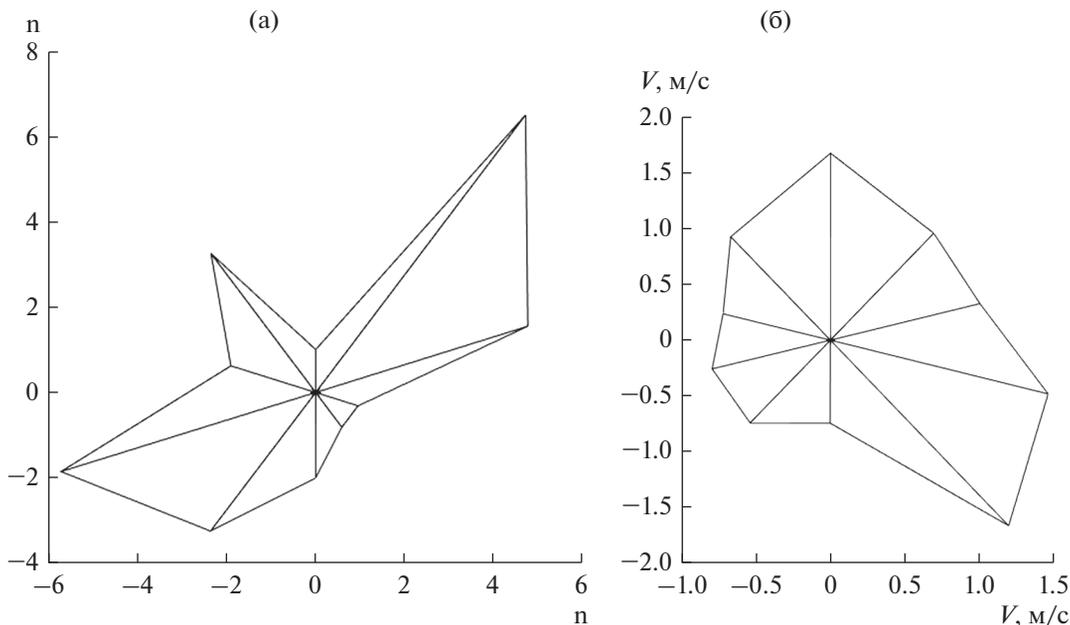


Рис. 5. Роза–диаграмма числа направлений (азимутов) векторов смещений PGV (а) и медиан значений PGV (б) для первой группы точек наблюдения.

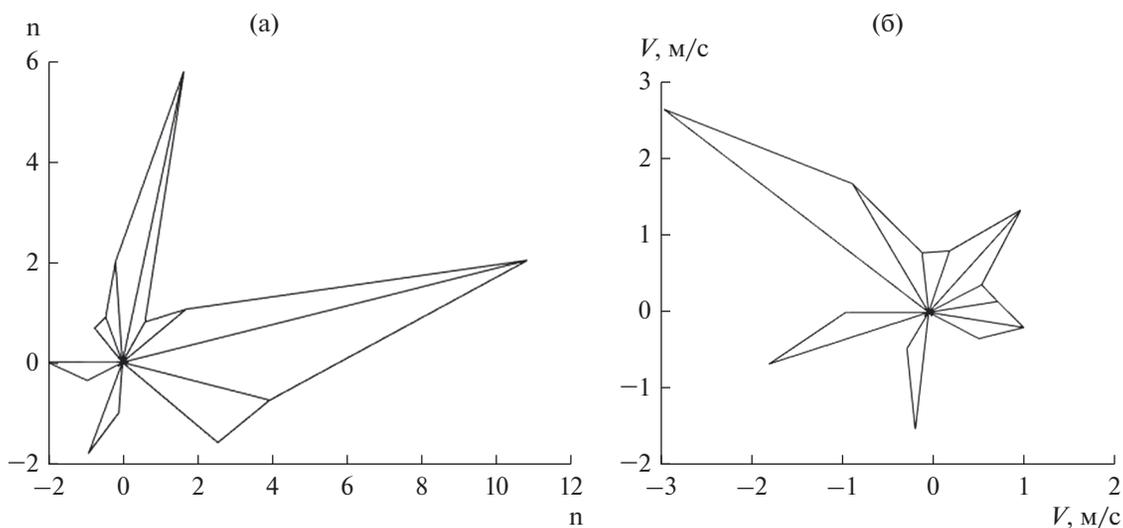


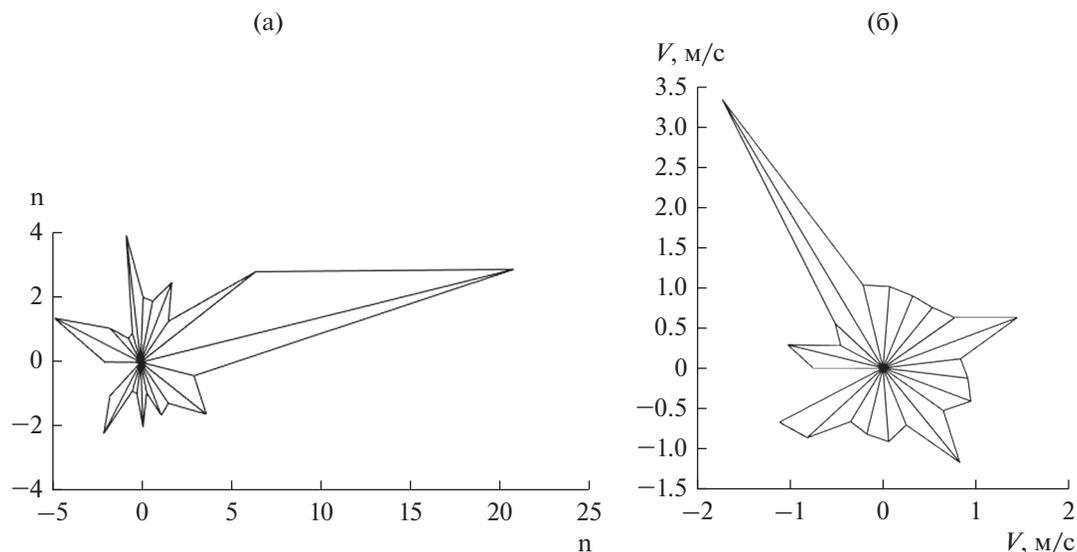
Рис. 6. Роза–диаграмма числа направлений (азимутов) векторов смещений PGV (а) и медиан значений PGV (б) для второй группы точек наблюдения.

