

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2022

Эпитермальная Ag–Au минерализация Кыплатапского вулканического поля (Центральная Чукотка)

*А. Г. Пилицын, А. В. Волков, Н. Е. Савва,
А. В. Григорьева, Т. А. Пилицына, Н. В. Сидорова*

3

Тефра катастрофических кальдерообразующих извержений Центральных Курил и турбидит голоценового сильного подводного землетрясения в керне скважины 193 “Гломар Челленджер” (СЗ Пацифика)

И. В. Мелекесцев, О. В. Дирксен

17

Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана Лисянского (Курильская островная дуга)

*Ю. И. Блох, В. И. Бондаренко, А. С. Долгаль, П. Н. Новикова,
В. В. Петрова, О. В. Пилипенко, В. А. Рашидов, А. А. Трусов*

27

Цеолитовая минерализация в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля как индикатор разгрузки щелочного флюида в современной гидротермальной системе (Южная Камчатка)

Е. И. Сандимирова, С. Н. Рычагов, А. В. Сергеева, В. М. Чубаров

42

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения бентонитовой глины

П. Е. Белоусов, Н. Д. Карелина

63

Прогнозирование извержений вулкана Безымянный (Камчатка) 2015–2020 гг.: результаты использования методики на основе СОУС'09, верификация параметров

В. А. Салтыков

76

К 70-летию со дня рождения члена Редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” члена-корреспондента РАН
Алексея Александровича Маловичко

87

УДК 551.441.(571.65)

ЭПИТЕРМАЛЬНАЯ Ag–Au МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЫПЛАТАПСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

© 2022 г. А. Г. Пилицын^{a, *}, А. В. Волков^{b, **}, Н. Е. Савва^{c, ***}, А. В. Григорьева^b, Т. А. Пилицына^{a, b}, Н. В. Сидорова^b

^aИнститут минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, ул. Вересаева, 15, Москва, 121357 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^cСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

*e-mail: allexpil@yandex.ru

**e-mail: tma2105@mail.ru

***e-mail: savva@neisri.ru

Поступила в редакцию 04.05.2022 г.

После доработки 24.05.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

В статье рассмотрены минералого-геохимические особенности существенно серебряной минерализации во вторичных кварцитах Кыплатапского вулканического поля (КВП), приуроченного к юго-восточному флангу одноименной интрузивно-купольной структуры (ИКС), осложняющей Паляваам-Пыкарваамскую вулканотектоническую депрессию (ВД), Чаунской зоны, Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Кыплатапская ИКС была сформирована в результате внедрения в алькаквунские риолиты и трахириолиты крупного лакколитообразного субвулканического тела, сложенного трахириолит-трахидацитами. В пределах КВП широко развиты вторичные кварциты, слагающие как линейные зоны вдоль разломов преимущественно северо-восточного простирания, так и ограниченные разломами изометричные поля. Потенциальные рудные тела представлены линейными зонами брекчирования и дробления вторичных кварцитов, сопровождаемые кварцевыми прожилками и жилами. Рудные тела имеют протяженность до 200 м и мощность 2–5 м. В рудах преобладают пятнистые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры. Рудная минерализация в основном вкрапленная, реже прожилковая. Основные жильные минералы – кварц (30–70%), гидрослюда (15–20%), серицит, каолинит, адуляр, железистый карбонат, циркон, хлорит и алунит. Основные рудные минералы – пирит, арсенопирит, акантит, полибазит, пирсеит, самородное серебро. Типоморфная особенность минерализации – тонкие сростания сульфосолей серебра, самородного серебра и гидроксидов железа. Отметим, что существенно серебряная минерализация во вторичных кварцитах в пределах ОЧВП выявлена впервые. По результатам исследований рудопоявление Кыплатап отнесено к серебряному с золотом минеральному типу (в среднем Au/Ag = 1 : 450), к селеновому подтипу, в связи со значительной примесью селена в рудных минералах. Развитие Ag минерализации во вторичных кварцитах и аргиллитах может свидетельствовать о ее принадлежности к высокосульфидизированному эпитеpмальному классу. Выявленные особенности эпитеpмальной минерализации КВП во многом аналогичны формированию кремнистых и кварц-алунитовых литоэкранов, которые образуются над дегазирующимися интрузиями. В этой обстановке рудоносные флюиды ВС-типа или не образуются в недрах системы, или не достигали эпитеpмальных глубин. Рудное поле слабо- или средне-эродированное, на что указывает практически полное отсутствие минералов полиметаллической ассоциации, преобладание акантита и сульфосолей серебра над самородными фазами.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Центральная Чукотка, Кыплатап, вулканическое поле, околорудные метасоматиты, вторичные кварциты, эпитеpмальная минерализация, самородное серебро

DOI: 10.31857/S0203030622060062

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Кыплатапского вулканического поля (КВП) широко развиты вторичные кварци-

ты, слагающие как линейные зоны вдоль разломов преимущественно северо-восточного простирания, так и ограниченные разломами изо-

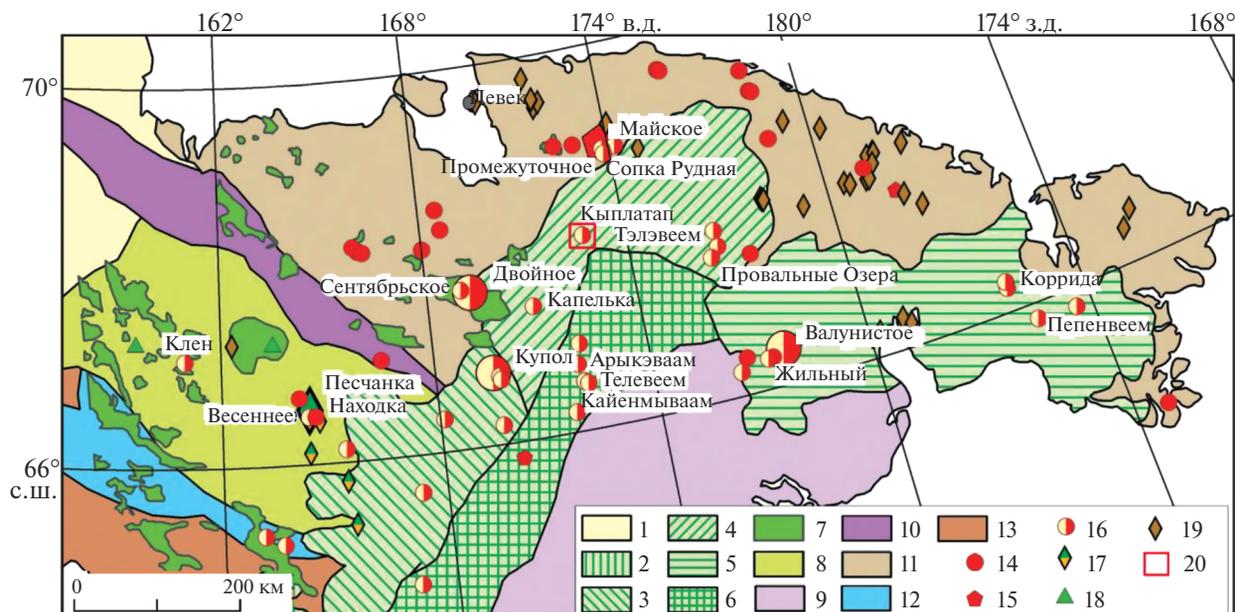


Рис. 1. Вулканические пояса и Au–Ag эпитермальные месторождения Чукотки. Схема составлена с использованием материалов [Белый, 1994; Соколов и др., 1999; Тихомиров и др., 2017].

1 – кайнозойский чехол; 2–6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП): 2–4 – секторы ОЧВП (2 – Пенжинский, 3 – Анадырский, 4 – Центрально-Чукотский); 5 – Восточно-Чукотская фланговая зона, 6 – внутренняя зона ОЧВП; 7 – раннемеловые вулканические впадины; 8 – Олойский вулканический пояс; 9 – Корякско-Камчатская складчатая система; 10 – Южно-Анойская сутура; 11 – Чукотская складчатая система; 12 – палеозойско-мезозойские островодужные комплексы; 13 – деформированные палеозойско-мезозойские комплексы чехла Омолонского массива; 14–19 – рудные месторождения (большие значки – крупные, маленькие – средние и мелкие объекты): 14 – золото-кварцевые жильные, 15 – золото-сульфидные (вкрапленные), 16 – эпитермальные золото-серебряные, 17 – медно-молибден-порфировые, золото- и серебросодержащие, 18 – колчеданно-полиметаллические в вулканических породах, 19 – оловорудные; 20 – рудопроявление Киплатап.

метричные поля. В 1995 г. в результате поисковых работ геологами Чаунской геологоразведочной экспедиции на площади КВП выявлены ореолы по потокам рассеяния Ag и Au, обнаружены многочисленные проявления Ag–Au минерализации и рудопроявление Киплатап (рис. 1).

Экономический интерес к рудопроявлению Киплатап обусловлен близостью последнего (8–15 км) к круглогодичной автодороге Певек-Билибино и ЛЭП 110 кВт (35 км). Расстояние до г. Певек по автодороге 270 км (см. рис. 1).

В 2019 г. в пределах рудного поля и рудопроявления Киплатап проведены геохимические работы масштаба 1 : 10000 сотрудниками ИМГРЭ по договору с ООО “Терра-Инвест” (владельцем лицензии), направленные на поиски новых рудных тел. В ходе этих работ была собрана коллекция образцов для петрографических и минералого-геохимических исследований вмещающих пород и руд.

В 2021–2022 гг. коллекция была изучена в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с применением современных прецизионных методов анализа минерального вещества. Кроме того, в ИГЕМ были проанализирова-

ны и обобщены данные предшественников по геологии рудного района и рудопроявления. В настоящей статье обсуждаются результаты этих исследований.

Главная цель статьи – изучение минералого-геохимических особенностей Ag–Au минерализации во вторичных кварцитах рудопроявления Киплатап для получения новой информации об условиях вулканогенного рудообразования в Центрально-Чукотском секторе ОЧВП и уточнение геолого-генетической и прогнозно-поисковой модели. Следует отметить, что опубликованные работы по геологии и вещественному составу рудопроявления Киплатап практически отсутствуют.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках экспедиционных работ отряда ИМГРЭ собрана коллекция образцов типичных руд, метасоматитов и вмещающих пород Au–Ag эпитермального рудопроявления Киплатап. На основе обобщения фондовых материалов и авторских построений подготовлен раздел статьи “Особенности геологического строения”.

Оптическая микроскопия проводилась с помощью микроскопа Nikon Polarizing ECLIPSE 50i POL в проходящем и отраженном свете. Диагностика рудных минералов выполнена на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) в отраженных электронах (BSE COMPO), отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента. Пространственное разрешение изображений в режиме регистрации отраженных электронов является довольно высоким (порядка 400 Å). Электронный микроскоп оснащен энергодисперсионным аналитическим спектрометром INCA-Energy 450 (Великобритания), который позволяет проводить качественный и полуколичественный анализ с рельефных образцов, и количественный анализ с полированных образцов. Возможно определение всех элементов тяжелее С (исключая N) в точке с локальностью от 7 мкм для легкой матрицы и до 1 мкм для матрицы с большим средним атомным номером, а также проводить количественный анализ по площади образца.

Химический состав рудных минералов проводился на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 JEOL в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с, на примесные – 20 с. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с помощью программы фирмы JEOL (аналитик В.И. Таскаев).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЫПЛАТАПСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Основные элементы строения чукотской части ОЧВП показаны на рис. 1 по В.Ф. Белому [1994]. Восточно-Чукотская фланговая зона ОЧВП перекрывает в основном структуры дорифейского Эскимосского срединного массива. Внутренняя зона ОЧВП наложена на Амгуэмский флишевый и Эргувеемский офиолитовый субтеррейны, а также на Канчаланский шельфовый субтеррейн с метаморфическим фундаментом предположительно протерозойского возраста. Внешняя зона ОЧВП в пределах Чукотки разделена на два сектора: Анадырский и Центрально-Чукотский, различающимися по особенностям эволюции магматизма, объемным соотношениям вулканических формаций и строению.

В Анадырском секторе основание вулканических покровов внешней зоны представлено структурами ОВП и Березовского террейна, а в Центрально-Чукотском секторе – структурами Чукотского складчатого пояса. В Центрально-Чукотском секторе происходит резкий излом грани-

цы внешней и внутренней зон ОЧВП, простираение которого меняется с северо-восточного на юго-восточное направление (см. рис. 1). Развитие Центрально-Чукотского сектора в отличие от остальных районов начиналось с образования игнимбритовой формации и лишь затем покровов андезитов.

Кыплатапское вулканическое поле, приурочено к юго-восточному флангу одноименной ИКС, осложняющей Паляваам-Пыкарваамскую ВТД Чаунской зоны Центрально-Чукотского сектора ОЧВП (см. рис. 1). В плане КВП (площадь 45 км²) имеет изометричную форму и оконтурено кольцевыми разломами.

Сложное блоковое строение КВП, обусловлено сетью пересекающихся разломов субширотного и северо-восточного (субмеридионального) простираения (рис. 2). Эта же система нарушений контролирует положение позднемиловых даек, широко распространенных в юго-западной части КВП и представленных андезитобазальтами, трахибазальтами, монцодиоритами и кварцевыми монцонитами. Важную роль в структуре Кыплатапского рудного поля играют нарушения субширотного направления – крутопадающие сбросы с амплитудами перемещений 20–100 м. Этими разломами рудное поле расчленено на серию субпараллельных блоков.

Кыплатапская ИКС была сформирована в результате внедрения в алькаквуньские вулканы крупного лакколитообразного субвулканического тела, сложенного риолитами и трахириолит-трахидацитами (см. рис. 2).

Вулканические толщи представлены алькаквуньской и пыкарваамской свитами. Пестроцветные трахириолиты верхнеалькаквуньской подсвиты слагают верхние части разреза, согласно перекрывая вулканы средней подсвиты и Кыплатапское субвулканическое тело трахириолит-трахидацитового состава (см. рис. 2). Отложения среднеалькаквуньской подсвиты занимают значительную площадь в юго-восточной части рудного поля и характеризуются переслаиванием тонкофлюидальных риодацитов, трахириолитов, их игнимбритов и туфов риолитов. Отложения пыкарваамской свиты имеют локальное распространение и представлены биотитовыми риолитами с туфами дацитов и риолитов. Вулканогенные образования и субвулканические тела ранне- и позднемилового возраста, прорванные позднемиловыми дайками.

Рудопроявление Кыплатап занимает площадь 3 км² и приурочено к узлу пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений (см. рис. 2). Среди них важная роль в локализации Ag–Au минерализации принадлежит серии разломов субширотного простираения (60°–70°), к которым приурочены ос-

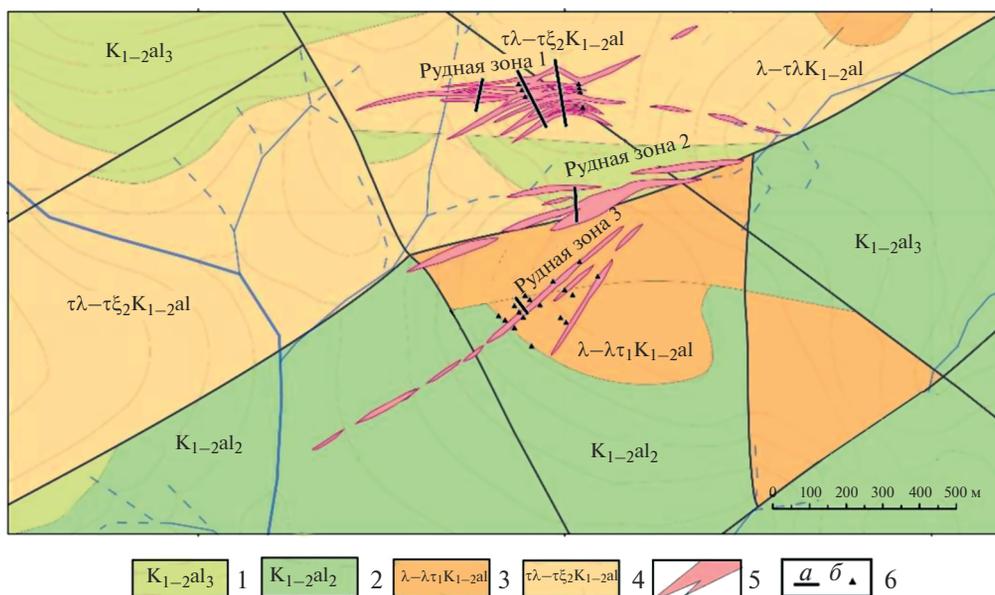


Рис. 2. Положение Au–Ag рудных зон на площади рудопроявления Кыплатап.

1–4 – Меловая система: 1 – Верхне-Алькаквуньская подсвита. Трахириолиты (K_{1-2al3}), 2 – Средне-Алькаквуньская подсвита (K_{1-2al2}). Риодациты, риолиты, трахириолиты, 3 – Алькаквуньский комплекс. Субвулканические тела риолитов, трахириолитов – I фаза ($\lambda-\lambda\tau_1K_{1-2al}$), 4 – Алькаквуньский комплекс. Субвулканические тела и дайки трахириолитов и трахидацитов – II фаза ($\tau\lambda-\tau\xi_2(K_{1-2al})$); 5 – рудные зоны; 6 – канавы (а) и колонковые скважины (б).

новные рудные зоны. В рудопроявление объединены три обособленные рудные зоны, разобщенные 100–200 м интервалами слабоминерализованных пород. В пределах рудных зон выявлены и прослежены 35 потенциальных рудных тел, представленных линейными зонами брекчирования и дробления, которые сопряжены с кварцевыми прожилково-жильными образованиями. По простиранию линзовидные рудные тела имеют протяженность и мощность до 200 м и 2–5 м соответственно.

Рудная зона 1 представляет собой прожилково-метасоматическую систему, которая приурочена к разрывным нарушениям субширотного простирания ($70^\circ-100^\circ$) и оперяющим их трещинам (см. рис. 2). Мощность зоны 20–150 м при ее протяженности 650 м. Зона сложена кварц-каолинит-гидрослюдистыми, кварц-серицитовыми и кварцевыми метасоматитами (монокварцитами). Породы в пределах зоны интенсивно трещиноватые, раздробленные и брекчированные. По морфологии и вещественному составу в пределах зоны выделяются крутопадающие ($80^\circ-90^\circ$) кварц-гидрослюдисто-адуляровые прожилково-жильные тела, кварцевые и окварцованные брекчии мощностью 2–4 м, кварцевые жильобразные тела мощностью от 0.2–0.3 м до 2–4 м. Жильно-прожилковые образования имеют метасоматическую природу, а жилы выполнения встречаются редко. Рудная минерализация по данным опробования по простиранию и на глубину распределяется крайне

неравномерно. Обогащение наблюдается в наиболее прокварцованных породах в виде тонкой спорадической вкрапленности (рис. 3). В прожилках рудная минерализация приурочена к зальбандам. Содержания Au и Ag в штучных пробах достигают 11.8 г/т и 7654.0 г/т соответственно.