погрешность. При этом величины PGV в этих азимутах максимальны. Предположительно такая ситуация может отвечать более позднему и относительно слабейшему сейсмическому воздействию с северо-восточной ориентацией импульса, и более древнему (с меньшим числом сохранившихся случаев подвижек и менее выраженным лепестком розы–диаграммы для числа событий), но более сильному воздействию юго-восточной ориентации.

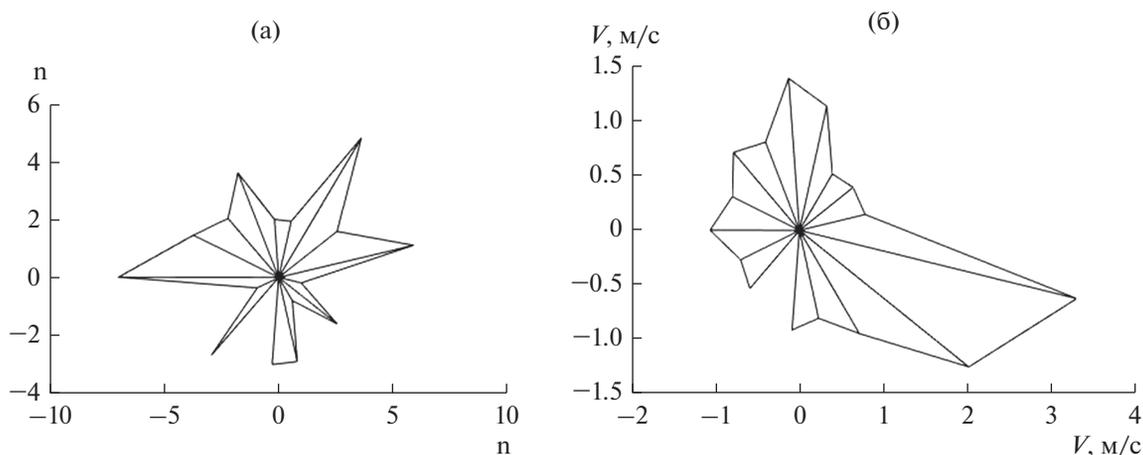
Вторая группа включает 38 событий; ее средние координаты 72.32 E, 39.45 N при средней вы-

соте точек смещения  $H = 2975 \pm 120$  м над уровнем моря. Характерные значения PGV составляют  $Q_{50} = 0.8$ ,  $Q_{80} = 1.2$  м/с и  $Q_{95} = 1.9$  м/с. Роза–диаграмма значений PGV для этого участка представлена на рис. 6. Также, как и в первом случае, достаточно четко выделяются преимущественные направления смещений, в данном случае субширотного и субмеридионального простиранья.

Третья самая многочисленная группа представлена несколькими соседними участками,



**Рис. 7.** Роза–диаграмма числа направлений (азимуты) векторов смещений PGV (а) и медиан значений PGV (б) для третьей группы точек наблюдения.



**Рис. 8.** Роза–диаграмма числа направлений (азимуты) векторов смещений PGV (а) и медиан значений PGV (б) для четвертой группы точек наблюдения.

расположенными в долине, стекающей с Памира р. Алтын-Дора. Эта группа включает 73 события; ее средние координаты  $72.27\text{ E}$ ,  $39.35\text{ N}$ ,  $H = 3076 \pm 70$  м. Характерные значения скоростей PGV равны  $Q_{50} = 0.9$ ,  $Q_{80} = 1.4$  м/с и  $Q_{95} = 1.7$  м/с. Роза–диаграмма значений PGV для этой группы наблюдений представлена на рис. 7. Предположительно, она может отвечать совокупности трех групп подвижек, одна из которых субперпендикулярна Алайской долине, а две другие ориентированы под острым углом к простираанию долины. При этом максимальные по величине, но относительно немногочисленные импульсы имеют

северо-западную ориентацию, субортогональную простираанию Алайской долины.

Четвертая группа, самая восточная и самая высокогорная, включает 53 события. Ее средние координаты  $72.50\text{ E}$ ,  $39.42\text{ N}$  при высоте  $H = 3450 \pm 29$  м. Эта группа отвечает широкой области выполаживания в нескольких километрах выше высокогорного села Ачык-Суу ввиду сползающего с Памира ледника. Роза–диаграмма в этом случае наиболее сложная и, возможно, отвечает совокупности 3–4 противоположно направленных преимущественных ориентаций. Характерные значения скоростей PGV составляют  $Q_{50} = 1.0$ ,  $Q_{80} = 1.3$  м/с

Таблица 1. Характерные данные по группам

Номер группы	Число смещений	Средняя широта, N	Средняя долгота, E	Высота точек наблюдения, м	PGV, Q <sub>0,5</sub> , м/с	PGV, Q <sub>0,8</sub> , м/с	PGV, Q <sub>0,95</sub> , м/с
1	34	39.58	71.9	2770 ± 76	0.95	1.3	1.7
2	38	39.45	72.32	2975 ± 120	0.8	1.2	1.9
3	73	39.35	72.27	3076 ± 70	0.9	1.4	1.7
4	53	39.42	72.50	3450 ± 29	1.0	1.3	2.2
5	33	39.61	72.28	2910 ± 23	0.8	1.1	1.6
6	4	40.13	72.36	1870	1.0	—	—

и  $Q_{95} = 2.2$  м/с. Роза–диаграмма значений PGV для этого полигона представлена на рис. 8.

Заметим, что для рис. 5–8 характерно, что максимумы розы–диаграммы величин PGV (рисунки “б”) отвечают направлениям с относительно меньшим числом случаев смещения (рисунки “а”). Эту намечающуюся тенденцию можно объяснить тем, что сильнейшие события происходят редко, соответственно, в среднем, они более древние, и образовавшиеся при них случаи смещения скальных блоков успевают по той или иной причине разрушиться.

Для пятой группы точек построить статистически значимые розы диаграммы оказалось невозможным. Средние координаты этой группы 72.28 E, 39.61 N,  $H = 2910 \pm 23$  м. Характерные значения скоростей PGV составляют  $Q_{50} = 0.8$ ,  $Q_{80} = 1.05$  м/с и  $Q_{95} = 1.6$  м/с. Для шестой группы можно указать только средние координаты и медианное значение PGV.

Осредненные характеристики по всем группам приведены в табл. 1.

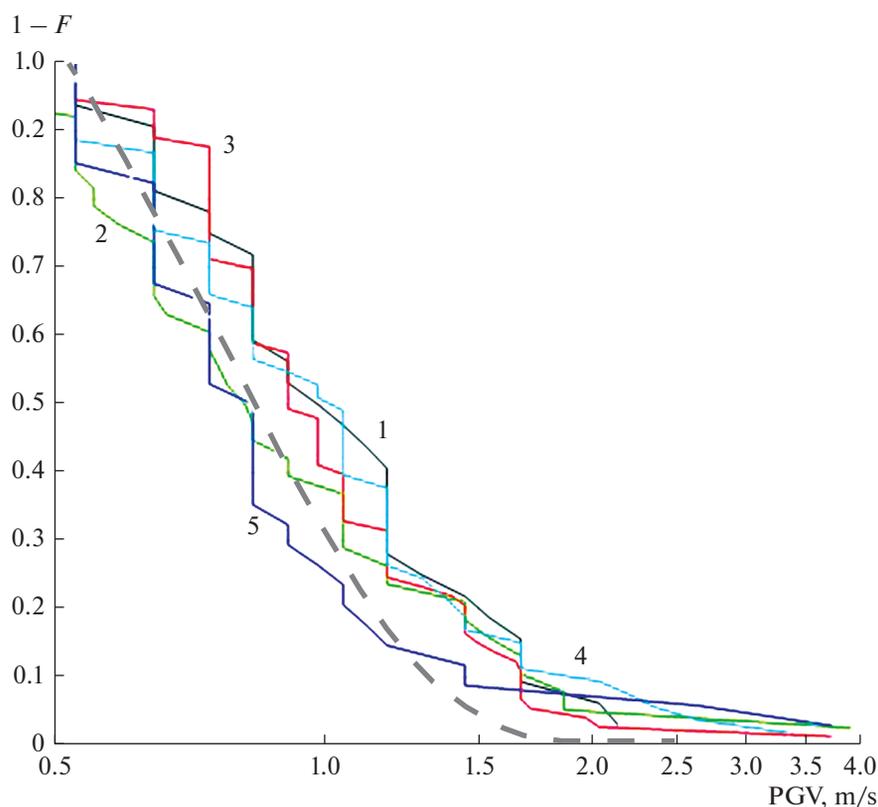
Довольно информативной и устойчивой характеристикой любой величины является ее функция распределения  $F$ , или, более часто используемая в сейсмологии, функция для хвоста распределения  $(1 - F)$ . На рис. 9 представлены эмпирические  $(1 - F)$  распределения для 5 площадок сбора данных. Видно, что эти функции довольно схожи. Заметно отличается от остальных функция  $(1 - F)$  для пятой площадки, с минимальными значениями всех квантилей PGV (см. табл. 1). Для сравнения на том же рисунке приведена модельная функция для нормального распределения со средним значением и разбросом равными 0.5. Видно, что это модельное распределение ведет себя аналогично поведению выборочных распределений в области  $PGV < 0.5$  м/с, но резко отличается от них в области  $PGV > 1.5$  м/с. Отсюда следует, что приведенные эмпирические распределения не могут быть описаны одним нормальным законом, но включают также немно-

гочисленную инородную группу с более высокими значениями PGVs. Такой результат можно рассматривать как независимое указание, что эти распределения порождены не одним, а минимум двумя разными событиями. В пользу этого же вывода выше свидетельствует наличие на розах–диаграммах (см. рис. 5а–8а) нескольких отдельных непересекающихся максимумов (кроме противоположно направленных).

Из сопоставления данных табл. 1 со схемой расположения эпицентров землетрясений и основных разломов (см. рис. 4) можно видеть, что большие значения квантилей отвечают участкам 2, 3 и 4, располагающимся в зоне эшелонированного сейсмоактивного Главного Памирского надвига.