Рудная зона 2 расположена в центральной части рудопроявления (см. рис. 2) в опущенном блоке метасоматически измененных пород, ограниченном сбросами субширотного простирания ($60^\circ-70^\circ$). Зона сложена метасоматически измененными лавами риолит-трахириолитового состава, имеет мощность 10–40 м и протяженность 900 м. Метасоматиты представлены преимущественно мономинеральными кварцитами и, в меньшей степени, аргиллизитами. Породы интенсивно раздроблены, брекчированы и рассечены многочисленными прожилками и редкими жилами. Мощность прожилков 0.02–0.1 м, жил – до 0.5 м. Цементирующий материал, прожилки и жилы имеют кварц-гидрослюдистый, кварц-адуляровый, кварц-каолинит-гидрослюдистый состав. Рудная минерализация в прожилках и жилах распределена неравномерно; преимущественно приурочена к их зальбандам. Кроме того, вкрапленная минерализация отмечается также в основной массе кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Мощность зоны, судя по развалам, может достигать 2–5 м. Содержание золота по штучному опробованию 0.6–4.8 г/т, серебра – до 2625.0 г/т.

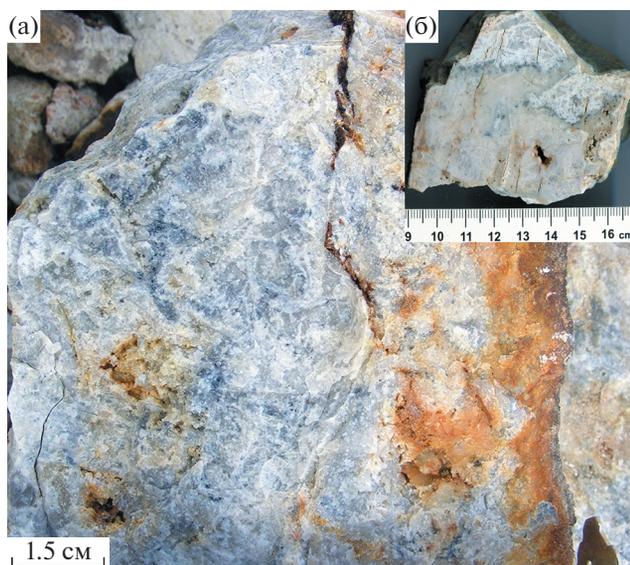


Рис. 3. Богатая серебряная руда (а), преобладает акантит — темно-серые полоски и пятна в апориолитовом мономинеральном кварците; б — полированный увеличенный фрагмент.

Рудная зона 3 находится в южной части рудопроявления, в поле развития вторичных кварцитов (рис. 4). Зона имеет мощность 10–15 м и сложена интенсивно дробленными и брекчированными породами, сцементированными кварц-гидрослюдистым, адуляр-кварц-гидрослюдистым материалом, насыщенным рудной минерализацией. Протяженность зоны до 1000 м, простирание 70° – 72° . Повышенные содержания золота и серебра по простиранию рудной зоны распределяются довольно равномерно и составляют по штучному опробованию от 1.2 до 35.6 г/т и от 10.0 до 2302.4 г/т соответственно. Бурением (скв. 9, инт. 9.0–13.5 м) выделен рудный интервал мощностью 4.5 м, представленный интенсивно окварцованными

брекчированными породами с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией.

Величина Au/Ag отношения в рудных телах варьируют от 1 : 1 до 1 : 3000 и более. В целом по рудопроявлению она составляет 1 : 450, по первой рудной зоне — 1 : 500, второй — 1 : 450 и третьей рудной зоне — 1 : 350.

Метасоматические изменения. На площади КВП рудовмещающие вулканы испытали следующие метасоматические преобразования: щелочной метасоматоз — формация фельдшпатофилов (дорудный этап), кислотный метасоматоз — вторичные кварциты; пострудная пропилитовая формация.

В пределах рудопроявления на фоне регионально слабопроявленных фельдшпатофилов, выделяются тела площадной (см. рис. 4а) и линейной формы от слабо- и средне-измененных до полнопроявленных метасоматитов. К последним относятся аргиллизиты с телами вторичных и мономинеральных кварцитов во внутренних зонах (см. рис. 4б) и пропилиты от низко- до высоко-температурных.

Распространение фельдшпатофилов в плане носит концентрически-зональный характер вокруг центральной части Кыплатапского субвулканического тела, где фиксируется ореол аргиллизитов над корневой зоной интрузии. Локально в юго-западной части Кыплатапской ИКС фельдшпатофировый метасоматоз приобретает наиболее сильный и ярко выраженный характер (околорудные метасоматиты рудопроявления Кыплатап). За пределами ИКС вторичные кварциты развиты локально и приурочены к зонам тектонических нарушений. Выделены следующие стадии: аргиллизитовая, вторичных кварцитов и монокварцевая.

Фельдшпатофиры сложены кварц-полевошпатовыми ассоциациями, образовавшимися в результате процесса девитрификации вулканических стекол. В результате этого процесса устойчи-

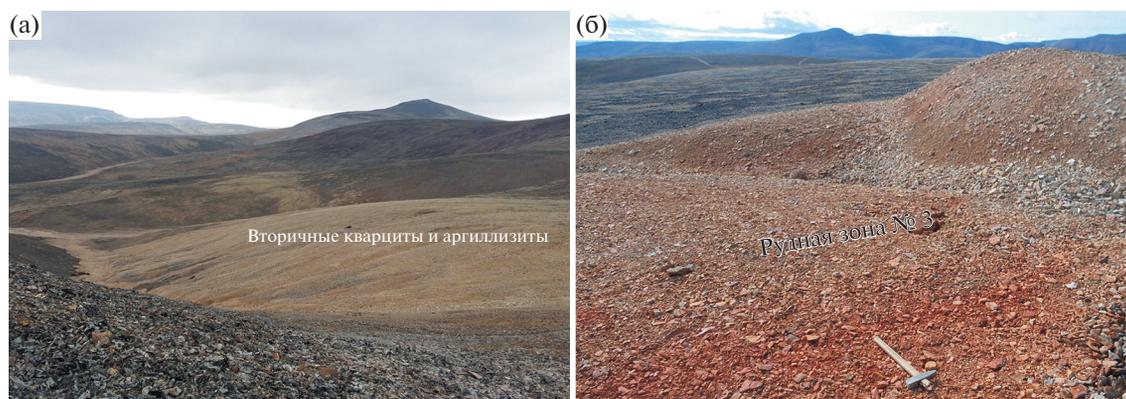


Рис. 4. Фотографии вторичных кварцитов и аргиллизитов (а), а также рудной зоны № 3 рудопроявления Кыплатап (б).

вые выделения кварца и щелочного полевого шпата (обычно калиштата, иногда альбита и адуляра) образуют закономерные сростания в виде микросферолитовых и микропойкилитовых структур.

Характерны поли- и мономинеральные агрегатные псевдоморфозы монтмориллонита, хлорита, нонтронита и карбоната по темноцветным минералам, развитие альбита и адуляра по вкрапленникам полевого шпата, примесь гидрослюда и пирита, а также акцессорные минералы — апатит, циркон, флюорит.

Аргиллизиты слагают как линейные зоны, так и тела изометричной формы. Линейные тела приурочены к системам субпаралельных разрывных нарушений, изометричные — к местам их пересечения. Обычно в центральных частях тел аргиллизитов устанавливаются существенно кварцевые метасоматиты.

От центра к периферии тел аргиллизитов повышается роль гидрослюдистых эпигенетических выделений. Окварцевание пород избирательное: в виде порфиробласт или линзовидное по флюидальности. Аргиллизиты представлены кварц-гидрослюдистой ассоциацией с переменным количеством калиштата, серицита, каолинита, альбита, адуляра, примесью монтмориллонита, нонтронита, барита, халцедона, пелитовых частиц, акцессорными — турмалином, цирконом, апатитом и др. (рис. 5, Р-230/4).

Вторичные кварциты приурочены к зонам разрывных нарушений, трещиноватости и брекчирования. Выделяются серицит-кварцевые, каолинит-серицит-кварцевые и кварцевые, включая кварц-халцедоновую, ассоциации вторичных кварцитов с постепенными переходами между ними. Наличие в протолочках из рудных тел таких минералов, как корунд и андалузит, позволяет предполагать существование более глубоинной (более 1 км) кварц-корунд-андалузитовой фации вторичных кварцитов.

Основная масса пород нацело изменена, из вкрапленников сохраняется лишь кварц. Первичная структура пород обычно неразличима или узнается с трудом по реликтовой полосчатой, флюидальной, брекчиевой текстуре, иногда blastопорфировой структуре (см. рис. 5, Р-135/1). Границы распространения минеральных ассоциацией вторичных кварцитов нерезкие, наблюдаются постепенные переходы между ними, только мономинеральные кварциты имеют достаточно четкие контакты. Отмечаются реликтовые и вторичные текстуры — массивные, полосчато-такситовые, брекчиевидно-такситовые. Основная масса породы кварц-серицитового состава с примесью разложенного в гидрокислы железа рудного минерала, лейкоксена, гидрослюда, каолинита, халцедона, акцессорного циркона. В основной мас-

се различаются иногда элементы первоначальных игнимбритовых и пепловых микроструктур.

Мономинеральные кварциты слагают внутренние ядерные части вторичных кварцитов и представляют собой гранобластовый микрозернистый вторичный кварц, обычно замутненный микропримесью, с редкими, до 1% выделениями фенокристаллов альбита, калиштата и незначительной примесью гидрослюда, серицита, каолинита, гидрокислов железа, ярозита (см. рис. 5, Р-21/4, Р-135/1). Широко развиты метасоматические жилы с нерезкими границами, сложенные мелкозернистым или фарфоровидным кварцем, кварц-адуляровым и кварц-халцедоновым агрегатами. Жилы, как правило, приурочены к системам разрывных нарушений, их образование связано с завершающим этапом метасоматоза. Жильный кварц характеризуется концентрацией серебростержающей минерализации, в то время как в околожилных метасоматитах рудная вкрапленность убогая, фоновая. Таким образом, прямой поисковый признак рудных тел в пределах КВП — полнопровявленные вторичные кварциты.

Пропилиты на площади КВП развиты весьма ограниченно. Субщелочной метасоматоз пропилитовой формации обусловлен выделением низко-среднетемпературной эпидот-хлоритовой, иногда средне-высокотемпературной актинолит-эпидотовой ассоциации с подчиненным количеством эпидота, вплоть до полного его исчезновения, при возрастающей роли постоянной примеси монтмориллонита, нонтронита, серицита, цеолита, карбоната, иддингсита, иногда — кварца, халцедона, пренита. Типоморфными акцессорными минералами являются лейкоксен, магнетит, апатит, циркон и пирит. Отмечается приуроченность пропилитов к дайкам и телам средне-основного состава.

В приповерхностных условиях метасоматиты, особенно аргиллизиты в зонах повышенной трещиноватости подвергаются сильному ожелезнению и каолинизации. Такие зоны на местности выделяются ярко-желтыми, рыжими, оранжевыми, красными пятнами и полосами.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В рудах преобладают прожилково-вкрапленные, пятнистые, брекчиевые и кавернозные текстуры, менее развиты — колломорфно-полосчатые и каркасно-пластинчатые (см. рис. 3). Каркасно-пластинчатые текстуры характерны для метасоматических жил, сложенных адуляр-кварц-гидрослюдистым агрегатом (см. рис. 3б). Они обусловлены, в одних случаях, субпаралельным расположением пластин, сложенных каолинитом, кварцем и адуляром, промежутки

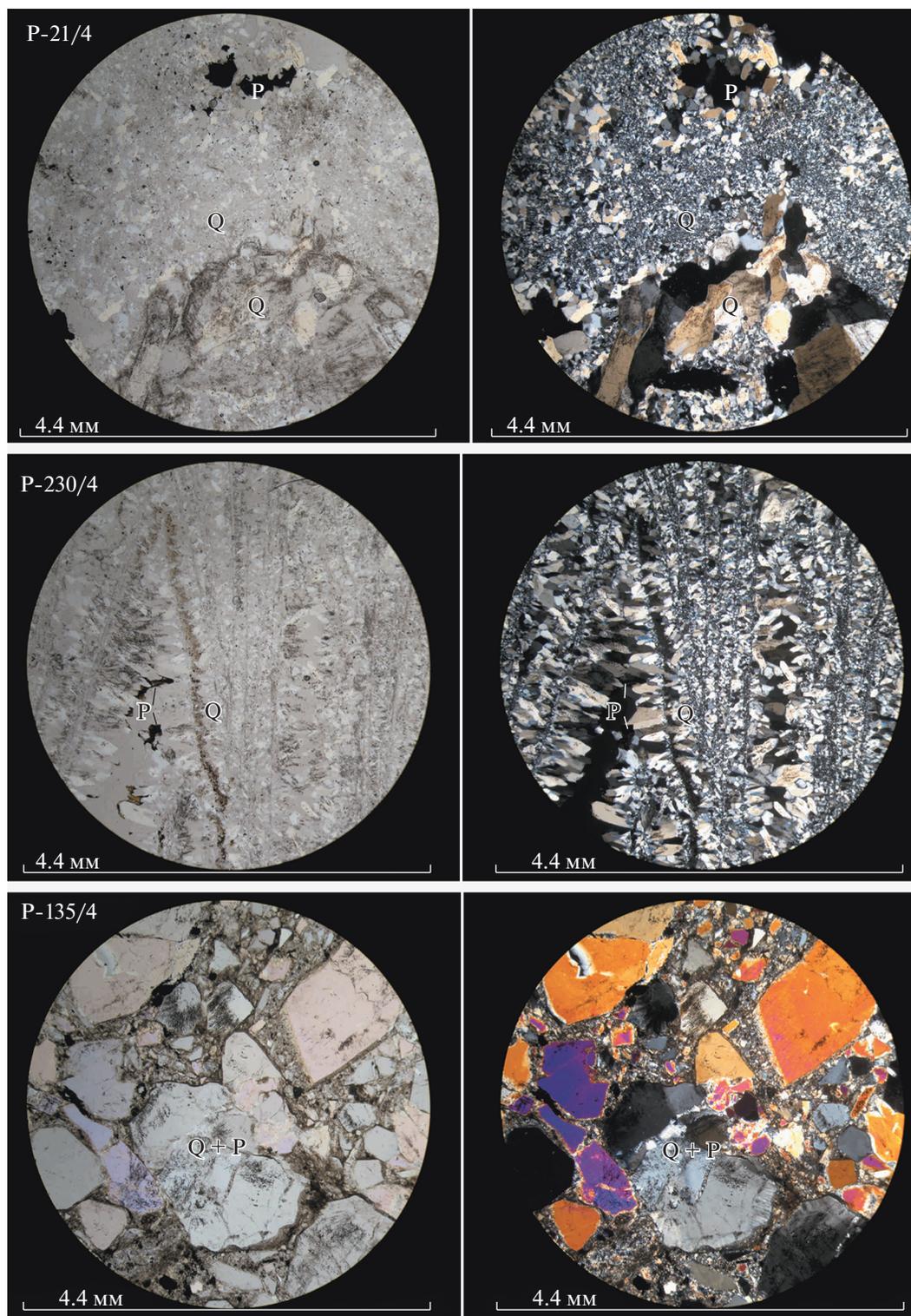


Рис. 5. Вторичные кварциты рудопроявления Кыплатап. Фотографии в проходящем свете при одном и скрещенных николях.

P-21/4 – мономинеральный кварцит, грязно-белый с размытыми черными полосами (~1 см), покрытыми мелкими (<1 мм) зернами блестящего пирита, ожезненный по трещинам, с жемами микродрузовидного кварца. Структура гранобластовая, текстура массивная. Минеральный состав: кварц, мусковит, минералы серебра; P-230/4 – кварцит серый сахаровидный апориолитовый с областями аргиллизитов. Структура гранобластовая, текстура полосчатая. Минеральный состав: кварц и минералы серебра; P-135/1 – кварцит серо-белый сахаровидный, ожезненный по трещинам, с обильной рудной минерализацией: серой в кавернах, черными полосами и пятнами внутри кварцита. Структура кластивая, текстура брекчиевая. Минеральный состав: кварц, адуляр, минералы серебра.

между которыми выполнены полупрозрачным скрытокристаллическим кварцем, в других – образованы в последовательном нарастании халцедоновидного кварца на зародыши серицит-адулярового состава в приальбандовых частях жил.

В составе рудных тел установлены следующие основные жильные минералы: кварц (30–70%), гидрослюда (15–20%), серицит, каолинит, адуляр, железистый карбонат, циркон, хлорит и алуниит. Кварц по структуре мелкокристаллический, халцедоновидный, хрусталеvidный, к последнему часто приурочена рудная минерализация.

Рудная минерализация в основном вкрапленная, реже прожилковая, часто приурочена к кавернам в мелкокристаллическом кварце. Наблюдается также тонкая рудная пыль в перекристаллизованном кварце и в альбандах жил и прожилков (до 90%). Концентрация рудных минералов в них обычно составляет от 1% до 2–5%. Размеры рудных минералов варьируют от тысячных долей миллиметра до первых миллиметров.

Основные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, полибазитом, акантитом, низкопробным самородным золотом. В меньшей степени развиты штроейерит, серебряносодержащий тетраэдрит, прустит и, значительно реже, встречаются сфалерит, халькопирит, пирсеит, пираргирит, стефанит, самородное серебро, марказит, галенит, касситерит и пирротин. В зоне окисления развиты гидроокислы железа, скородит, сульфаты меди и акантит.

Серебряная минерализация (преобладает акантит) в виде многочисленных темно-серых мелких (<1 см) вкраплений находится в светло-сером апориолитовом кварците (см. рис. 3), в котором наблюдаются реликты белого аргиллизита, образованного по полевым шпатам основной массы риолита благодаря привносу калия в дорудную стадию метасоматоза. Аргиллизит пылеватый, в виде прожилков и пятен по всей массе кварцита. Кварцит образован в рудную стадию метасоматоза, благодаря окварцеванию основной массы риолита. На сколах кварцит иногда покрыт тонкими пленками канареечно-желтого цвета – арсенолита, оксида мышьяка.