Специальный интерес представляет задача оценки возраста сейсмогенных смещений. В случае получения такой оценки возникает возможность охарактеризовать не только характерные максимальные ожидаемые величины PGV, но и их повторяемость. В качестве дешевой в реализации методики такой оценки иногда используется метод лихенометрии [Beschel, 1957, 1961; Мартин, 1970; Innes, 1985; Галанин, 2002]. Для региона Памира и Тянь–Шаня такие работы описаны в работах [Nikonov, Shebalina, 1979; Никонов, Шебалина, 1986; Smirnova et al., 1990]. Метод лихенометрии основан на относительной стационарности и малости скорости роста размеров лишайников, составляющей обычно не более двух десятков миллиметров за 100 лет, а во многих случаях и намного меньшей. Это обстоятельство, вкпе с продолжительностью жизни лишайников до нескольких тысяч лет, дает возможность оценки минимального возраста скальной поверхности, на которой такие лишайники были обнаружены. Если выявить на данной скальной поверхности наибольший по размерам лишайник и оценить его возраст, то получаем оценку возраста этой скальной поверхности.

Получение датировок методом лихенометрии затрудняют сильные различия в законах роста ли-



**Рис. 9.** Распределения величин PGV на участках 1–5 в сравнении с искусственным примером нормального распределения (со средним значением и разбросом равными 0.5).

шайников в разных условиях и трудность нахождения самого большого по размеру лишайника. Для преодоления второй из этих трудностей часто используется эмпирически выявленное соотношение между диаметром лишайника  $X$ , мм и порядковым номером (1, 2, ...,  $N$ -го) лишайника в порядке убывания размера лишайника для данной совокупности [Галанин, 2002]

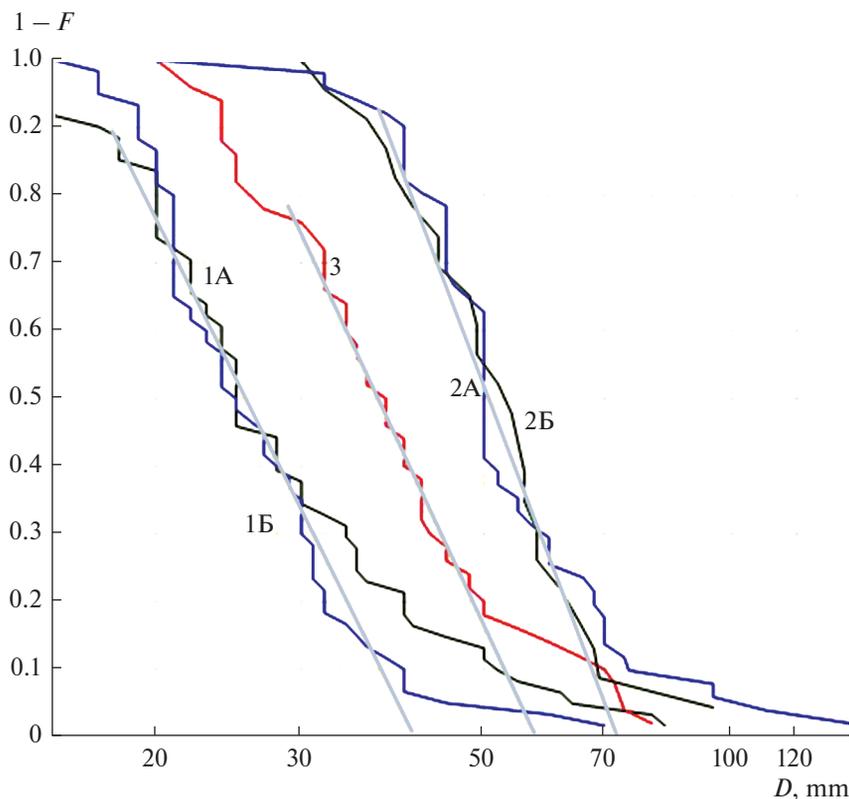
$$N = a \log(X) + b, \quad (2)$$

где  $a$  и  $b$  – коэффициенты. Предполагается, что использование соотношение (2) позволяет получать более устойчивую оценку максимального размера лишайника  $X(1)$ , чем в результате использования во многом случайного выборочного максимума. В случае, если в рассматриваемой совокупности встречаются поверхности с разным возрастом образования, можно ожидать более сложного характера зависимости, когда линия типа (2) испытывает излом(ы).

Мы предприняли попытку использования этой методики, несмотря на отсутствие уверенных данных о скорости роста лишайников в средневыхотной области склонов Алайской долины. Для этого на скальных обвалах измерялись большие размеры лишайников рода *Rhizocarpon*; мы

полагаем, что это был наиболее распространенный вид *Rhizocarpon geographicum*. Приемлемое (не менее 50) число измерений размеров лишайников было получено нами для 6 наборов данных, 4 из которых (участки 1 и 2, на каждом близкорасположенных обвалах А, Б) расположены в предгорьях Тянь-Шаня, а участок 3 – в долине стекающей с Памира реки Алтын-Дора. Распределения для близкорасположенных обвалов А и Б на участках 1 и 2 близки (рис. 10), что может указывать на одновозрастность основного породившего их события. Локализация одного набора данных утеряна. Средние координаты участков 1 и 2 39.55 N и 72.0 E, третьего участка 39.3 N и 72.25 E.

На рис. 10 разным цветом представлены зависимости типа (2) для разных локализаций отбора размеров лишайников (диаметром более 15 мм). Вид всех полученных эмпирических распределений удовлетворительно отвечает уравнению (2). В рамках предположения о выполнимости соотношения (2) характерные максимальные размеры лишайников  $D_{\max}$  для участков 1, 3 и 2 можно приблизительно оценить как 41, 58 и 73 мм соответственно. Если взять просто максимальные зарегистрированные значения по всем пяти выборкам, то



**Рис. 10.** Эмпирические распределения величин наблюдаемых диаметров лишайников для разных локализаций отбора данных, участки 1 (обвалы А, Б), 2 (обвалы А, Б) и участок 3. Участок 3 – южный борт Алайской долины, долина реки Алтын-Дора. Участки 1 и 2 – скальные обвалы в долинах ручьев северного (Тянь-Шань) борта долины. Серыми толстыми линиями даны аппроксимации по соотношению (2).

имеем значения  $D_{\max} = 70, 80, 80, 95$  и  $140$  мм. Первый метод оценки представляется предпочтительнее. Отметим, что на рис. 10 для всех эмпирических распределений намечается излом в области больших размеров лишайников; как отмечалось выше, такие изломы принято интерпретировать как порождаемые разновозрастными сейсмическими событиями.

Перейти от полученных характерных максимальных размеров лишайников к однозначным оценкам предполагаемого возраста сильных сейсмических событий, однако, не представляется возможным, так как велик разброс предлагавшихся соотношений между максимальным размером лишайников  $D_{\max}$  и возрастом соответствующих поверхностей  $t$ . В работе [Соломина, Савоскул, 1997] для Тянь-Шаня предлагается соотношение  $t = 24.8 + 13.5 D_{\max}$ . Согласно персональному сообщению М.А. Викулиной (Географический факультет МГУ), лишайники на Тянь-Шане растут со скоростью 18 мм за 100 лет, а в книге [Никонов, Шебалина, 1986] принята многопараметрическая и довольно сложная зависимость такой связи. Ввиду такого разнообразия уравнений

связи, датировать рассмотренные случаи не представляется возможным; получаемые по разным формулам оценки возраста сильно различаются. Однако, в плане оценки характерной повторяемости сильных сейсмических событий, это и не столь существенно. Не детализируя возраста вызвавших обвалы конкретных сильных землетрясений, подчеркнем то обстоятельство, что всех наборов данных возраст по любой из упомянутых формул соотношения размера и возраста лишайника, оказывается в диапазоне от примерно 200 лет до 1.5–2 тыс. лет.

В заключении каснемся одного методического вопроса интерпретации данных лихенометрии. На рис. 10 видно, что для всех полученных эмпирических распределений на хвосте распределения, в области больших размеров лишайников, эти размеры существенно превышают значения, ожидаемые при выполнении соотношения (2). Обычно предполагается, что эти отклонения связаны с наложением данных о более древней совокупности лишайников. Но можно предложить и другое объяснение; если предположить, что размеры лишайников описываются нормальным

**Таблица 2.** Характерные значения скоростей, ускорений и финальных смещений грунта при различной сейсмической интенсивности  $I$  (баллы), по [Аптикаев, 2012]

$I$	5	5.5	6.0	6.5	7.0	7.7	8.0	8.5	9.0	9.5
PGV, см/с	1.3	2.2	3.8	6.5	11	19	33	57	98	170
PGA, см/с <sup>2</sup>	17.5	28	44	70	110	175	280	440	700	1100
PGD, см	1.4	3.0	6.6	14	32	70	150	330	720	1600

распределением, то самый хвост этого распределения также будет иметь отклонение в сторону больших размеров лишайников. Мы смоделировали эмпирические распределения на рис. 10 нормальным законом и обнаружили, что в случае нормального закона выраженность отклонения от соотношения (2) оказывается намного меньшей. Отсюда можно заключить, что предположение о наложении минимум двух подмножеств размеров лишайников, от более молодого и от более древнего сейсмического события представляется достаточно обоснованным.

### ОЦЕНКА ДОЛГОСРОЧНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Оценим теперь значения интенсивности, отвечающие полученным значениям PGV. Характерные значения (по данным новой инструментальной шкалы сейсмической интенсивности [Аптикаев, 2012]) величин максимальных значений скоростей, ускорений и величин смещений (PGV, PGA, PGD) в зависимости от балльности приведены в табл. 2. Разброс реально наблюдаемых значений при фиксированной балльности весьма велик. Так, например, для интенсивности  $I = 8.0$  баллов, при типичном значении  $PGV = 33$  см/с, наблюдаемый разброс составляет от 5 до 80 см/с.

Сопоставляя теперь данные табл. 1 и табл. 2 заключаем, что полученные нами по макросейсмическим данным за интервалы времени от нескольких сот до тысячи лет медианы значений PGV отвечают значениям балльности  $I = 9$ ; и такие значения характерны для всех проанализированных участков (см. табл. 1). Именно такая интенсивность (балльность) для этой области и указана на действующей карте ОСР Киргизии [Сычева, 2017; Карта ..., 2018]. Но значения более высоких квантилей  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$ , оказываются выше, при этом они позволяют несколько детализировать величину сейсмической опасности по территории. Базовая оценка сейсмической опасности по квантилям  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$  на интервале времени первых сотен лет оказывается ближе к значению  $I = 9.5$ . При

этом более высокие значения имеют место для участков, расположенных непосредственно в зоне Главного Памирского надвига.

Другая детализация представлений о сейсмической опасности региона связана с тем, что кроме ожидаемых нормальных к простиранию Алайской долины сейсмических импульсов наблюдались и субпараллельные долине. Это может быть связано с тем, что кроме надвигов орогенов Памира и Тянь-Шаня на Алайскую долину реализуются также и сдвиговые субширотные подвижки, ориентированные вдоль долины. Последнее соответствует данными анализа фокальных механизмов землетрясений сетью KNET, согласно которым для наиболее хорошо исследованных впадин Северного Тянь-Шаня – Суусамырской и Кочкорской – на фоне доминирования общего субмеридионального сжатия характерно также развитие сдвиговых сейсмотектонических деформаций [Сычева, 2017].