На рис. 6д представлены характерные выделения серебряных руд, однако точный химический состав слагающих их минералов не поддается определению, вследствие особенностей их выделения – сильная изменчивость химического состава на небольшой площади и тончайшие сростания серебряных минералов с гидроксидами железа (рис. 7).

На рис. 7 по степени интенсивности цвета выделены области распределения рудных элементов по площади. Они показывают, что серебряная руда представлена сложными многокомпонентны-

ми соединениями (Ag, S, As, Cd, Te), находящимися в тонком сростании с гидроксидами железа.

В результате минераграфических исследований в рудах выделены следующие последовательно образовавшиеся минеральные ассоциации: кварц-арсенопирит-пиритовая, халькопирит-сфалеритовая, блеклорудно-сульфосольная; и гидроокисно-сульфатная гипергенного этапа [Петров, 1996].

Кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация представлена кварцем, арсенопиритом, пиритом, марказитом, гидрослюдой, низкопробным золотом, каолинитом, анатазом, апатитом, адуляром, леллингитом, халькозином и пирротинном. Арсенопирит образует хорошо сформированные кристаллы (см. рис. 6в), в то время как сульфосоли серебра находятся в виде криптокристаллических агрегатов (см. рис. 6д, 6е).

Выполненные анализы показывают, что химический состав арсенопирита не стехиометричен (табл. 1): сумма металлов, среди которых, кроме железа, присутствуют медь и сурьма, находится в интервале 1.02–1.05. Пирит отличается от стехиометрического состава преобладанием серы над железом (см. табл. 1).

Халькопирит-сфалеритовая ассоциация встречается спорадически. Сфалерит в значительной степени обогащен железом, которое содержится в нем в количестве от 8 до 10 мас. % (см. табл. 1).

Блеклорудно-сульфосольная минеральная ассоциация – основная продуктивная и сложена нижеследующими минералами.

Акантит гипогенного происхождения наблюдался вблизи выделений пирита и арсенопирита, где образует каемчатые агрегаты. В акантите отмечается примесь кадмия (см. табл. 1).

Иногда акантит образует цемент в раздробленных кристаллах пирита и арсенопирита. Отмечаются также самостоятельные выделения акантита в ассоциации с сульфосолями серебра и золотосеребряными фазами (см. рис. 6а), в виде пойкилитовых вростков в полибазите. Как видно на рис. 6г, центральная часть сростка сложена полибазитом, а окаймляется он акантитом.

В редких случаях фиксируется ассоциация акантита с штроейеритом. В зоне гипергенеза акантит подвержен растворению и регенерации, о чем свидетельствуют его немногочисленные реликты, окруженные гидроокислами железа и коллоидно-зональными сульфатными агрегатами с вторичным акантитом.

Полибазит обнаружен почти во всех типах руд. Слагает реликты разной морфологии в гипергенных агрегатах (см. рис. 6г), аллотриоморфные выделения в ассоциации со штроейеритом, прожилкообразные скопления и вкрапленники в интерстициях кварца. В полибазите так же, как и в

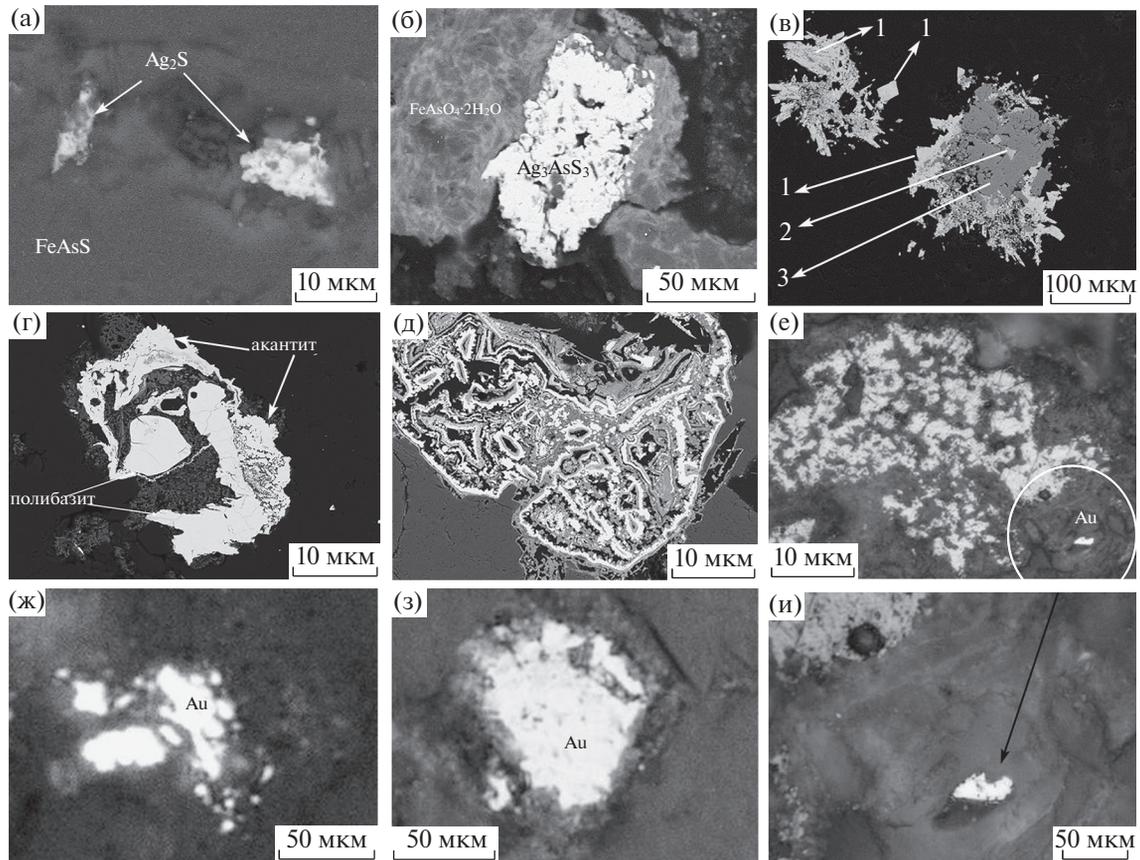


Рис. 6. Характерные сростания и морфология выделений рудных минералов рудопроявления Кыплатап. а – акантит в виде очаговых тонкоагрегатных скоплений в кварце; б – выделение прустита в поле развития скородита; в – агрегаты арсенопирита (1), сфалерита (2) и пирита (3) в кварце; г – сростание полибазита с акантитом в кварце. Изображение в обратно-рассеянных электронах; д – тонкие сростания сульфосолей серебра и гидроксидов железа (минералы серебра – светлое; более темные участки – гидроксиды железа и промежуточные фазы). Изображение в обратно-рассеянных электронах; е–и – выделение низкопробного самородного золота в кварце (ж, з) и в сростании с гидроксидами железа (е, и).

акантите отмечается примесь кадмия (см. табл. 1). В пределах третьей рудной зоны полибазит – постоянный спутник прустита, причем полибазит отчетливо замещает прустит или образует в нем пойкилитовые вростки.

Прустит слагает комковатые аллотриоморфные выделения в скрытокристаллическом кварце. На рис. 6б представлено выделение прустита в поле развития скородита (окисленной формы арсенопирита). Прустит наиболее характерен для третьей рудной зоны.

Серебросодержащий тетраэдрит встречается в небольших количествах в ассоциации с сульфосолями серебра. Характеризуется следующими взаимоотношениями: единичные гипидиоморфные зерна в пирсците, в пористых выделениях метазернистого пирита; комковатые трещинные выделения в ассоциации с полибазитом; единичные обособленные включения в массе гидрослюды; реликты в массе гипогенного полибазита и гипергенного колломорфно-зонального аканти-

та. Морфологически представлен каплеобразными, редко крупными катаклазированными, выделениями.

Штрмейерит встречается в виде агрегатов и зерен с различной степенью идиоморфизма. Отмечены его сростания без заметных признаков взаимной коррозии с полибазитом. Локализуется преимущественно в межзерновых пространствах кварца. Замещается акантитом обеих генераций.

Низкопробное самородное золото распределено неравномерно во всех типах руд. Четкие взаимоотношения зафиксированы только в нескольких случаях. Минерал образует единичные тонкие вкрапленники в штрмейерите; мелкие вростки в массе гидрослюды и по границам каверн в кварце (см. рис. 6е); сростания с прустит-полибазитовыми выделениями без заметных признаков коррозии; реликтовые выделения среди не полностью замещенного гипогенного агрегата сульфосолей серебра; сростания с акантитом. Морфология золотин разнообразна – от неизометричных углова-

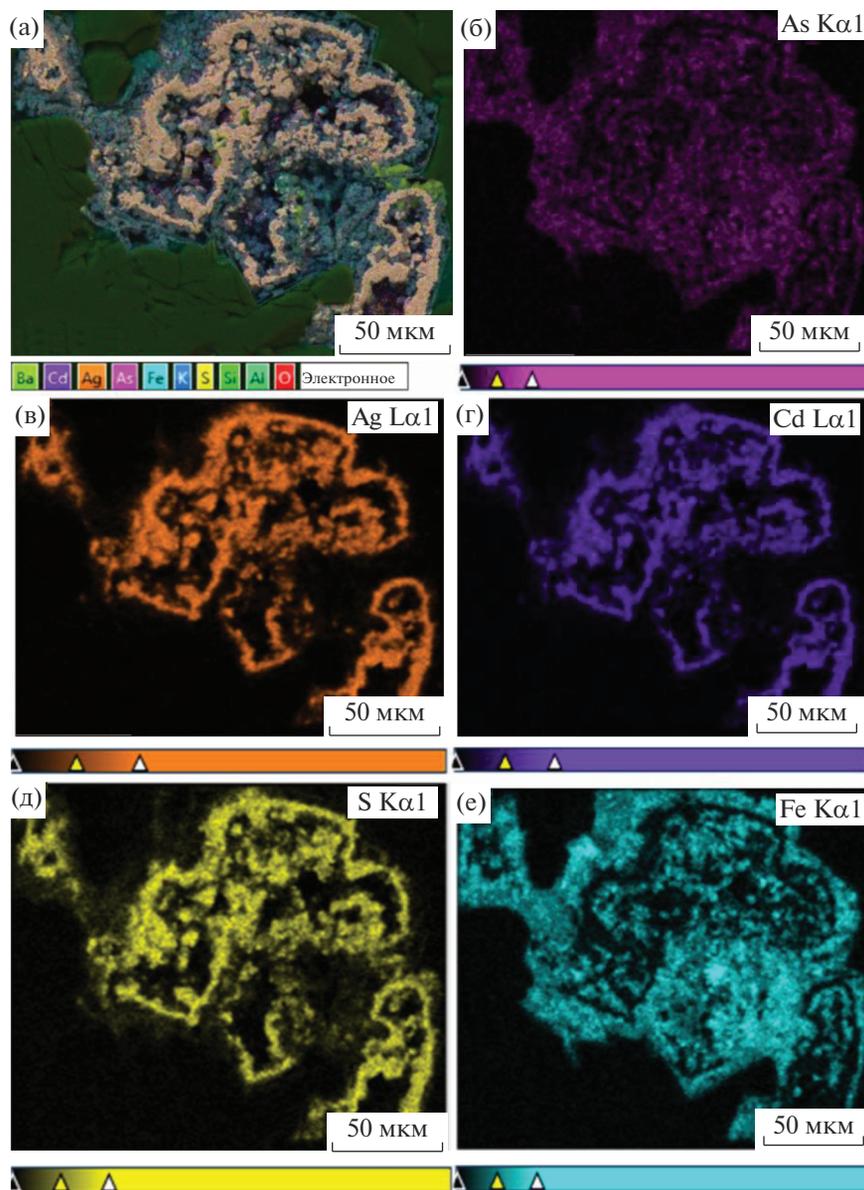


Рис. 7. Тонкие сростания сульфоселей серебра и гидроксидов железа в характеристических рентгеновских лучах. а – многослойное изображение в энерго-дисперсионном спектре, б – As, в – Ag, г – Cd, д – S, е – Fe. Рентгеновские лучи подписаны на рисунках.

тых выделений до комковато-прожилковидных и округлых зерен. Размер выделений колеблется от 0.001 до 0.3–0.5 мм в диаметре.

Низкопробное самородное золото и самородное серебро локализуются, главным образом, в сростках с полибазитом и акантитом, где отчетливо корродируют выделения этих минералов. Выделения высокопробного самородного золота имеют меньший размер и формируют, как самостоятельные выделения, так и мирмекитоподобные вроски в акантите. Размер варьирует от 0.0001 до 0.03–0.05 мм.

Гидроокисно-сульфатная ассоциация развита повсеместно в рудах, выведенных эрозией на дневную поверхность. В процессе ее формирования на рудопроявлении непрерывно менялись физико-химические условия, о чем свидетельствует пульсационное колломорфно-зональное переслаивание гидроокислов железа и акантита, акантита и сульфатов меди (см. рис. 7). В распределении минералов ассоциации отмечена вертикальная зональность. Если непосредственно на поверхности преобладают сульфаты и арсенаты, то при изучении образцов с глубины 10–11 м доминирующая роль принадлежит гидроокислам

Таблица 1. Химический состав рудных минералов рудопоявления Кыплатап

Концентрация элемента, мас. %									Формульные коэффициенты								
Sb	Se	Zn	S	Te	As	Cu	Ag	Fe	Sb	Se	Zn	S	Te	As	Cu	Ag	Fe
Арсенопирит FeAsS																	
0.18	0.29	0.01	18.60	0.01	43.80	0.28	0.07	33.84		0.01		0.97		0.98	0.01		1.02
0.84	0.29	0.00	19.18	0.01	43.12	0.39	0.05	34.27	0.01			0.99		0.96	0.01		1.02
Sb	Se	Zn	S	As	Cu	Ag	Fe	Pb	Sb	Se	Zn	S	As	Cu	Ag	Fe	Pb
0.53	0.31	0.00	20.85	42.64	0.26	0.01	0.26	0.12	0.01			0.99	0.96	0.01		1.02	
0.72	0.33	0.00	20.27	41.63	0.28	0.01	33.71	0.14	0.01	0.01		1.05	0.92	0.01		1.00	
0.71	0.26	0.17	19.43	42.73	0.29	0.03	34.70	0.07	0.01	0.01		1.00	0.94	0.01		1.03	
Сфалерит (Zn.Fe)S																	
0.05	0.02	60.14	31.46	0.00	0.01	0.10	8.42	–			0.89	0.95					0.15
0.00	0.03	59.35	29.97	0.02	0.35	0.00	9.93	0.05			0.90	0.93					0.17
Пирит FeS₂																	
0.01	0.00	0.01	53.54	0.09	0.10	0.06	44.69	0.02				2.02				0.97	
0.00	0.03	0.02	53.65	0.06	0.35	0.04	44.64	0.19				2.02		0.01		0.97	
Sb	Se	S	As	Fe	Bi	Ag	Te	Cd	Sb	Se	S	As	Fe	Bi	Ag	Te	Cd
Акантит Ag₂S																	
1.13	0.22	11.01	0.04	0.17	0.06	77.63	0.08	0.00	0.03	0.01	0.95		0.01		2.00		
0.00	0.00	12.48	0.05	0.10	0.06	85.46	0.30	0.00			0.99				2.00	0.01	
0.00	0.02	12.37	0.03	0.02	0.10	86.64	0.26	0.00			0.93				2.02	0.01	
0.13	0.00	11.78	0.29	4.26	0.06	78.43	0.30	0.40			0.93	0.01	0.19		1.84	0.01	0.01
0.00	0.19	12.45	0.06	0.08	0.05	80.94	0.11	0.00		0.01	1.02				1.97		
0.02	0.08	11.80	0.03	0.04	0.08	83.01	0.29	0.46			0.96				2.02	0.01	0.01
Полибазит (Ag.Cu)₁₆Sb₂S₁₁																	
7.89	2.26	12.34	0.95	0.14	0.09	73.02	0.22	0.40	1.60	0.71	9.49	0.31	0.06	0.01	16.69	0.04	0.09
8.96	2.52	12.26	0.51	0.10	0.05	73.52	0.41	0.47	1.60	0.78	9.36	0.17	0.04	0.01	16.67	0.08	0.10
7.99	2.30	12.14	0.66	0.86	0.06	73.36	0.26	0.35	1.61	0.72	9.28	0.22	0.38	0.01	16.67	0.05	0.08
10.40	3.33	12.24	0.25	0.24	0.04	68.85	0.43	0.46	2.13	1.05	9.52	0.08	0.11		15.92	0.08	0.10
9.45	4.22	11.65	0.09	0.43	0.00	71.49	0.42	0.42	1.92	1.32	8.98	0.03	0.19		16.38	0.08	0.09

железа. Для минералов ассоциации (гидроокислов железа, скородита, сульфатов, акантита) характерно колломорфно-зональное, землистое, порошковатое, пористое строение. Все они замещают минералы ранних парагенезисов, за исключением некоторых первично вулканических минералов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показывают, что в пределах КВП установлены благоприятные признаки эпитермальной минерализации высокосульфидизированного (ВС) типа. Прежде всего, отметим обширные зональные поля метасоматически измененных пород – вторичных кварцитов и аргиллизитов (см. рис. 3), благоприятных для формирования ВС-залежей. Во вторичных кварцитах, монокварцитах и в брекчиях сложной морфологии местами выявлены пористые до полых каркасов текстуры (см. рис. 3б), которые похожи на ноздреватый (“vuggy”) кварц, типичный для ВС-месторождений. В этих кварцитах установлена прожилково-вкрапленная минерализация с повышенным содержанием серебра.

В то же время к *неблагоприятным признакам* относятся невысокая золотоносность метасоматитов КВП по сравнению с известными эталонными месторождениями ВС-типа [Aribas, 1995; White, Hedenquist, 1995]. Установлено заметное различие составов вмещающих пород КВП, где преобладают кислые разности (риолиты и игнимбриты), и эталонных эпитермальных месторождений ВС-типа, которые вмещают, главным образом, андезиты и дациты [Aribas, 1995; White, Hedenquist, 1995]. В рудоносных образованиях КВП отсутствуют такие минералы-индикаторы ВС-минерализации, как энаргит и люционит, не установлено также широкого развития типичного “vuggy” кварца.