Сравнение разных параметров смещенных каменных отделностей выявило также слабую, но статистически значимую тенденцию увеличения значений PGV с ростом размеров смещающейся блоковой отдельности (рис. 11). Коэффициент корреляции не высок,  $r = 0.45$ , но учитывая число точек значимость связи сомнений не вызывает. Если для типичных случаев с характерным размером блока не более 0.5 м характерные скорости смещения составляют  $1.0 \pm 0.5$  м/с, то для намного более редких случаев смещения блоков размером 1 м и более при большом разбросе значения PGVs варьируют от 0.7 до почти 4 м/с. Такая тенденция встречалась нами ранее для случая происшедшего зимой Кеминского землетрясения ( $M_w = 7.9$ , 3 января 1911 г., Киргизия). В работе [Родкин и др., 2015], на основании комплекса данных эта тенденция объясняется тем, что Кеминское землетрясение произошло зимой, и каменные отделности меньшего размера испытывали относительно большее сопротивление при их смещении в снежном покрове. Если такая интерпретация приложима и в данном случае, то более точно характеризующими возможные максимальные значения PGV следует полагать не типич-

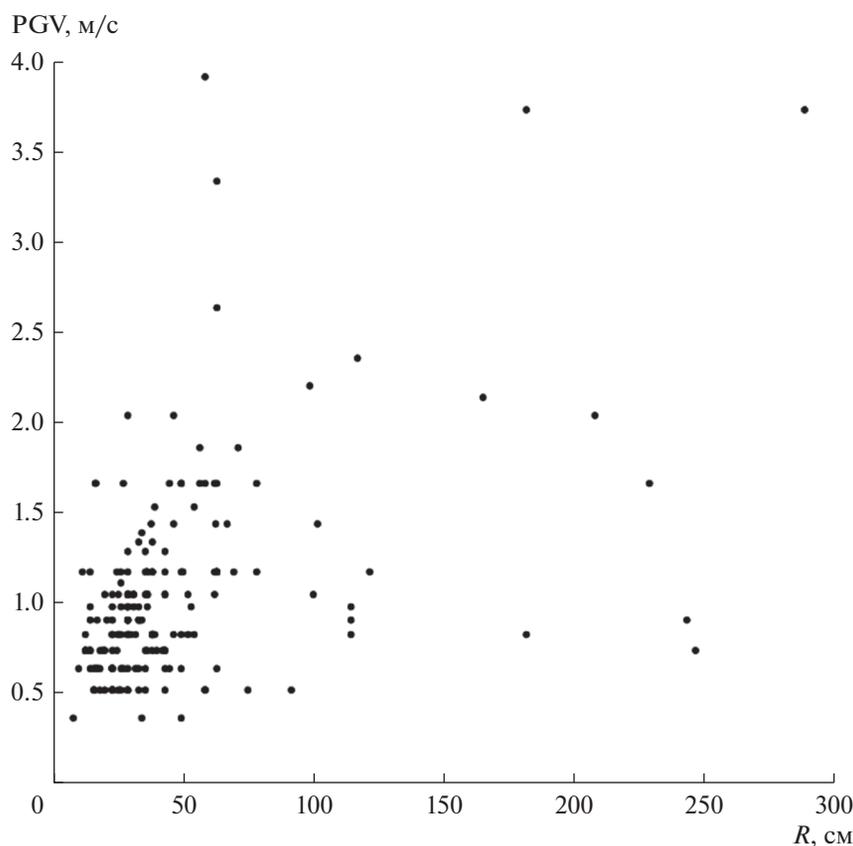


Рис. 11. Связь величин PGV и характерного размера  $R$  смещаемых скальных отдельностей.

ные их значения в районе 1 м/с, а более редкие большие значения, 2–3, возможно до 4 м/с (см. рис. 11). В этом случае ожидаемые значения максимальной балльности также окажутся выше, до  $I = 9.5$  и возможно даже до  $I = 10.0$  баллов.

Вопрос, какие именно из полученных оценок PGV – медианные значения или высокие (но статистически обоснованные) квантили – следует использовать для характеристики долгосрочной сейсмической опасности остается открытым и требует дальнейших исследований. Нам представляется, что следует ориентироваться на значения высоких квантилей –  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$ .

## ВЫВОДЫ

Как известно, новые сильные землетрясения, пусть и не часто, возникают также и в областях, ранее полагавшихся слабосейсмичными. В связи с этим карты ОСР приходится систематически пересматривать, что принято объяснять тем, что повторяемость сильнейших событий обычно существенно реже длительности сейсмологических наблюдений и даже длительности рядов данных по исторической сейсмичности. Теоретически,

из статистических соображений, можно ожидать, что наблюдаемая максимальная интенсивность будет иметь тенденцию возрастать с ростом времени регистрации примерно, как логарифм времени регистрации или несколько медленнее [Pisarenko, Rodkin, 2010]. Очевидна задача уточнения карт ОСР на основе использования палеосейсмических данных, характеризующих сейсмичность за интервалы времени в первые тысячи лет и более [Никонов, 1995, 2003; Рогожин, 1996; McCalpin, 2009 и многие др.]. Основной метод палеосейсмологии основывается на вскрытии сейсмогенных разломов с запечатленными в них сейсмическими подвижками канавами; этот метод весьма трудоемкий и затратный по времени и требуемому оборудованию; поэтому он не может быть реализован достаточно массово.