Анализ геологического строения показывает, что формирование рудно-магматической системы КВП, вероятно, происходило в ходе последовательно развивавшейся двухэтапной активизации магомгенерирующего очага, с глубиной размещения, по-видимому, более 100 км, который явился на первом этапе основным поставщиком продуктов дифференциации андезитобазальтовой магмы – эффузивов, пирокластов и даек основного и среднего состава.

Образование кислых магм второго этапа, продуцировавших кислые гранитоидные расплавы, с которыми связано становление Кыплатапского субвулканического тела риолитового состава, а также, образование остаточных флюидонасыщенных расплавов-растворов и магматогенных гидротерм, в основном сереброносных и в меньшей степени золотоносных, по-видимому, про-

исходило в периферическом коровом очаге на небольшой глубине (5–7 км) непосредственно под КВП. Гидротермальная деятельность активизируется к концу второго этапа, сопровождает его, и формирует Ag-рудопроявления. С деятельностью этого же периферического магматического очага связаны ассимиляционные процессы и обогащение расплавов и гидротерм благородными металлами (в основном Ag), извлеченными вулканических риолитового состава, слагающих основной объем КВП. Аналогичная модель развития минералообразующей системы была разработана ранее для Аганского рудного поля (Примагаданье) [Волков и др., 2015]. Таким образом, первичный источник серебра, несомненно, глубинный и, вероятно, мантийно-коровый.

Металлогеническая зональность ОЧВП, от внутренней зоны к внешней (от океана к континенту), имеет вид: $Cu \rightarrow Mo \rightarrow Sn$ [Савва и др., 2009]. По отношению к указанному ряду КВП находится в Sn-зоне. Выходы оловоносных гранитоидов, сопровождающиеся геохимической аномалией Sn, отмечаются в центральной части КВП.

Таким образом, заметное влияние на рудообразование в КВП, вероятно, оказывал оловоносный магматизм, в целом характерный для Чаунской зоны ОЧВП [Лугов и др., 1972], тогда как формирование промышленно значимых крупных эпитермальных ВС-месторождений Au связано обычно с развитием медно-порфириновой и в редких случаях с колчеданно-полиметаллической системой [Hedenquist et al., 1988; Arribas, 1995].

Вместе с тем, наличие олова не является препятствием для отнесения эпитермальной минерализации к ВС-типу. Так, на Au–Ag месторождениях Светлое в Охотском районе (Хабаровский край) и Родалквайлар в Испании, ряде месторождений рудного района Маракоча (Перу), относимых к ВС-типу, отмечаются оловосодержащие минеральные фазы и касситерит [Мишин, 2011; Arribas, 1995; Catchpole et al., 2012].

Помимо золота и серебра в рудах эпитермальных месторождений содержатся попутные металлы, представляющие интерес. В последние годы Se и Te приобрели повышенный спрос, как сырье для высокотехнологичной промышленности. Поэтому изучение распространения Se и Te в рудах эпитермальных месторождений в качестве попутных компонентов для извлечения имеет большое практическое значение [Бортников и др., 2022]. В связи со значительной примесью селена в рудных минералах (см. табл. 1) рудопроявление Кыплатап можно отнести к селеновому подтипу серебряного с золотом минерального типа (величина Au/Ag составляет 1 : 450) месторождений эпитермального класса.

Представляется, что КВП слабо- или средне-эродированное, на что указывает развитие колло-

морфно-полосчатых и неявно выраженных каркасно-пластинчатых текстур. Из минералогических признаков малого эрозионного среза следует отметить практически полное отсутствие минералов полиметаллической ассоциации, преобладание акантита и сульфосолей серебра над самородными фазами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералогические исследования позволяют отнести рудопроявление Кыплатап к селеновому подтипу серебряного с золотом минерального типа эпитеpmальных месторождений.

Развитие Ag–Au минерализации во вторичных кварцитах и аргиллизитах рудопроявления Кыплатап, а также текстурные особенности руд могут свидетельствовать о ее принадлежности к высокосульфидизированному эпитеpmальному классу [Hedenquist et al., 1988; Arribas, 1995]. Следует подчеркнуть, что существенно серебряная минерализация во вторичных кварцитах в пределах ОЧВП выявлена впервые.

Выявленные особенности эпитеpmальной минерализации КВП во многом аналогичны формированию кремнистых и кварц-алунитовых литоэкрапов, которые образуются над дегазирующимися интрузиями [Sillitoe, 1995; Hedenquist et al., 1998]. В этой обстановке, рудоносные флюиды ВС-типа или не образуются в недрах системы, или не достигали эпитеpmальных глубин [Hedenquist et al., 2000].

Полученные результаты позволяют отнести рудопроявление Кыплатап к слабоэродированному. Заметное развитие в прогнозируемых рудных телах и залежах беркчиевых текстур и штокверковой минерализации, позволяет рекомендовать оценить рудопроявление Кыплатап на развитие большеобъемной серебряной минерализации.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенно-геофизического пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Доломанова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Эпитеpmальные Au–Ag–Se–Te месторождения Чукотки (арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 541–568.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Чижова И.А., Колова Е.Е., Алексеев В.Ю. Эпитеpmальное золотосеребряное месторождение Аган и перспективы выявления минерализации высокосульфидизированного типа на Северо-востоке России // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 25–47.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
- Мишин Л.Ф. Вторичные кварциты и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 32–48.
- Петров С.Ф. Вещественный состав и текстурно-структурные особенности золото-серебряного оруднения Кыплатапской вулканоплутонической структуры // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 105–119.
- Савва Н.Е., Брызгалов И.А., Тюкова Е.Э. Олово-порфи́ровая формация Прикараменья (геолого-структурные и минералогические особенности) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2009. № 4. С. 2–14.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пасифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–82.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А. Англеллин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
- Arribas A. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid, in Magmas, Fluids, and Ore Deposits / Ed. J.F.H. Thompson // Mineralogical Association of Canada. 1995. Short Course Series 23. P. 419–454.
- Catchpole H., Kouzmanov K., Fontbote L. Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned Cordilleran type base-metal district, Morococha, Central Peru // Can. Min. 2012. V. 50. P. 719–743.
- Hedenquist J.W., Browne P.R., Allis R.G. Epithermal gold mineralization. Wairakei, New Zealand, 1988. 376 p.
- Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Reynolds T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry-epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Economic Geology. 1998. V. 93. P. 373–404.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits, Gold in 2000 // SEG Short-course, Tahoe, Nevada. 2000. P. 245–277.
- Sillitoe R.H. Exploration of porphyry copper lithocaps // Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series. 1995. № 9/95. P. 527–532.
- White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration // SEG Newsletter. 1995. V. 23. P. 1, 9–13.

The Epithermal Ag–Au Mineralization of the Kyplatap Volcanic Field (Central Chukotka)

A. G. Pilitsyn^{1, *}, A. V. Volkov^{2, **}, N. E. Savva^{3, ***}, A. V. Grigorieva²,
T. A. Pilitsyna^{1, 2}, and N. V. Sidorova²

¹*Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, Veresaeva str., 15, Moscow, 121357 Russia*

²*Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

³*North-Eastern Integrated Research Institute named after N.A. Shilo FEB RAS, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia*

**e-mail: allexpil@yandex.ru*

***e-mail: tma2105@mail.ru*

****e-mail: savva@neisri.ru*

The article considers the mineralogical and geochemical features of significantly silver mineralization in secondary quartzite's of the Kyplatap volcanic field (KVF), confined to the southeastern flank of the intrusive dome structure (IDS) of the same name, complicating the Palyavaam-Pykarvaam volcanic-tectonic depression, which is part of the Chaun zone of the Central Chukchi sector of the Okhotsk-Chukchi volcanogenic belt. The Kyplatap IDS was formed as a result of the introduction into the Alkaquun rhyolites and trachyriolites of a large laccolith-like subvolcanic body composed of trachyriolite-trachydacites. Secondary quartzites are widely developed within the KVF, composing both linear zones, tracing faults of mainly north-eastern strike, and isometric fields limited by faults. Ore bodies have a length of up to 200 m and a capacity of 2–5 m. The ores are dominated by spotted, veined-interspersed and breccia textures. Ore mineralization is mainly interspersed, less often veined. The main vein minerals are quartz (30–70%), hydrosuldes (15–20%), sericite, kaolinite, adular, ferruginous carbonate, zircon, chlorite and alunite. The main ore minerals are pyrite, arsenopyrite, acanthite, polybasite, pyrseite, native silver. A typomorphic feature of mineralization is thin accretions of silver sulfosols, native silver and iron hydroxides. According to the research results, the Kyplatap ore occurrence is attributed to the silver-gold mineral type (on average, the Au/Ag value is 1 : 450) and the selenium subtype, due to the significant admixture of selenium in ore minerals. It should be emphasized that significantly silver mineralization in secondary quartzites within the limits of the OCHVP was detected for the first time. The development of Ag mineralization in secondary quartzite's and mudstones may indicate that its belongs to the haighsulfidation epithermal class. The revealed features of epithermal mineralization of KVF are in many respects similar to the formation of siliceous and quartz-alunite lithocaps, which are formed over degassing intrusions. In this situation, the VS-type ore-bearing fluids either do not form in the bowels of the system, or did not reach epithermal depths. The ore field is weakly or moderately eroded, as indicated by the almost complete absence of polymetallic association minerals, the predominance of acanthine and silver sulfosols over native phases.

Keywords: Okhotsk-Chukchi volcanic belt, Central Chukotka, Kyplatap, volcanic field, near-ore metasomatites, secondary quartzites, epithermal mineralization, native silver

УДК 551.4+551.46

ТЕФРА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ И ТУРБИДИТ ГОЛОЦЕНОВОГО СИЛЬНОГО ПОДВОДНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В КЕРНЕ СКВАЖИНЫ 193 “ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР” (СЗ ПАЦИФИКА)

© 2022 г. И. В. Мелекесцев^а, О. В. Дирксен^а, *^а Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: dirksen@kscnet.ru

Поступила в редакцию 17.05.2021 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 27.06.2022 г.

Приведены результаты специализированного анализа отложений, вскрытых скважиной 193, в 19-м рейсе б/с “Гломар Челленджер” в Тихом океане восточнее Центральных Курильских островов. Эти данные могут послужить основой при проведении начального этапа подводных тефрохронологических исследований в данном районе в будущем. Наибольшее внимание уделено слоям, линзам и пятнам тефры разного состава и мощности, а также осадкам с повышенной примесью частиц вулканического стекла. Установлено, что в районе скв. 193 произошло не менее 8 пеплопадов, из них 7 – за последние 115 тыс. лет. Показано, что они, вероятнее всего, были связаны с сильными и кальдерообразующими эксплозивными извержениями вулканических центров Курильских островов. Осуществлено их предварительное датирование. Впервые в керне скважины диагностирован и описан турбидит предполагаемого подводного землетрясения начала голоцена. Предложена гипотеза о причинах обрыва колонок морских осадков – превращение при бурении скважины мощных прослоев обводненной пирокластики алевропелитовой размерности, в результате процессов тиксотропии, в гидрозоль.

Ключевые слова: донные морские осадки, подводная тефрохронология, кальдерообразующее извержение, землетрясение, турбидит, гидрозоль

DOI: 10.31857/S0203030622050078

ВВЕДЕНИЕ

Проведенное во второй половине XX века глубокое бурение океанического дна с буровых судов (б/с) “Гломар Челленджер” и “ДЖОИДЕС резолушн” в рамках программы “Deep Sea Drilling Program” (DSDP) оказало весьма существенное положительное влияние на развитие наук о Земле, включая различные аспекты вулканологии и сейсмологии: проблемы соотношения подводного и наземного вулканизма, надводной и подводной тефрохронологии, палеосейсмостектоники и др. При этом материалы ближайших к Камчатке скважин 191 и 192, пробуренных в 1971 г. [Creager et al., 1973], для решения перечисленных вопросов нами уже неоднократно использовались [Мелекесцев, Курбатов, 1997; Мелекесцев, 2014, 2016; Мелекесцев, Слезин, 2017, Новейший ..., 2005]. Что касается скв. 193 (45°48.29′ с.ш., 155°52.27′ в.д.) – последней, пробуренной в том же рейсе напротив островов Центральных Курил, на глубине 4811 м в привершинной части подводного вала Зенкевича (в англоязычной литературе

часто называемого Hokkaido Rise), то полученные там фактические данные в более поздних геоморфолого-геологических публикациях, ни нами, ни другими исследователями практически не отражены. Возможно, это было прежде всего связано с небольшой (71 м) ее глубиной и малым (в сумме – 12 м в четырех колонках) количеством отобранного керна. Тем более, что пробуренная мощность осадков вообще не превышала 15% от предполагаемой (470 м) общей мощности толщи осадочных отложений, а ее подошва и породы фундамента под ней не вскрыты. Однако для решения проблемы реконструкции эруптивной истории и эволюции молодого вулканизма Курильских островов, соотношения там вулканических и невулканических процессов, ее роль, как будет показано ниже, весьма значительна, поскольку она – ближайшая и единственная скважина, расположенная поблизости от вулканов Центральных Курил.

В последние годы все большее распространение получает использование колонок морских отложений для выявления мощных эксплозивных

извержений, происходивших на прилегающих участках суши в прошлом. При этом бурение осуществлялось, в подавляющем большинстве случаев, для палеоокеанологических и палеоклиматических реконструкций, тефростратиграфии морских отложений была хотя и полезным, но, тем не менее, “побочным” продуктом изучения колонок. Также следует отметить, что бурение проводилось главным образом в акваториях более мелких окраинных морей Тихого океана: Японского, Охотского и Берингова; скважины в акватории открытого Тихого океана можно пересчитать по пальцам. Особенно отчетливо эта диспропорция заметна в районе Курильской островной дуги. К западу от нее, в Охотском море, насчитывается около сотни скважин [Сахно и др., 2010; Derkachev et al., 2016; Machida, Arai, 2003 и др.], в то время как к востоку, в открытом океане их всего три [Cao et al., 1995].

Этот дисбаланс существенным образом сказался и на полученных результатах. Детальное изучение колонок Охотского моря позволило обнаружить 26 горизонтов вулканических пеплов, выпадавших за последние 300 тыс. лет. Однако, несмотря на обилие позднеплейстоцен-голоценовых кальдер на Курилах (рис. 1) и на Камчатке [Braitseva et al., 1995], в изученных колонках было идентифицировано лишь четыре горизонта тефры, связанных с их извержениями [Дирксен, Рыбин, 2020; Derkachev et al., 2016]. Одной из наиболее вероятных причин отсутствия тефры кальдерообразующих извержений в колонках Охотского моря может являться распространение вулканических пеплов преимущественно в восточном направлении, в соответствии с преобладающим направлением переноса воздушных масс. Это подчеркивает значимость скважин Тихого океана для реконструкции истории эруптивных событий Курило-Камчатского региона. Из трех упоминавшихся выше скважин, вулканические пеплы изучались в скв. 881 рейса 145 проекта “Ocean Drilling Project” (47°6.136' N, 161°29.492' E) [Rea et al., 1993; Cao et al., 1995]. В общей сложности в колонке было выявлено и охарактеризовано более ста горизонтов тефры. Однако авторы не идентифицировали источники этих пеплов, ограничившись предположением, что все они связаны с извержениями вулканов Камчатки, Курил или Японии. Кроме того, согласно построенной возрастной модели этой колонки, все изученные пеплы старше 300 тыс. лет. Таким образом, ни одного пепла многочисленных позднеплейстоцен-голоценовых эксплозивных извержений Курил и Камчатки не было. Возможной причиной этого может быть значительная удаленность (более 500 км) скв. 881 от ближайших эруптивных центров. Таким образом, колонка скв. 193, расположенная в 300 км от Курильских островов, является практически единственным возможным источником информации

о молодом вулканизме этого региона. К сожалению, мы не имеем доступа к первичным данным, поэтому для наших реконструкций мы используем описания колонок, опубликованные в первичном отчете [Creager et al., 1973]. Учитывая значимость данной скважины, любая интерпретация опубликованных материалов, в том числе и наша, возможно, в некоторой степени и неоднозначная, может иметь большое значение для реконструкции истории эруптивной активности вулканических центров Курильских островов в среднем плейстоцене–голоцене и служить отправной точкой при проведении дальнейших исследований.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СКВАЖИНЫ 193

Скважина 193 расположена на подводном валу Зенкевича за глубоководным Курильским желобом с океанской стороны, в 110–120 км от его оси (см. рис. 1) и на расстоянии 300–320 км от ближайших хорошо выраженных в рельефе крупнейших молодых вулканических образований Большой гряды Курильских островов (кальдер Матуа, Расшуа, Ушишир, Броутона и Заварицкого) (см. рис. 1). Стоит также отметить, что скв. 193 находится от всех них к ЮВ–ВЮВ, в зоне господствующих направлений тропосферных ветров и струйных течений тропопаузы [Международный ..., 2003], обеспечивающих ориентировку главных осей вулканических пеплопадов. По геолого-геоморфологическим данным, все перечисленные выше кальдеры возникли в позднем плейстоцене–голоцене [Камчатка ..., 1974; Новейший ..., 2005]. Для трех из них возраст позднее определен более точно. Одна из трех кальдер комплекса Заварицкого имеет календарный возраст 23960 лет, определенный по частицам вулканического стекла в ледниковом керне скважины в Гренландском ледниковом щите [Vourne et al., 2016]. А самая молодая его кальдера – радиоуглеродный возраст около 8.0–8.5 тыс. лет назад [Gorbarenko et al., 1998, 2002; Hasegawa et al., 2011; Kaiser, 2001; Nakagawa et al., 2008]. Все голоценовые возраста, приведенные в этих публикациях, – расчетные, по ближайшим в разрезах отложений радиоуглеродным датировкам. Их примерный календарный возраст, как, соответственно, и последней кальдеры Заварицкого, 9.1–9.5 тыс. лет (от 2020 г.). Радиоуглеродный возраст кальдеры Матуа, пересчитанный на календарный – 11.5 тыс. лет (от 1950 г.) [Арсланов и др., 2011] близок по времени к началу голоцена и первой фазе активизации быстрого подъема уровня Мирового океана.