Отсюда представляют интерес использование также иных, менее трудоемких, пусть и менее точных, методов палеосейсмологических исследований. Одним из вариантов такого подхода является метод, основанный на оценке пиковых скоростей смещения грунта (величин PGV) при палеоземлетрясениях (PGV estimation method, PGVEM [Родкин и др., 2012]). Полевые работы в

западной части Алайской долине позволили выявить более 200 случаев предположительно сейсмогенных смещений скальных отдельностей. На основе этих данных оценены типичные и максимальные значения PGV скоростей. Медианы значений PGV, будучи пересчитаны в балльности по новой инструментальной шкале [Аптикаев, 2012], дают значения интенсивности совпадающие с действующей картой ОСР Киргизии,  $I = 9.0$ . Квантили PGV  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$  дают значения сейсмической опасности в районе до полу-балла выше. Максимальные значения PGV в отдельных случаях отвечают превышению принятой балльности до 1.0 балла. В качестве наиболее обоснованных для оценки долгосрочной сейсмической опасности мы полагаем оправданным исходить из оценок интенсивности на основе квантилей  $Q_{0.8}$  и  $Q_{0.95}$ .

В целом можно заключить, что опыт применения PGVEM метода в высокосейсмичном районе сочленения Памира и Тянь-Шаня дал вполне логичные результаты, откуда следует, что этот метод может использоваться в практике оценки величин сейсмической опасности по палеосейсмологическим данным.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам за внимательное отношение к работе и большое количество сделанных замечаний, способствовавших существенной переработке и улучшению статьи. Особая благодарность авторов А.А. Никонову и М.А. Викулиной за консультации, в частности, по скорости роста лишайников. В полевых работах принимали участие Р.Э. Шатахьян и Д.С. Орунбаев, которым авторы выражают свою глубокую признательность.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования и проведение полевых работ были частично поддержаны в рамках проекта “Climatic and Tectonic Natural Hazards in Central Asia” (CATENA) и РФФИ, проект № 20-05-00433.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: ИФЗ РАН, 2012. 176 с.

Галанин А.А. Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода. Магадан: СВКНИИ, 2002. 74 с.

Карта интенсивности сотрясений земной поверхности в баллах при вероятных максимальных землетрясениях на территории Кыргызстана / Составители К.Е. Абдрахматов и др. Бишкек, 2018.

Корженков А.М., Деев Е.В., Лужанский Д.В., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Мажейка Й.В., Меньшиков М.Ю., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Сорокин А.А., Фор-

туна А.Б., Чаримов Т.А., Шен Д., Юдахуу А.С. Сильное средневековое землетрясение в северном Прииссыккулье (Тянь-Шань): результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 4. С. 68–88.

Корженков А.М., Абдиева С.В., Гладков А.С., Деев Е.В., Лю Ц., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Родкин М.В., Сорокин А.А., Турова И.В., Фортуна А.Б. Палеосейсмичность вдоль адырных разломов (на примере Кокондыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Прииссыккулье, Тянь-Шань) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 67–82.

Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. (Yagi Y.). Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.

Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии // Физическая мехомеханика. 2009. № 1. С. 17–24.

Мартин Ю.А. Лихенометрическая индикация времени обнажения каменистого субстрата // Экология. 1970. № 5. С. 16–24.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные сейсмологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Скандинавского щита) // Докл. РАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 215–218.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880. <https://doi.org/10.15372/GiG20180608>

Никонов А.А. Определение магнитуд и повторяемости сильных землетрясений прошлого по сейсмодислокациям (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 336–339.

Никонов А.А. Палеосейсмологический подход при сейсмическом районировании и оценке сейсмической опасности // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2–3. С. 46–62.

Никонов А.А. Становление и развитие палеосейсмологии в ИФЗ РАН // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 90–100.

Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.

Никонов А.А., Шебалина Т.Ю. Лихенометрический метод датирования сейсмодислокаций (методические аспекты и опыт использования в горах юга Средней Азии). М.: Наука, 1986. 185 с.

Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Ю.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок “пещеры Иностранцева”, Ленинградская область) // Докл. РАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 591–596.

Палеосейсмология / Ред. Дж.П. Мак-Калпина. М.: Научный мир, 2011. Т. 1. 560 с.; Т. 2. 400 с.

- Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Неустойчивость параметра  $M_{\max}$  и альтернатива его применению // Физика Земли. 2009. № 12. С. 48–59.
- Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. 2021. № 2. С. 27–45.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
- Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика (электронный журн.). 2012. Т. 3. № 3. С. 293–237. [http://gt.crust.irk.ru/article\\_80](http://gt.crust.irk.ru/article_80)
- Родкин М.В., Корженков А.М., Орунбаев С.Ж. Опыт оценки максимальных массовых скоростей в очаговых зонах сильных землетрясений по смещениям скальных отдельностей на примере некоторых районов Киргизии // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 4. С. 25–36.
- Соломина О.Н., Савоскул О.С. Ледники западной и северной периферии Тянь-Шаня за 2000 лет // Геоморфология. 1997. № 1. С. 78–86.
- Сычева Н.А. Обновленные оценки интенсивности сейсмотектонических деформаций и весовой функции для расчета СТД Бишкекского геодинамического полигона // Вестник КРСУ. 2017. Т. 17. № 1. С. 206–211.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Костюк А.Д. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня) // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 37–46.
- Шварев С.В., Родкин М.В. Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара, средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 35–60.
- Эртелева О.О. Параметры сейсмических колебаний в эпицентральных областях землетрясений / Дисс. ... доктора физ.-мат. наук. 2020. М.: ИФЗ РАН, 2020. 220 с. [www.ifz.ru](http://www.ifz.ru).
- Bao H., Yagoda-Biran G., Hatzor Y.H. Site response analysis with two-dimensional numerical discontinuous deformation analysis method // Earthq. Eng. Struct. Dyn. 2013. V. 43. № 1. P. 14–25. <https://doi.org/10.1002/eqe.2340>
- Beschel R.E. A project to use lichens as indicators of climate and time // Arctic. 1957. V. 1. P. 60–71.
- Beschel R.E. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry) // Geology of the Arctic 2. Toronto: University of Toronto Press, 1961. P. 1044–1062.
- Gladkov A.S., Lobova E.U., Deev E.V., Korzhenkov A.M., Mazeika J.V., Abdieva S.V., Rogozhin E.A., Rodkin M.V., Fortuna A.B., Charimov T.A., Yudakhin A.S. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Late Pleistocene lacustrine deposits of Issyk-Kul lake (Kyrgyzstan) // Sedimentary Geology. 2016. V. 344. P. 112–122.
- Innes J.L. Lichenometry // Progress in Physical Geography. 1985. V. 9. № 2. P. 187–254.
- Kamai R., Hatzor Y.H. Numerical analysis of block stone displacements in ancient masonry structures: a new method to estimate historic ground motions // Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech. 2008. № 32. P. 1321–1340.
- Nikolaeva S.N., Rodkin M.V., Shvarev S.V. Late Glacial and postglacial seismicity in the Northeastern Fennoscandian Shield: tectonic position and age of paleo-earthquakes near Murmansk // Advance online publication of the Bulletin of the Geological Society of Finland. 2021. P. 41–60.
- Nikonov A., Shebalina T. Lichenometry and earthquake age determination in central Asia // Nature. 1979. № 280. P. 675–677. <https://doi.org/10.1038/280675a0>
- McCalpin J.P. Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research // International Geophysics. 2009. № 95. P. 1–106.
- Pisarenko V., Rodkin M. Heavy-Tailed Distributions in Disaster Analysis // Advances in Natural and Technological Hazards Research. V. 30. M.: Springer, 2010. P. 167–179 <https://doi.org/10.1007/978-90-481-9171-0>
- Rebetsky Yu.L., Polec A.Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A. Moment Tensor Solution. The Stress State of Seismic Areas of the Central and East Asia. Moment Tensor Solutions / Ed. D'Amico Sebastiano. M.: Springer, 2018. P. 519–556.
- Rodkin M.V., Korzhenkov A.M. Estimation of maximum mass velocity from macroseismic data: A new method and application to archeoseismological data // Geodesy and Geodynamics. 2019. № 10. P. 321–330.
- Shvarev S.V., Nikonov A.A., Rodkin M.V., Poleshchuk A.V. The active tectonics of the Vuoksi Fault Zone in the Karelian Isthmus: parameters of paleoearthquakes estimated from bedrock and soft sediment deformation features // Advance online publication of the INQUA special issue of the Bulletin of the Geological Society of Finland. 2018. P. 89–105.
- Shi G.-H. Block System Modeling by Discontinuous Deformation Analysis // Computational Mechanics Publication, Southampton, UK. 1993.
- Smirnova T.Yu., Nikonov A.A. A Revised Lichenometric Method and Its Application Dating Great Past Earthquakes // Arctic and Alpine Res. 1990. V. 22. № 4. P. 375–88.
- Strom A., Abdrakhmatov K. Rockslides and rock avalanches of Central Asia. M.: Elsevier, 2018. 265 p. <https://www.elsevier.com/books-and-journals>
- Tunini L., Jiménez-Munt I., Fernandez M., Vergés J., Bird P. Neotectonic deformation in central Eurasia: A geodynamic model approach // J. Geophysical Res.: Solid Earth. 2017. № 122. P. 245–261. <https://doi.org/10.1002/2017JB014487>
- Yagoda-Biran G., Hatzor Y.H. Constraining paleo PGA values by analysis of overturned columns // Earthq. Eng. Struct. Dyn. 2010. № 39. P. 463–472.

## Experience in Assessing Seismic Hazard on Data on Displacement of Rock Units; an Example of the Alay Valley, Kirgizia

M. V. Rodkin<sup>1, 2, \*</sup> and S. Zh. Orunbaev<sup>3, 4, 5, \*\*</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,  
Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,  
Nauka str., 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

<sup>3</sup>*American University of Central Asia, Tokombaeva str., 6/7, Bishkek, 720060 Kyrgyz Republic*

<sup>4</sup>*Central-Asian Institute Applied Geosciences, T. Frunze str., 73/2, Bishkek, 720027 Kyrgyz Republic*

<sup>5</sup>*Scientific-research institute Anti-Seismic Construction, KSUCTA, Maldybaeva str., 34B, Bishkek, 720000 Kyrgyz Republic*

\*e-mail: rodkin@mitp.ru

\*\*e-mail: orunbaev\_s@auca.kg

The results of estimates of the peak velocity values (PGVs) and the long-term seismic hazard for a number of areas in the western part of the Alai Valley based on the examination of presumably seismogenic rock blocks displacements obtained by the PGV estimation method (PGVEM) are presented and discussed. In addition to the dominant seismic impulses corresponding to the thrust deformations, strike-slip deformations oriented along the Alai Valley were identified. An increase in PGV values (and scores) in the area of increased seismicity associated with the echeloned Main Pamir thrust is found. In general, the  $Q_{0,8}$  and  $Q_{0,95}$  quantiles of the obtained PGV estimates correspond to  $I = 9.5$ , which is half a point higher than the seismic intensity estimate on the seismic hazard map of Kyrgyzstan from 2018 year. The results obtained testify that the PGVEM method is promising for refining seismic hazard estimates from ancient strong earthquakes.

*Keywords:* seismic hazard, PGVEM method, Pamir-Tien Shan boundary, seismogenic displacement of rock blocks, paleoseismogeology