В скв. 193 относительно полно отобран керн из морских осадков голоцен-среднеплейстоценового возраста с горизонтами и линзами тефры, а также другими неморскими образованиями, воз-

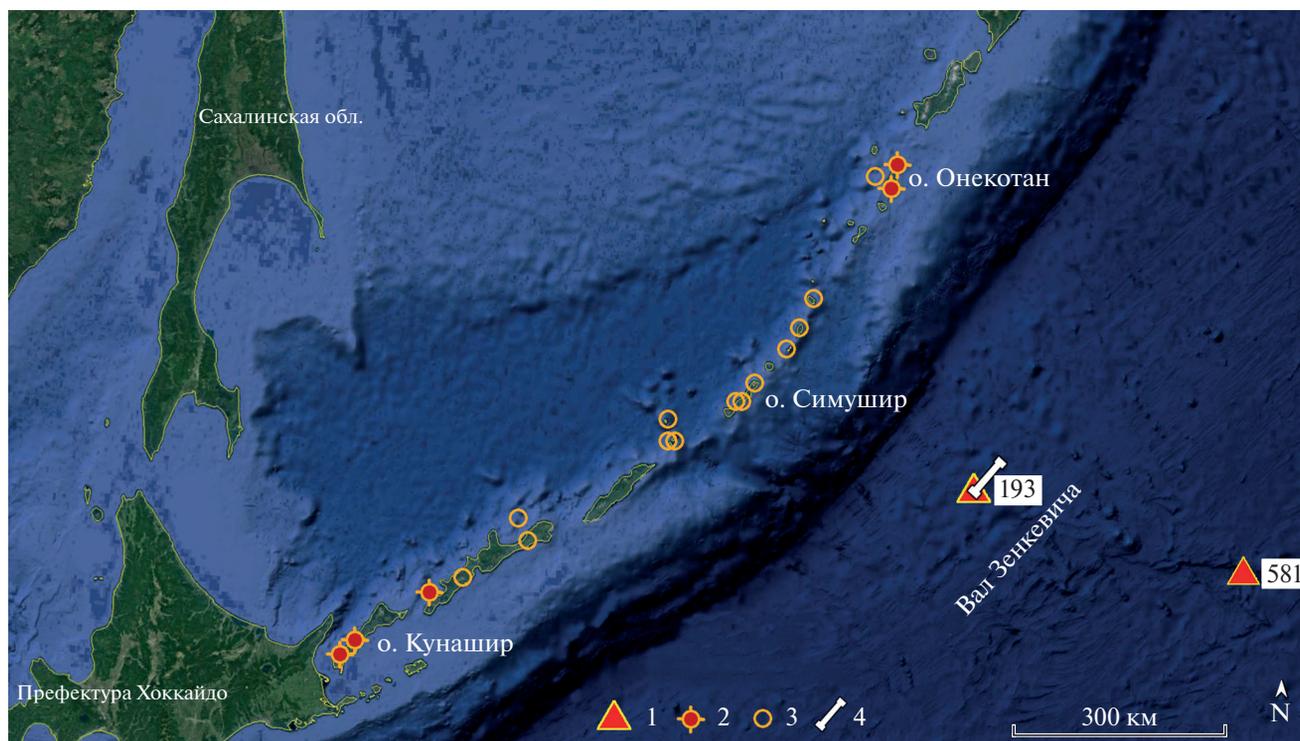


Рис. 1. Расположение скважин 193 и 581.

1 – скважины и их номера; 2 – датированные четвертичные кальдеры; 3 – кальдеры, возраст которых неизвестен; 4 – положение сейсмического профиля, показанного на рис. 2. Расположение кальдер – по [Бондаренко, Рашидов, 2003; Новейший ..., 2005; Подводный ..., 1992].

раст которых можно, в грубом приближении, оценить по скорости аккумуляции в этом временном интервале. В 19-м рейсе принятая нижняя граница среднего плейстоцена соответствует началу палеомагнитной эпохи Брюнес: по шкале 2012 г. – 781 тыс. лет. Кроме того, дополнительным указанием на плейстоценовый возраст пробуренных осадков служат обнаруженные в керноприемнике (интервал 67–71 м ниже кровли осадков) четыре нижнеплейстоценовые формы диатомей *Actinocyclus oculatus* [Creager et al., 1973]. Наконец, скв. 193 расположена на участке океанического дна, наиболее активном в сеймотектоническом отношении, который непосредственно примыкает к приокеанскому склону глубоководного Курильского желоба. А наиболее молодые землетрясения с магнитудой 8.1 и 8.3 случились в этом регионе 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. [Тихонов и др., 2008].

Последние 50 км пути б/с “Гломар Челленджер” перед началом бурения скв. 193 показаны в работе [Creager et al., 1973] на сейсмическом профиле (рис. 2). Хорошо видно, что примерно в 26–27 км от места бурения маршрут пересек вершину (или склон) возвышенности, поднимающейся над океаническим дном на несколько сот метров. На сервисной карте Google Earth этого участка дна ря-

дом с ней находится другая подобная возвышенность. А на поверхности дна видны выраженные в рельефе следы разрывных тектонических нарушений. На вершине и склоне возвышенности, изображенной на сейсмическом профиле, в ее юго-западном секторе, который ориентирован в направлении скв. 193, чехол осадочных отложений отсутствует, а с противоположной стороны имеется. Судя по соотношению с вмещающими породами и сохранившимися фрагментами мощного чехла морских осадков (см. рис. 2), эта возвышенность, вероятнее всего, является достаточно старым экструзивным образованием. Отсутствие же чехла осадочных отложений на юго-западном склоне, трассированным при прохождении бурового судна через возвышенность, можно объяснить произошедшим там обвалом или крупным оползнем вследствие сильного землетрясения (см. ниже).

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ОСАДКОВ СКВАЖИНЫ 193

Бурение скв. 193 начато на глубине 4811 м [Creager et al., 1973]. Пробурено 71 м осадков. Отбор отложений проводился в интервалах (ниже поверхности морского дна): 0–2 м, керн 1; 2–11 м, керн 2; 25–34 м, керн 3; 67–71 м, керн 4.

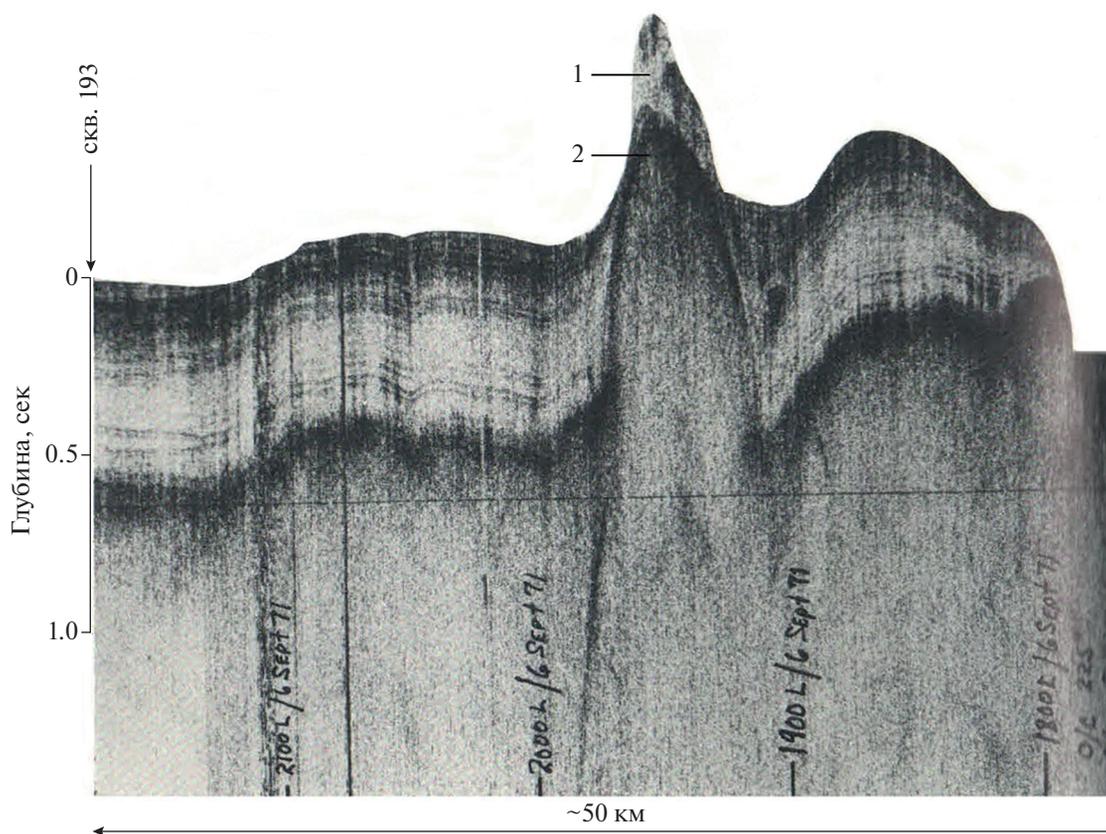


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля в конце маршрута перед началом бурения скв. 193.

1 – верхняя часть возвышенности, лишенная чехла морских осадков; 2 – нижняя часть возвышенности с сохранившимся чехлом.

В интервале 0–2 м (рис. 3) выход отложений керна составил 154 см: 0–154 см ниже кровли осадков. Вмещающие отложения – диатомовая илистая глина умеренно-серого–темно-серого цвета (здесь и далее при описании отложений используется дословный перевод описания колонок в работе [Creager et al., 1973]). На глубине 37–42 см ниже кровли осадков обнаружен 5-сантиметровый слой необычного “кристаллического пепла”¹, содержащего 40% стекла, 30% плагиоклаза, 10% пироксена, 20% рудных минералов. Общая окраска слоя темно-серая, гранулометрический состав обломочного материала не указан. На глубине 48–53 см – линзы стекловатого вулканического пепла оливково-серого цвета. В интервале от 65 до 133 см ниже кровли осадков – 4 эратических обломка (галька осадочных пород), которые оказались на морском дне в результате таяния льдов берегового припая во время позднеплейстоценового оледенения, а не айсбергового разноса. Подобная ситуация обусловлена тем, что во время позднеплейстоценовой ледниковой

¹ Ниже будет показано, что этот слой может иметь и другое происхождение.

эпохи, 29–14 календарных тыс. лет назад [Cohen, 2012], ледники на островах Центральных Курил отсутствовали [Камчатка ..., 1974].

Для интервала 154–200 см керн не был извлечен. Не исключено, что отрыв нижнего фрагмента керна морских осадков мощностью 45–46 см произошел при разжижении на глубине 154–155 см от кровли осадков в ходе бурения слоя обводненной алевропелитовой тефры, обладавшей тиксотропными свойствами. Способность различных тонкодисперсных систем обратимо разжижаться при достаточно интенсивных механических воздействиях (перемешивании, встряхивании) и отвердевать, при пребывании в покое, хорошо известна как для субэаральных, так и для подводных осадочных обстановок [Николаева и др., 1985; Mewis, Wagner, 2009]. Такой процесс также наблюдался одним из авторов при транспортировке и изучении тонкозернистых пеплов (так называемого “серого пепла”) Северного прорыва Большого Толбачинского извержения 1975 г. [Большое ..., 1984]. В случае скв. 193, при извлечении колонки именно граница двух сред с разным гранулометрическим составом и, таким образом, обладающих различными тиксотропными свой-

ствами [Del Gaudio et al., 2018; Toorman, 1997], могла являться наиболее вероятным местом отрыва керна.

Кровля осадков керна 2 начинается с 5-сантиметрового слоя (200–205 см) стекловатого вулканического пепла оливково-серого цвета. Вмещающие осадки верхней части колонки – темно-серые, содержащие вулканическое стекло, ил и глину с большим количеством диатомового ила (60% диатомей, 15% плагиоклаза и кварца, 15% глинистых частиц, 10% стекла). Наличие значительного количества вулканического стекла свидетельствует о высокой интенсивности в это время эксплозивного вулканизма.

Ниже (326–335 см от кровли колонки) – следы еще одного мощного горизонта оливково-серой стекловатой тефры, выраженного в виде деформированного и разорванного пятна размером 9 см. Вмещающие осадки, содержащие вулканическое стекло, богатые диатомеями илистые глины темно-серого цвета (10% диатомей, 5–10% стекла, 30% алеврита, 50% глины). Судя по уменьшению процента рассеянного вулканического стекла, интенсивность эксплозивного вулканизма в это время несколько ослабла, по сравнению с более ранним этапом. В осадках основания керна 2 (335–495 см ниже его кровли) вулканическое стекло вообще не отмечено: 60% диатомей, 10% плагиоклаза и кварца, 30% глины, 1% пирита). Следовательно, сила эксплозивного вулканизма тогда еще более уменьшилась, а интенсивные пеплопады перестали достигать района скв. 193.

Нижняя часть керна 2 отсутствует. Не исключено, что здесь, как и в кернах 1, произошел отрыв при разжижении слоя алевропелитовой тефры, но на глубине ~5 м от кровли осадков. Керн в интервале 11–25 м ниже кровли осадков вообще не отбирался.

Самый крупный (7.5 м) фрагмент толщи морских осадков был отобран на глубине 25–32.5 м ниже ее кровли в кернах 1–3. Это чередование слоев темно-серого цвета с различным содержанием глины и алеврита, а также более светлоокрашенных слоев, обогащенных диатомеями: 30% алеврита, 70% глины; 25% алеврита, 75% глины; 30% диатомей, 30% алеврита, 40% глины. Все осадки в работе [Creager et al., 1973] отнесены к среднему плейстоцену. Соответственно их возраст моложе 781 тыс. лет. Обращает внимание, что, в отличие от кернов 1 и 2, в кернах 3 отсутствуют различные слои и крупные линзы тефры, а имеются лишь разрозненные пятна, вероятнее всего, принесенные издалека беловато-коричневато-серых стекловатых вулканических пеплов – явное свиде-

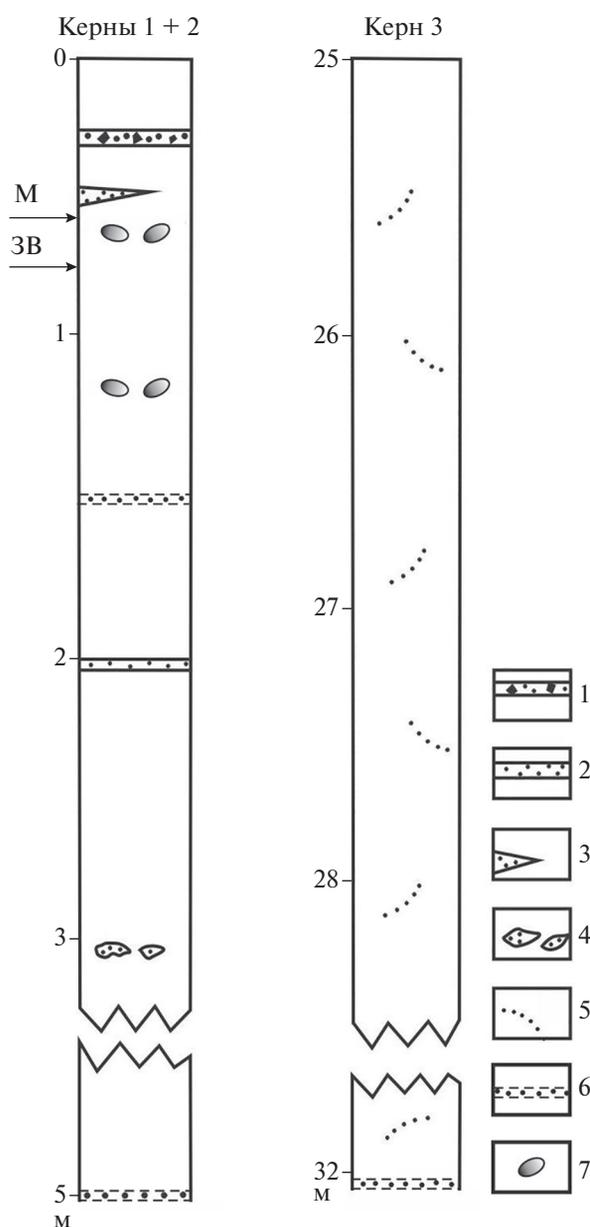


Рис. 3. Морские осадки, вскрытые при бурении скв. 193 (керны 1–3), по [Creager et al., 1973]. 1 – верхний горизонт “кристаллического пепла” (комбинация криптотефры и турбидита); 2–4 – разнообразные формы залегания тефры в осадках (2 – слой, 3 – линза, 4 – пятна); 5 – рассеянное вулканическое стекло; 6 – предполагаемые горизонты пеплов (места отрыва керна); 7 – положение эрратических обломков. Стрелками показано вероятное положение тефры извержений кальдер о. Матуа (М) и Заварицкого (ЗВ).

тельство того, что эксплозивный вулканизм Центральных Курил был весьма слабым, а сильно уменьшенная по мощности тефра удаленных центров катастрофических извержений самостоятельных слоев здесь не образовывала. Необыч-

ным фактом является наличие в 7.5-метровой пробуренной пачке отложений единственного эрратического обломка — гальки. Это указывает на отсутствие в рассматриваемом регионе обширных прибрежных ледовых покровов и крупных участков островной суши, а, возможно, и надводных вулканов, что предполагалось еще в работе [Камчатка ..., 1974].

Ниже 32.5 м, вплоть до глубины 71 м, отложения остались практически неопробованными: в интервале 34–67 м керн не отбирался, а в интервале 32.5–34 м и 67–71 м керн не удалось отобрать. Диатомиты, алевриты, обогащенные вулканическим стеклом глины оливково-серого цвета кратко описаны лишь в ловушке керна 4: 10% диатомей, 15% алеврита с 5% плагиоклаза, 15% стекла, 50% глины. Наличие 15% вулканического стекла свидетельствует о нахождении там переотложенного вулканического пепла.

Значительные трудности возникли и при определении возраста пробуренных отложений, так как ни один из их горизонтов в скважине не был датирован изотопным методом. Поэтому для решения данной проблемы пришлось использовать весь комплекс доступных авторам методов относительного датирования и личный опыт, с главным упором на возможную оценку скоростей аккумуляции осадочных отложений различными способами. При этом горизонты тефры принимались как сформировавшиеся в результате мгновенного события и их мощности исключались из общей мощности осадков при расчете скоростей аккумуляции.

Первоначально такие оценки были проведены по критически ревизованным данным по возрастному расчленению пробуренных отложений имеющимся в работе [Creager et al., 1973]: 0–2 м — верхний плейстоцен с принятой сейчас нижней возрастной границей 126 тыс. лет; 2–34 м — средний плейстоцен с нижней возрастной границей — 781 тыс. лет; отложений в ловушке керна 4 на глубине 71 м — ранний плейстоцен с нижней возрастной границей ~1800 тыс. лет [Cohen, Gibbard, 2011]. Поэтому реальная граница между средним и ранним плейстоценом должна находиться в интервале 34–67 м, а с ранним плейстоценом и плиоценом глубже 71 м. Рассчитанные по приведенным данным скорости аккумуляции оказались равны: для голоцена—верхнего плейстоцена — 1.5 см/1000 лет, среднего плейстоцена — >4.1 см/1000 лет, раннего плейстоцена — >3.2 см/1000 лет.

Для оценки скорости аккумуляции в позднем плейстоцене по глубине эрратических обломков в осадках, синхронных позднеледниковой эпохе

(29–14 тыс. л. н., по [Cohen, 2012]), были использованы данные по керну 2, где 4 таких обломка располагались в интервале 65–133 см ниже кровли осадков. Причем для самой верхней пачки (0–65 см) рассчитаны 2 варианта, поскольку непонятно было, когда попала на дно галька, находящаяся сейчас на глубине 65 см: 14 календарных тыс. л. н., в конце позднеплейстоценового оледенения или 11.7 календарных тыс. л.н. во время резкого глобального потепления и интенсифицированного им подъема уровня Мирового океана. По первому варианту эта скорость составила 4.6 см/1000 лет для пачки осадков в целом и 4.1 см/1000 лет — для вмещающих морских отложений; по второму — 5.6 см/1000 лет и 4.9 см/1000 лет соответственно. Полученный подобным образом возраст кристаллического пепла — 7.3 и 8.8 тыс. лет, а залегающего под ним стекловатого пепла — 8.7 и 10.5 тыс. лет. Пока, до проведения уточняющих исследований, придется принять результаты обоих вариантов. Но дата 10.5 тыс. лет предпочтительнее, так как этот пепел может быть связан с последней кальдерой комплекса Заварицкого (см. выше).

Что касается генезиса самого верхнего 5-сантиметрового слоя, кристаллического вулканического пепла (по [Creager et al., 1973]), то его генезис остается неясным. Несмотря на то, что авторы отчета назвали его пеплом, они же подчеркивают резкое отличие этого горизонта от других вулканических пеплов, обнаруженных в этой и других колонках рейса. Темно-серый цвет горизонта резко контрастирует с зеленовато-серым, желтовато-коричневым цветом пеплов в колонках скв. 193 и других скважин [Creager et al., 1973]. Также разительно отличается и его состав: в отличие от преимущественно стекловатых, с незначительным количеством кристаллокластов, в составе этого пепла преобладает кристаллическая фаза (30% — плагиоклаз, 10% — пироксен, 20% — рудные минералы) и 40% вулканического стекла, значительная часть которого изменена. Ни один из описанных в рейсе пеплов не имеет столь своеобразного состава.

Судя по его вещественному составу, этот горизонт мог бы образоваться в результате извержения близкого молодого вулканического центра, сложенного породами основного состава, однако в районе скв. 193 ни одного подобного вулкана пока не обнаружено: ни надводного, ни подводного, с неглубоко (менее 1 км) находящимися кратерами. Ближайшие подводные горы Головина и Морозко, которые могут быть вулканами, расположены в 120–180 км от скважины, а глубины моря над их вершинами 3729 м и 3682 м. Тефра базальт-андезитобазальтовых вулканов Камчатки и

Курильских островов, удаленных на 400–600 км, в виде сколько-нибудь четко выраженных горизонтов отлагаться здесь, на морском дне, тоже не должна вследствие очень больших расстояний до возможных центров извержения.

Поэтому для описываемого слоя предполагается, по нашему мнению, другой, более вероятный комбинированный генезис – турбидит, связанный с мутьевым потоком, который возник в результате сейсмостектонического обвала или крупного оползня на одной из подводных гор, сложенных эффузивными вулканическими породами.

Интенсивное дробление эффузивных пород при транспортировке мутьевым потоком, а также гравитационная дифференциация, в результате которой более легкая фракция, в первую очередь, вулканическое стекло, была вымыта и унесена, привели к образованию горизонта со столь необычными характеристиками. Некоторая примесь свежего вулканического стекла может быть связана с выпадением пепла, скорее всего периферической зоны пеплопада. Тефра могла быть как субсинхронной турбидиту, так и более старой, захваченной мутьевым потоком по пути. Судя по небольшой мощности слоя (5 см), этот горизонт, вероятно, представляет собой отложения наиболее дистальной части мутьевого потока. Подобные слои имеются и диагностированы в скв. 191 этого же рейса у западного подножия подводного хребта Ширшова [Мелекесцев, Курбатов, 1997]. Многие из них содержат и значительное количество вулканического стекла извержений удаленных вулканов Камчатки, Курильских островов, а также подводного вулкана Пийпа, расположенного в 180 км к ЮЮЗ от этой скважины. Химический состав частиц стекла не определялся, источник неизвестен. Тоже относится и к находящимся ниже линзам стекловатого вулканического пепла с возрастом 8.7 или 10.5 тыс. лет.

Для пачки отложений в интервале 0–133 см от их кровли, накопившихся в позднем плейстоцене–голоцене, предположительно за 29 тыс. лет, средняя скорость аккумуляции составила около 4.6 см/1000 лет. Она стала базовой и при оценке возраста более древних осадков, поскольку оказалась близкой к таковой (>4.1 см/1000 лет) за последние 781 тыс. лет.

Именно эта скорость аккумуляции и была использована, с поправкой на ее уменьшение в чисто морских вмещающих осадках, при определении возраста неморских образований в ядрах 1 и 2. При такой скорости аккумуляции нижняя возрастная граница верхнего плейстоцена (126 тыс. л. н., по [Cohen, Gibbard, 2011]) должна быть на глубине 580 см, а среднего плейстоцена (781 тыс. лет) – на

глубине около 40 м. По средней скорости аккумуляции (4.6 см/1000 лет) осадков оценен и возраст предполагаемой алевропелитовой тефры, которая послужила причиной отрыва на глубине 150–155 см от нижней части ядра 1 – 33–34 тыс. лет. Возраст 5-сантиметрового слоя стекловатого вулканического пепла в кровле ядра 2 (интервал 200–205 см) – 43–44 тыс. лет. Тем же методом было датировано (72–73 тыс. лет) разрушенное и деформированное пятно стекловатого оливково-серого вулканического пепла в интервале 326–335 см от кровли вскрытых осадков, самого нижнего из описанных в скв. 193.

Логично допустить, что в зоне отрыва ядра 2 на глубине около 500 см, ниже кровли осадков, находился еще один горизонт алевропелитовой тефры, который и спровоцировал этот отрыв. Если подобное предположение правильно, то возраст пепла должен быть порядка 110–115 тыс. лет. Аналогичная ситуация вполне вероятна и для зоны отрыва ядра 3 на глубине 32.5 м от кровли осадков с соответствующим возрастом пепла около 700–720 тыс. лет.

Вулканический пепел с возрастом ~24 тыс. лет одного из катастрофических извержений кальдерного комплекса Заварицкого на о. Симушир, частицы стекла которого с очень низким содержанием K_2O описаны в ядре Гренландского ледникового щита [Bourne et al., 2016], в скв. 193 не обнаружен. Хотя теоретически он должен там находиться в соответствии с восточным направлением движения струйных течений в тропопаузе над этим регионом. Возможно, что его отсутствие связано с тем, что извержение произошло, судя по его датировке, в середине позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, когда размеры ледяных припаев были максимальными. А выпавшая на лед пирокластика сразу и компактно на морское дно не попала. Она оказалась там, но уже в рассеянном виде и на очень большой площади, в качестве криптотефры, лишь после таяния подстилающих льдов. Не исключено, что та же причина привела к отсутствию в разрезе осадков скв. 193 вулканического пепла катастрофического эксплозивного извержения, приведшего к возникновению 11.5 тыс. л.н. кальдеры на о. Матуа [Арсланов и др., 2011].

Предполагается также, что примесь вулканического пепла одного из горизонтов голоценового возраста (7.3 или 8.8 тыс. лет, 8.7 или 10.5 тыс. лет) ядра 1 скв. 193 обнаружена еще и в скв. 581 (43°55.62' с.ш., 159°47.76 в.д., глубина 5487 м), расположенной в створе с ней, но примерно в 700 км от Центральных Курил [Heath et al., 1974]. В этой скважине в кремнистых глинах темно-се-

рого и оливково-серого цвета на глубине 40 см ниже кровли осадков присутствует 5% вулканического стекла песчаной размерности. Различимых прослоев тефры в ее керне 1 (интервал 0–85 см ниже кровли осадков) не описано [Heath et al., 1974].

Таким образом, в скв. 193, с разной степенью достоверности, для последних 110–115 тыс. лет в кернах 1 и 2 нами выделено 8 горизонтов вулканических пеплов, один из которых – комбинированный (турбидит + тефра). Суммарная мощность вмещающих их осадков – около 5 м. Предполагаемый временной интервал – неполный (без изотопной стадии MIS 5e) поздний плейстоцен–голоцен. Число и время отложений на морском дне горизонтов вулканических пеплов согласуются с ранее изложенными представлениями [Камчатка ..., 1974; Новейший ..., 2005] о молодом возрасте всех перечисленных в разделе 1 кальдер и крупнейших эксплозивных кратеров островов Центральных Курил, которые могли быть потенциальными источниками тефры в скв. 193. Соотношение количества эруптивных центров и вулканических пеплов (11 к 8) указывает на преобладающую (В или ВЮВ) ориентировку главных зон пеплопадов. Правда, точно неизвестно, какие пеплы в скв. 193 курильские, а какие – камчатские или японские. О сильных западных ветрах в начале позднего плейстоцена свидетельствует и значительная (10%) примесь полевого шпата и кварца в донных осадках на глубине около 4.8 м в керне 2, принесенных с азиатского материка.

Наибольшая частота пеплопадов отмечалась в начале голоцена (7.3 или 8.8 тыс. лет; 8.7 или 10.5 тыс. лет; 11.5 тыс. лет) с интервалами между ними 1.4 и 1.9 тыс. лет. Для последних 7.3 или 8.8 тыс. лет голоцена пеплопадов в районе скв. 193 не было. В позднем плейстоцене частота пеплопадов колебалась от 9.5 до 40 тыс. лет. В целом, за последние 115 тыс. лет наиболее характерная величина временных интервалов между пеплопадами была от 9.5 до 13.5 тыс. лет (три случая из семи). Самый большой, отмеченный нами, промежуток времени между пеплопадами, имел место в первой половине среднего плейстоцена: более 500 тыс. лет после 720–700 тыс. л. н. При этом следует учитывать, что наши оценки сделаны по результатам бурения всего одной скважины и при получении новых данных (новых скважин) результаты могут быть уточнены.

К сожалению, общая геохимия пеплового материала и геохимия частиц вулканического стекла в скв. 193 не проведены. Отсутствуют и данные по гранулометрии тефры. Поэтому провести уверенную корреляцию выявленных в скважине следов эруптивных событий с конкретными вулка-

ническими центрами Курильских островов оказалось невозможным. То же самое относится и к данным по слоям тефры в Охотском море, приведенным в сводной статье [Derkachev et al., 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный авторами специализированный анализ ранее мало использованных в научных публикациях фактических данных, полученных при бурении б/с “Гломар Челленджер” скв. 193 [Creager et al., 1973], позволили не только подтвердить имевшиеся представления по истории эруптивной активности молодых вулканов Центральных Курильских островов, но и существенно их дополнить и даже изменить. Во многом это объясняется тем, что такой анализ осуществлялся с учетом вулканолого-геоморфологических результатов собственных исследований авторов наземных вулканических образований рассматриваемого региона. Установлено, что в районе скв. 193 произошло не менее 8 пеплопадов, из них 7 – за последние 115 тыс. лет. Наиболее вероятными источниками этих пеплов были вулканы Курильских островов, но осуществить более точную привязку выявленных в скв. 193 следов сильной и катастрофической эксплозивной деятельности (слоев, линз, пятен тефры, морских осадков, обогащенных частицами вулканического стекла) пока не удалось из-за отсутствия их точных изотопных датировок и геохимических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А., Мелекесцев И.В., Разжигиева Н.Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуга (Центральные Курилы) в голоцене // Тезисы докладов VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН, 2011. Т. 1. С. 43–45.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка 1975–1976 гг.) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 638 с.
- Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
- Дирксен О.В., Рыбин А.В. Раннеголоценовые тефры кальдеры Заварицкого (о. Симушир) – новые пеплы-маркеры СЗ Пацифики // Материалы XXIII ежегодной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 18–21.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. И.В. Лучицкого. М.: Наука, 1974. 440 с.

- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. М., СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУППКО "Картография", ГУНИО, 2003. 192 с.
- Мелекесцев И.В.* Особенности геоморфологии и истории формирования массива Вулканологов в Беринговом море (новая версия) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 29–41.
- Мелекесцев И.В.* Эксплозивное кальдерообразующее суперизвержение Опала IV – крупнейшее на Камчатке за последние 50 тыс. лет // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 1–16.
- Мелекесцев И.В., Курбатов А.В.* Частота крупнейших палеосейсмических событий на северо-западном побережье и в Командорской котловине Берингова моря в позднем плейстоцене–голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 3–11.
- Мелекесцев И.В., Слезин Ю.Б.* Магматические суперполюки Берингова моря. Ч. 1. Природная модель, геолого-геоморфологические признаки // Вулканология и сейсмология. 2017. № 1. С. 3–16.
- Николаева С.К., Королёв В.А., Осипов В.И., Соколов В.Н.* Тиксотропия глинистых грунтов // Физико-химическая механика природных дисперсных систем / Под ред. Е.Д. Шукина. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 158–167.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Под ред. Н.П. Лаврова. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Сахно В.Г., Деркачев А.Н., Мелекесцев И.В. и др.* Вулканические пеплы в осадках Охотского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 204–211.
- Тихонов И.И., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е. и др.* Си-муширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 3–17.
- Bourne A., Abbott P., Albert P. et al.* Underestimated risks of recurrent long-range ash dispersal from northern Pacific Arc volcanoes // Scientific Reports. 2016. V. 6. P. 1–8. <https://doi.org/10.1038/srep29837>
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. of Volcanol. 1995. V. 57. Iss. 6. P. 383–402.
- Cao L.-Q., Arculus R.J., McKelvey B.C.* Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from sites 881 through 884: a temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan. 1995. V. 145. P. 345–381.
- Cohen K.* Regional chronostratigraphical correlation chart for the last 270.000 years: Europe north of the Mediterranean // Quaternary International. 2012. V. 279–280. P. 93.
- Cohen K.M., Gibbard P.* Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy // International Commission on Stratigraphy. Cambridge, UK, 2011. 1 p.
- Creager J.S., Scholl D.W., Boyce R.E. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1973. Site 193. V. XIX. Washington (U.S. Government Printing Office). 913 p.
- Del Gaudio P., Ventura G.* Flow Behavior of Clay-Silt to Sand-Silt Water-Rich Suspensions at Low to High Shear Rates: Implications for Slurries, Transitional Flows, and Submarine Debris-Flows // Acta Geologica Sinica. 2018. V. 92. Iss. 6. P. 2395–2404.
- Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al.* Tephra layers in the Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk: Distribution, composition, age and volcanic sources // Quaternary International. 2016. V. 425. P. 248–272.
- Gorbarenko S.A., Chekhovskaya M.P., Souhton J.R.* On the paleoenvironment of the central part of the Sea of Okhotsk during the past Holocene glaciation // Oceanology. 1998. V. 38. Iss. 2. P. 277–280.
- Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N. et al.* Magne to stratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. V. 183. Iss. 1–4. P. 107–129.
- Hasegawa T., Nakagawa M., Yoshimoto M. et al.* Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system // Quaternary International. 2011. V. 246. Iss. 1–2. P. 278–297.
- Heath G.R., Burckle L.H., Rea D.H. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U.S. Government Printing Office). 1974. V. 86. 804 p.
- Kaiser A.* Ozeanographie, Produktivität und Meereisverbreitung im Ochotskischen Meer während der letzten ca. 350 ka // Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Germany (in Germany). 2001. 114 p.
- Machida H., Arai F.* Atlas of tephra in and around Japan. Tokyo: Tokyo University Press, 2003. 336 p.
- Mewis J., Wagner N.J.* Thixotropy // Advances in Colloid and Interface Science. 2009. V. 147–148. P. 214–227.
- Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T. et al.* Preliminary Report on Volcanological Research of KBP 2007–2008 Cruise by Japanese Volcanology group. Sapporo: Hokkaido University, 2008. 12 p. <https://doi.org/10.6067/XCV8668F2H>
- Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R. et al.* Proceedings of the ODP, Initial Reports, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1993. 391 p.
- Toorman E.A.* Modelling the thixotropic behaviour of dense cohesive sediment suspensions // Rheologica Acta. 1997. V. 36. Iss. 1. P. 56–65.

Tephra of Catastrophic Caldera-Forming Eruptions within Central Kurile Islands and Turbidite of Strong Holocene Underwater Earthquake in the Deposits of “Glomar Challenger” Site 193 Core (NW Pacific)

I. V. Melekestsev¹ and O. V. Dirksen^{1, *}

¹Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

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

We reevaluated and corrected the interpretation of previously identified layers and lenses of volcanic ashes which were found in the “Glomar Challenger” Site 193 core. We suppose these tephras are related to some caldera-forming explosive eruptions of volcanic centers in the central part of the Kurile Island Arc. Preliminary dating of these events was conducted. In the core we also identified turbidite – the trace of large landslide which occurred as a result of strong earthquake at this area during the Early Holocene. We also suggest a hypothesis on the causes of the breakage of the marine sediment cores. One of the possible reason could be the presence of very fine grained ash layers which exhibit thixotropy during the drilling, forming the weakened zone within the core. When raising the core these weak zone resulted in breakage of the lower part of sediment.

Keywords: deep-sea sediment, underwater tephrochronology, caldera-forming eruption, underwater earthquake, turbidite, hydrosol

УДК 550.834:550.838.2:551.214.6(571.645)

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЛИСЯНСКОГО (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2022 г. Ю. И. Блох^{a, *}, В. И. Бондаренко^b, А. С. Долгаль^c, П. Н. Новикова^c, В. В. Петрова^d,
О. В. Пилипенко^e, В. А. Рашидов^{a, **}, А. А. Трусов^f

^aИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^bКостромской ГУ, ул. 1 Мая, 16, Кострома, 156961 Россия

^cГорный институт УрО РАН, ул. Сибирская, 78а, Пермь, 614007 Россия

^dГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^eИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

^fАО “ГНПП Аэрогеофизика”, Походный проезд, 19, Москва, 125373 Россия

*e-mail: yuri_blokh@mail.ru

**e-mail: rashidva@kscnet.ru

Поступила в редакцию 25.05.2022 г.

После доработки 10.06.2022 г.

Принята к публикации 27.06.2022 г.

Выполненные комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана Лисянского, расположенного в Симуширской вулканической зоне Курильской островной дуги, показали, что нижние горизонты вулканической постройки сложены пироксен-роговообманково-плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами, а верхние горизонты — пироксен-плагиоклазовыми андезитобазальтами и андезитами. Впервые для данного вулкана выявлены отчетливые минералогические признаки фумарольно-гидротермальной деятельности. Высокие значения намагниченности базальтов обусловлены значительной концентрацией зерен титаномагнетита, имеющих псевдооднородную структуру. Образование подводного вулкана Лисянского, как и других вулканов Курильской островной дуги, происходило в период геомагнитных инверсий. В вулканической постройке выделены подводящие каналы субвертикального, северо-восточного и северо-западного направлений и периферические магматические очаги на глубинах около 1 км и 2.5–3 км. Максимальная эффективная намагниченность подводного вулкана Лисянского равна 3.8 А/м.

Ключевые слова: подводный вулкан Лисянского, Курильская островная дуга, комплексные геолого-геофизические исследования

DOI: 10.31857/S0203030622050030

К северо-западу от пролива Дианы в центральной части Курильской островной дуги (КОД) расположена сложно построенная долгоживущая Симуширская вулканическая зона, входящая в состав Расшуа-Симуширского звена [Подводный ..., 1992], протягивающаяся на 35–40 км в пределы Курильской глубоководной котловины (рис. 1).

Большая крутизна склонов и значительная высота подводных вулканов, развитых в этой зоне, а также высокая сейсмичность региона способствуют развитию здесь обвально-оползневых процессов. В районе Симуширской вулканической зоны обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих “висячее” положение на крутых склонах вулканических построек. Обрушение подобных тел может приводить к возникновению цунами.

В пределах Симуширской вулканической зоны находится подводный вулкан Лисянского (5.6, по [Подводный ..., 1992]), комплексному исследованию которого с помощью современного оборудования и современных компьютерных технологий и программных продуктов посвящена настоящая статья.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Первые сведения о подводном вулкане Лисянского приведены в работе московских океанологов [Безруков и др., 1958], где вулкан получил свое название в честь известного российского мореплавателя Юрия Федоровича Лисянского (1773–1837). Вулкан был пересечен двумя галсами эхолотного промера, а на его вершине обнаруже-

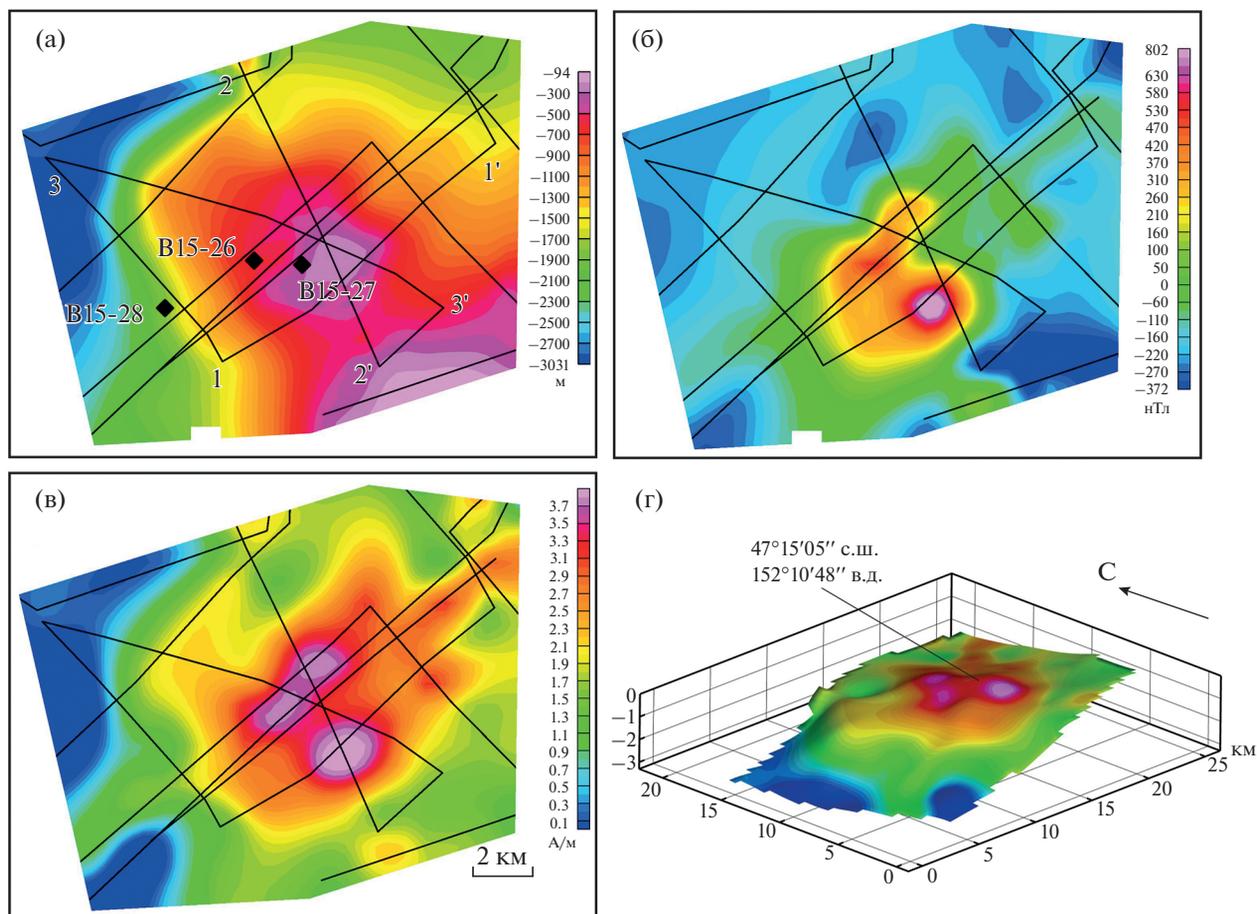


Рис. 2. Подводный вулкан Лисянского.

а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$; г – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$, изображенное на поверхности вулкана. Цифрами обозначено местоположение профилей, приведенных на рис. 9. Ромбами обозначено местоположение драг.

1999]. Соотношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этого образца равно 0.703306 ± 0.00003 , а изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.513036 \pm 0.000017$ [Авдейко и др., 1986; Журавлев и др., 1985, 1986; Zhuravlev et al., 1987].

Концентрация радиоактивных элементов в лавах подводного вулкана Лисянского равна 1.0, 2.6 и 1.37 соответственно для урана, тория и калия, а соотношение $\text{Th}/\text{U} = 2.6$ [Пузанков и др., 1991]. Драгированные в 15 рейсе НИС “Вулканолог” породы содержат умеренное количество редкоземельных элементов, определенных только для одного образца [Антонов и др., 1987; Подводный ..., 1992], которые приведены в табл. 1.

Чтобы в дальнейшем при изучении подводных вулканов КОД избежать путаницы, необходимо отметить, что в работах [Авдейко и др., 1986; Журавлев и др., 1985, 1986; Покровский Волинец, 1999; Zhuravlev et al., 1987] результаты изучения изотопов образцов, драгированных на подводном вулкане 5.5 (см. рис. 1), по непонятным причинам,

отнесены к подводному вулкану Лисянского. В приложении к работе [Покровский, Волинец, 1999] перепутано название острова и ошибочно написано, что подводный вулкан Лисянского расположен в 10 км северо-западнее северного окончания о. Парамушир. В работе [Пузанков и др., 1991] подводному вулкану Лисянского вместо каталожного номера 5.6 [Подводный ..., 1992] присвоен номер 5.5.

Подводный вулкан Лисянского был изучен авторским коллективом с помощью эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом петромагнитных свойств и химического состава драгированных горных пород [Блох и др., 2018, 2019, 2020б].

От о. Симушир подводный вулкан Лисянского отделяется понижением в рельефе дна до 550 м, от вулкана 5.5 – седловиной с глубинами до 1400 м. Вулкан имеет плоскую вершину (см. рис. 2а).

Таблица 1. Породообразующие (мас. %), редкие (ppm) и редкоземельные (ppm) элементы подводного вулкана Лисянского

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Обр. №	В15-28/1	В15-28/56	В15-28/4	В15-28/4	В25-28/6	В15-28/2	В15-28/3	В15-27/3	В15-27/4	В15-27/1	В15-27/1	В15-27/1	В15-27/8	В15-27/2
Содержание в мас. %														
SiO ₂	50.21	51.24	51.53	51.64	52.55	53.07	53.40	53.60	54.73	55.90	56.00	56.7	56.7	59.21
TiO ₂	0.84	0.83	0.93	0.82	0.95	0.81	0.83	0.88	0.85	0.69	0.71	0.71	0.83	0.75
Al ₂ O ₃	17.31	22.32	18.38	22.23	19.54	20.97	20.44	17.45	18.62	18.60	18.16	18.75	17.47	17.07
Fe ₂ O ₃	2.88	2.75	4.70	2.99	4.75	2.64	2.29	5.31	3.25	2.53	2.58	2.88	4.97	2.93
FeO	5.39	4.01	3.56	3.77	4.02	4.02	4.76	6.02	4.69	3.98	4.19	4.13	3.33	4.22
MnO	0.19	0.13	0.12	0.13	0.15	0.15	0.15	0.23	0.16	0.15	0.17	0.18	0.16	0.17
MgO	5.25	1.44	3.38	1.49	2.27	2.87	2.90	3.73	2.51	3.27	3.62	3.81	2.10	3.55
CaO	11.49	11.07	10.31	10.78	9.80	9.71	9.32	9.31	9.18	8.54	8.39	8.06	7.40	7.03
Na ₂ O	2.66	3.23	3.13	3.24	3.12	2.89	3.60	2.62	3.38	3.44	3.19	3.07	3.55	3.19
K ₂ O	0.95	1.34	1.12	1.33	1.17	1.39	1.45	0.51	1.17	1.43	1.44	1.36	0.95	1.77
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.19	0.20	0.15	0.24	0.21	0.11	0.12	0.20	0.25	0.27	0.17	0.19
п.п.п.	2.53	0.85	2.08	0.84	0.93	1.03	0.60	0.04	0.68	0.87	0.79	0.66	0.80	0.13
Сумма	99.88	99.41	99.44	99.45	99.41	99.31	99.95	99.76	99.34	99.60	99.93	100.58	99.81	100.15
Содержание в ppm														
S	—	0.0021	0.0033	0.0023	0.0031	—	—	—	0.0025	—	—	—	0.0034	—
CO ₂	—	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	—	—	—	0.30	—	—	—	0.47	—
As	270	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	—	—	—	<5.0	—	—	—	<5.0	—
Ba	45	308	283	294	246	310	360	н. обнар.	266	315	320	320	225	370
Co	81	13	22	15	21	17	21	28	18	18	32	—	17	20
Cr	76	7.4	55	8.0	5.0	17	20	3	16	140	32	—	15	19
Cu	—	60	117	49	84	70	75	63	41	57	55	—	67	17
Ga	—	20	18	18	18	—	—	—	17	—	—	—	15	—
Mo	—	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	—	—	1.0	<2.0	—	1.0	—	<2.0	1.0
Nb	88	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	—	—	—	<2.0	—	3.1	—	<2.0	2.3
Ni	—	8.9	23	11	8.7	12	21	16	10	10	24	—	10	18
Pb	18	7.4	7.6	6.6	7.7	—	—	4.6	7.5	—	6.0	—	7.5	6.3
Rb	—	35	26	38	26	30	32	7	24	37	31.3	26	21	28
Sc	500	<100	107	<100	<100	—	—	—	<100	—	—	—	<100	—
Sr	—	507	420	502	435	590	560	320	403	460	500	500	327	400

Таблица 1. Окончание

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Обр. №	В15-28/1	В15-28/56	В15-28/4	В15-28/5	В25-28/6	В15-28/2	В15-28/3	В15-27/3	В15-27/4	В15-27/1	В15-27/1	В15-27/1	В15-27/8	В15-27/2
Th	—	3.1	3.0	3.5	<2.0	—	—	—	2.0	—	2.3	—	<2.0	2.9
U	395	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0	—	—	—	<2.0	—	0.95	—	<2.0	1.5
V	—	211	290	205	298	260	325	380	243	220	310	—	212	240
Y	74	21	22	22	22	—	—	—	22	88	—	18	28	—
Zn	—	66	87	61	96	92	72	190	135	—	125	—	66	140
Zr	—	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	—	—	—	<5.0	—	185	—	<5.0	180
Li	5	—	—	—	—	7	7	6	—	—	7	—	—	10
Sn	—	—	—	—	—	—	—	2/3	—	—	2.1	—	—	2.3
W	0.66	—	—	—	—	—	0.33	0.24	—	—	0.33	—	—	0.39
Be	0.60	—	—	—	—	0.75	0.60	0.65	—	—	0.50	—	—	1.00
B	25	—	—	—	—	25	29	28	—	—	32	—	—	19
F	250	—	—	—	—	290	370	330	—	—	700	—	—	250
Ta	—	—	—	—	—	—	—	0.1	—	—	н. обнар.	—	—	0.1
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.5	—	—	4.0
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	—	—
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27	—	—
Pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.4	—	—
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13.0	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.5	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.72	—	—
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.5	—	—
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.2	—	—
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.66	—	—
Er	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.4	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.4	—	—

Примечание. Анализы 1, 6–8, 11, 14 – из работы [Подводный ..., 1992]; анализ 10 – из работы [Zhigavlev et al., 1987]; анализ 12 – из работы [Антонов и др., 1987]; анализы 2–5, 9, 13 выполнены в химической лаборатории Геологического института РАН методом рентгенофазового анализа (зав. лабораторией С.М. Ляпунов). н. обнар. – компонент не обнаружен; “—” – компонент не определяется.

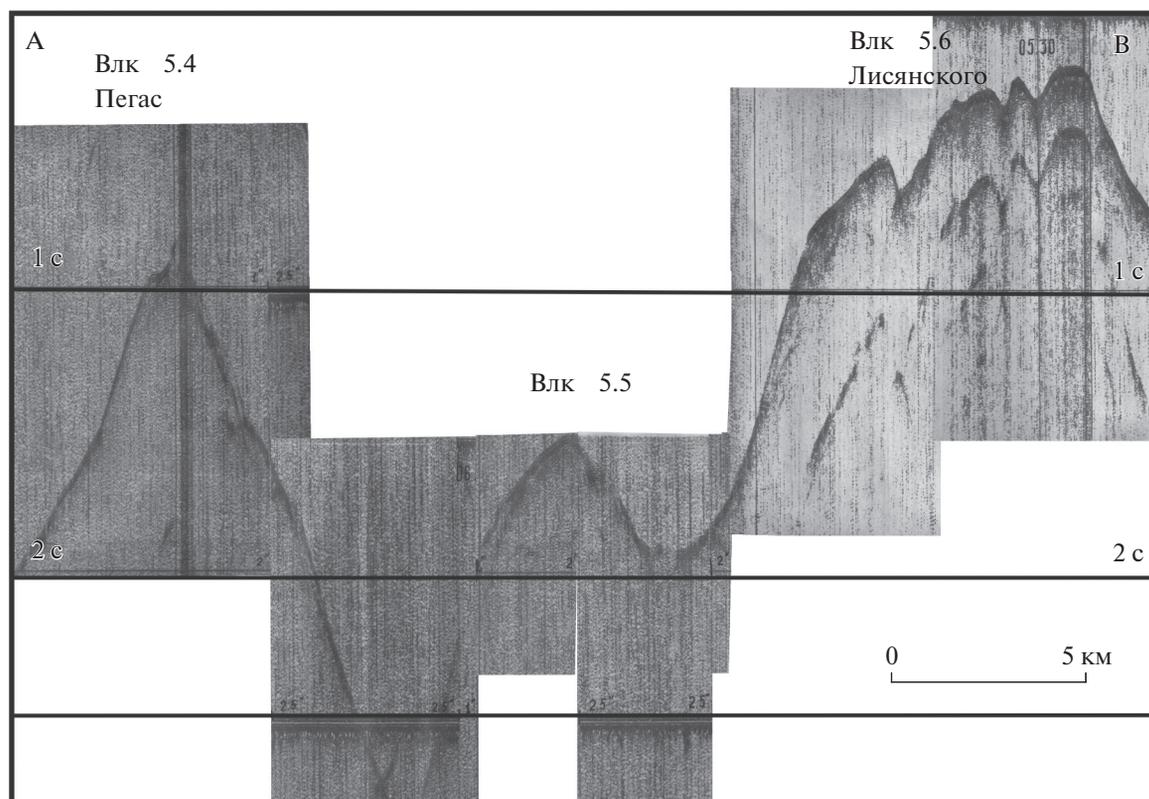


Рис. 3. Фрагмент профиля НСП через подводные вулканы Пегас (5.4), 5.5 и Лисянского (5.6) в 4.45–7.00 23.10.1978 г. Местоположение профиля представлено на рис. 1.

Минимальная зарегистрированная глубина вершины в ее юго-восточной части достигает 160 м, что на 9 м меньше определенной московскими океанологами [Безруков и др., 1958]. Плоская вершина наклонена к северо-западу. Угол наклона ее – 3° – 5° . Северо-западный край ее погружается до глубины 350–400 м. Далее к северо-западу эта поверхность небольшой ложбиной глубиной 100–150 м отделяется от еще одного участка плоской наклонной поверхности дна. Этот участок прослеживается на глубинах от 40–450 м до 600–700 м. Угол наклона дна здесь несколько больше – 5° – 7° . На западном склоне уплощенная наклонная поверхность дна с углами наклона 7° – 10° прослеживается от глубин 450–500 м до глубины 1000–1050 м. Нижние части склонов очень крутые – до 15° – 25° . На западе они погружаются до глубины около 2500 м, на севере – 1700–1800 м. У западного подножия вулкана по данным НСП выделяются два небольших холма, характеризующихся сильным рассеянием сейсмических сигналов, по-видимому, существенно лавовые побочные вулканические конусы или экструзии (рис. 3). Восточный склон обрзан сбросами, вследствие чего он имеет ступенчатый профиль, с углами наклона уступов до 25° – 30° .

Судя по характеру сейсмоакустического изображения на сейсмограммах НСП, вулкан Лисянского в основном сложен плотными эффузивными породами. Рыхлые осадочные или вулканогенно-осадочные отложения практически отсутствуют. Лишь плоская вершинная поверхность может быть перекрыта маломощным слоем осадочных отложений. Западное подножие вулкана перекрывается довольно мощной толщей осадочных отложений (до 0.6 с удвоенного времени распространения сигнала), что может указывать на его довольно древний возраст. Об этом же свидетельствуют положение и морфология вершинной части вулкана.

По-видимому, плоская вершинная поверхность сформировалась в результате абразии в приповерхностных условиях. В настоящее время эта поверхность наклонена к северо-западу и располагается на глубинах от 151 до 400 м. Еще один плоский участок дна, также с наклоном к северо-западу, располагается на глубинах от 450–500 м до 1000 м. Вряд ли можно связывать формирование этих поверхностей с позднеплейстоценовым понижением уровня моря, т. к. в этом случае придется допустить очень значительное, не менее 300 м, погружение северо-западного края привершинной плоской поверхности в голоцене. Скорее всего, вулкан Лисянского имеет дочетвер-

тичный возраст. Судя по всему, он образован двумя тесно слившимися вулканическими конусами, поднимавшимися до уровня моря. В результате абразии их вершины были срезаны и образовались плоские поверхности. Затем произошло значительное асимметричное погружение массива. Амплитуда погружения увеличивается в северо-западном направлении — от нескольких десятков метров на юго-восточном краю плоской вершинной поверхности юго-восточного вулкана до 1000 м или даже больше на северо-западной окраине вулкана.

Диаметр основания подводного вулкана Лисянского 10–12 км, а объем ~30 км³ [Блох и др., 2020а, 2020в; Подводный ..., 1992].

В дополнение к имеющимся анализам горных пород [Подводный, 1992] нами выполнены химические анализы еще 6 драгированных образцов (см. табл. 1). Нужно отметить, что анализы, опубликованные ранее, по сравнению с нашими, охватывают более широкий диапазон химических составов драгированных лав. Тем не менее, химизм всех пород соответствует базальтам, андезибазальтам и андезитам (рис. 4). Из анализов, впервые публикуемых в настоящей статье, один состав (обр. В15-27/4) отвечает андезибазальту, другой (В15-27/6) относится к андезиту, а остальные четыре анализа попадают в пограничную зону базальт-трахибазальт-андезибазальт с некоторым тяготением к составу базальта.

Петрографическая классификация пород может несколько отличаться от химической. В петрографической номенклатуре учитываются колебания в количестве вкрапленников и основной массы, их минеральный состав, в частности присутствие или отсутствие оливина, ромбического пироксена, роговой обманки, биотита, состав плагиоклаза, а также степень преобразования исходной породы. В связи с этим изученные вулканы можно разделить на три типа: 1) базальты и андезибазальты пироксен-плагиоклазовые с рудным минералом и небольшим и переменным количеством оливина, средне-крупнопорфировый, отношение вкрапленники/основная масса от 1/1 до 1/5 (образцы В15-27/4, В15-27/8, В15-28/4). Образец В-15-28/4 отличается более высокой пористостью, присутствием единичных измененных кристаллов роговой обманки и гидротермально проработан (стекло основной массы полностью замещено хлоритом. Хлорит так же имеет место быть в свободных пространствах). Вероятно, это краевая часть потока. Образец В15-27/8, также значительно затронут поздними процессами, что хорошо видно по измененным кристаллам рудного минерала (рис. 5); 2) базальт пироксен-плагиоклазовый с небольшим количеством рудного минерала, без оливина и без роговой обманки, порфировый. Отношение вкрапленни-

ки/основная масса изменяется от 1.1 до 1.5 (образцы В15-28/5а и В15-28/6); 3) базальт и андезибазальт пироксен-роговообманково-плагиоклазовый с рудным минералом и, возможно, единичными кристаллами оливина и биотита. Слабо порфировый. Отношение вкрапленники/основная масса составляет 3/1 (образцы В15-28/5б и В-15-27/6).

Представляется, что наиболее ранней и глубоинной является порода первого типа. Более низкотемпературный и менее глубокого заложения — безоливиновый базальт второго типа. Роговообманковая порода, вероятно, самая поздняя, дайковая или субповерхностная. Хлоритизация пород и окисление рудных компонентов свидетельствуют о наличии поздних фумарольно-гидротермальных проявлений (рис. 6).

Выполненные петромагнитные исследования 6 образцов драгированных пород показали, что остаточная намагниченность изменяется в широком диапазоне от 1.66 до 18.93 А/м (табл. 2), что хорошо согласуется с данными предыдущих исследований [Подводный ..., 1992]. Высокие значения намагниченности обусловлены содержанием высокой концентрации кристаллов титаномагнетита (объемная концентрация ферромагнетика достигает 1.78%, магнитная восприимчивость изменяется в диапазоне $(8-44) \times 10^{-3}$ СИ). Породы содержат низкоэрицитивные магнитные зерна ($V_{сг} = 18.5-28.2$ мТл) с невысокой степенью окисления (медианное магнитное поле изменяется от 5 до 22 мТл).

Зерна титаномагнетита в большинстве исследованных образцов имеют невысокую степень окисления (медианное магнитное поле изменяется от 5 до 22 мТл). Фактор Кёнигсбергера изменяется в диапазоне от 1.49 до 13.61, степень магнитной анизотропии образцов невысокая и не превышает 4%. Возможно, кристаллизация базальта имела место во внешних частях лавовых потоков.

Терромагнитный анализ (ТМА) по температурной зависимости магнитного момента насыщения $M_s(T)$ шести образцов, драгированных с подводного вулкана Лисянского, показал, что образцы разбиваются на три группы (рис. 7).

В первой группе образцов (В15-27/4, В15-28/4, В15-28/5а) на кривой первого нагрева присутствует два перегиба, соответствующие двум диапазонам температур: 210–350°C и 350–500°C. Эти два диапазона отвечают содержанию титана X в титаномагнетите $Fe_{(3-X)}Ti_XO_4$ соответственно: 0.3–0.5 и 0.09–0.3 (см. рис. 7, жирная кривая). После нагрева до 700°C на кривой второго нагрева имеет место единственный перегиб, температура которого лежит в диапазоне 500–550°C, приближаясь к температуре Кюри магнетита (тонкая кривая). Кривая второго нагрева проходит выше кривой первого нагрева. В этих образцах имеют место две генерации титаномагнетита с высоким

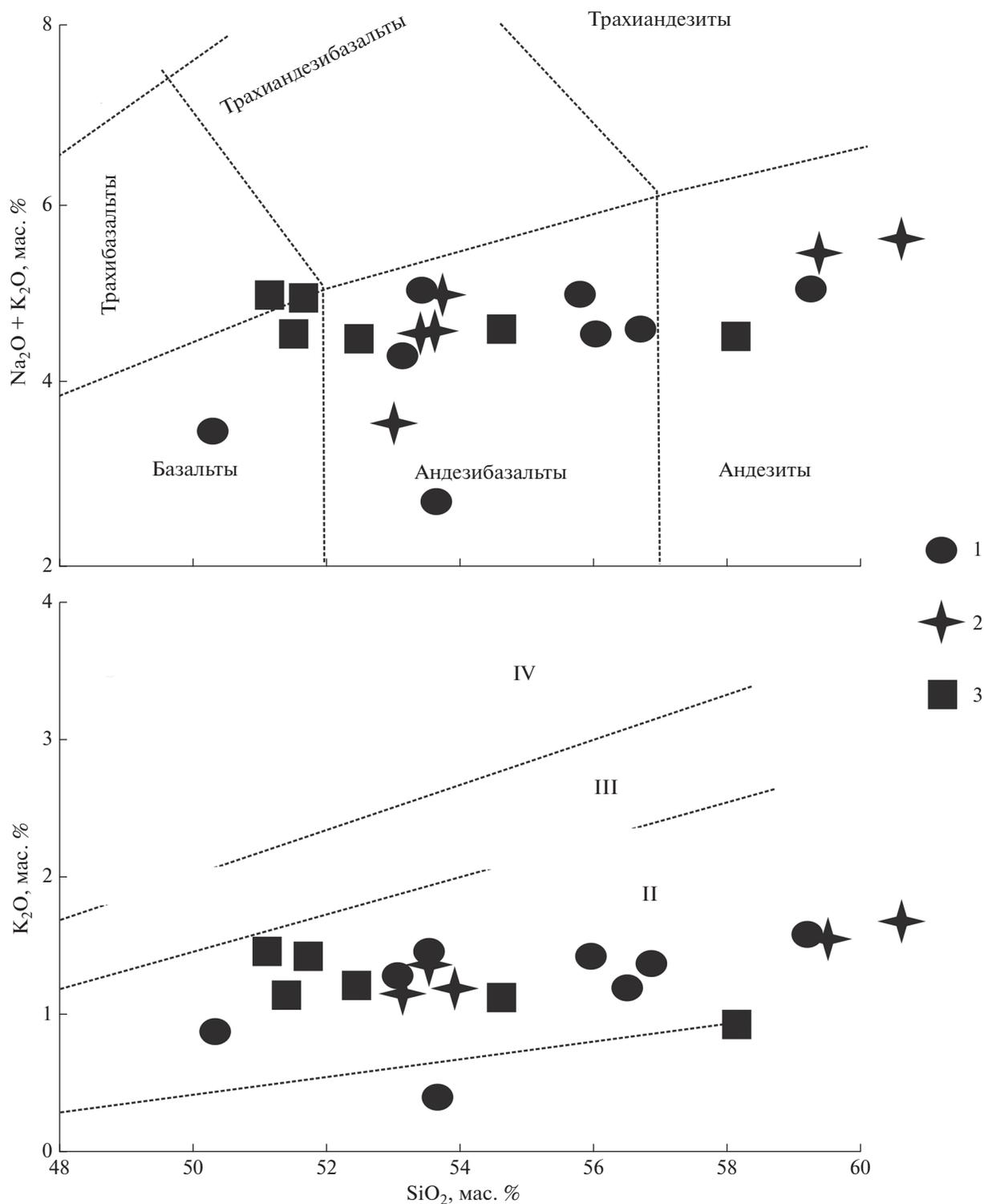


Рис. 4. Классические классификационные диаграммы вулканических пород ряда базальт–андезитовый базальт–андезит. 1 – данные из работ [Антонов и др., 1987; Подводный ..., 1992; Zhuravlev et al., 1987]; 2 – данные из работы [Ерохов и др., 1975]; 3 – данные авторов настоящей статьи. I – низкокальциевые, II – умереннокальциевые, III – высококальциевые и IV – щелочные вулканы, согласно [Pecерillo, Taylor, 1976].

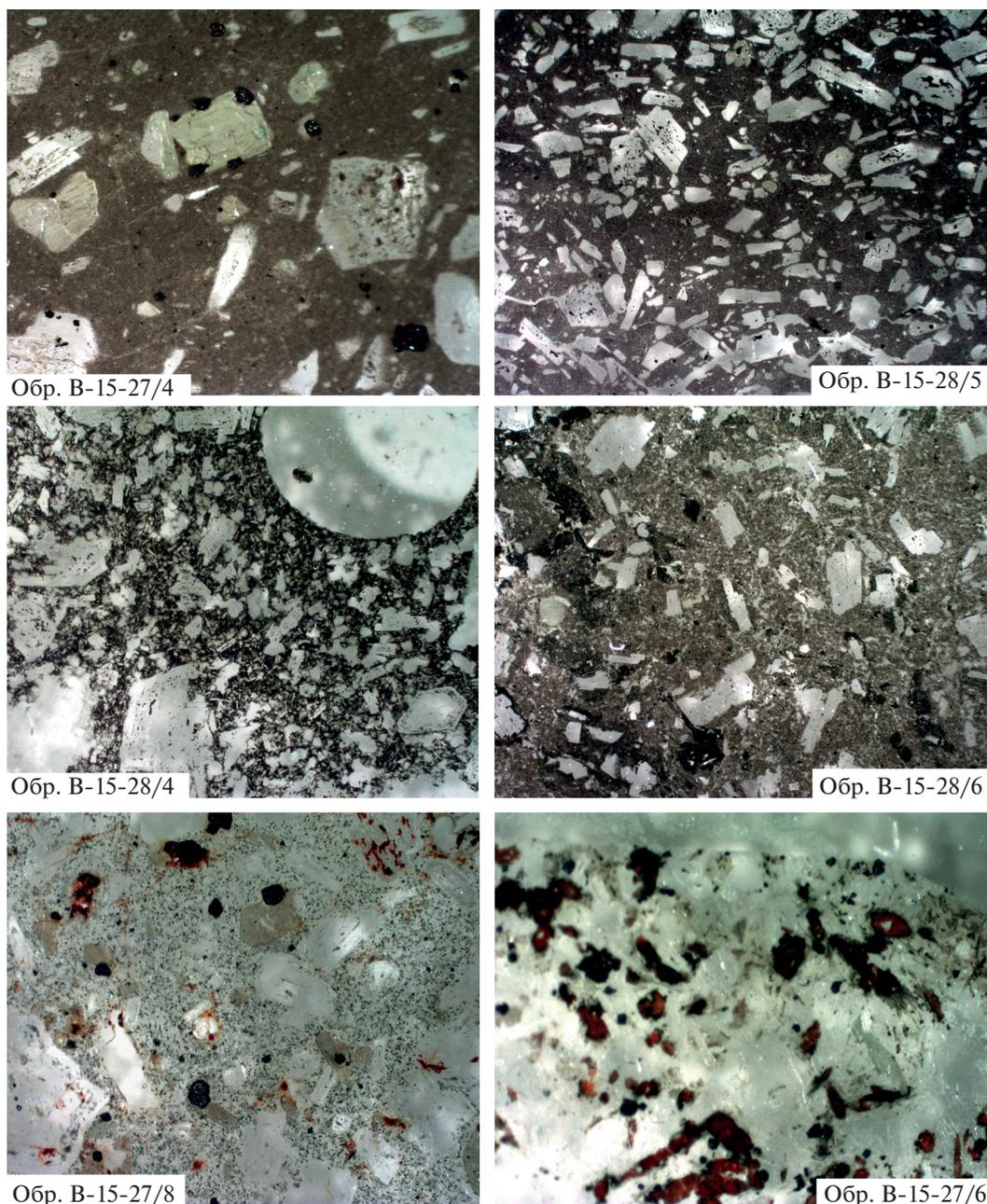


Рис. 5. Структуры базальтов и андезибазальтов.

и низким содержанием титана. В ходе нагрева происходит гетерофазное разложение титаномагнетита до титаномагнетита с меньшим содержанием титана и ильменита.

Во второй группе образцов (В15-27/6, В15-27/8) на кривой первого нагрева имеет место единственная точка Кюри, лежащая в диапазоне 500–550°C, приближающаяся к точке Кюри магнетита и отвечающая титаномагнетиту с низким содержанием титана $X: 0.02–0.09$ формульных единиц (ф. е.). Кривая второго нагрева проходит ниже

кривой первого нагрева, необратима и имеет перегиб в районе 550–580°C. В ходе нагрева в этом образце произошло однофазное окисление титаномагнетита до маггемита.

В третью группу попал образец В15-28/6. На кривой нагрева имеет место единственная точка Кюри 400°C, отвечающая содержанию титана $X = 0.23$ ф. е. в титаномагнетите $Fe_{(3-X)}Ti_XO_4$. Кривая второго нагрева проходит выше кривой первого нагрева, необратима и имеет единственную точку Кюри в районе 500°C, соответствующую

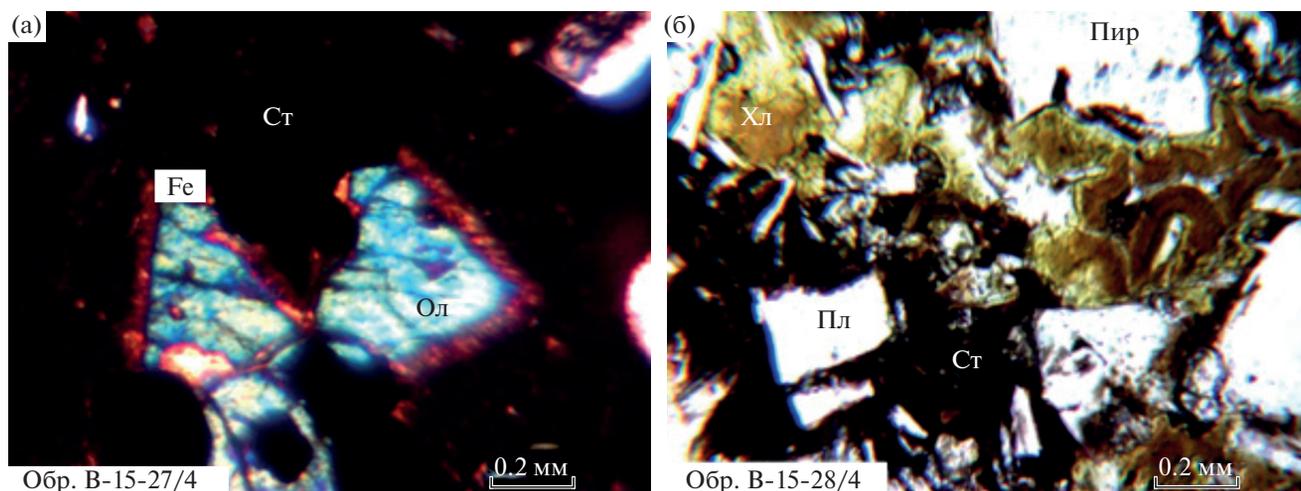


Рис. 6. Позднее преобразование базальтов.

а – оторочки гидроксидов железа вокруг вкрапленников оливина; б – развитие хлоритовых оторочек внутри свободных пространств в базальте. Ст – стекло, Ол – оливин, Пир – пироксен, Пл – плагиоклаз, Хл – хлорит.

низкому содержанию титана $X = 0.09$ ф. е. В этом образце в ходе нагрева произошло гетерофазное разложение титаномagnetита с относительно высоким содержанием титана на титаномagnetит, по своему составу приближающийся к magnetиту, и ильменит.

Петромагнитные исследования хорошо согласуются с петрографическими. Как показано выше образцы В-15-27/4 и В-15-28/4 (первый петромагнитный тип) предположительно относятся к оливинсодержащим породам наиболее глубинно-

го генезиса, образец В15-18/6 (третий петромагнитный тип) характеризует породы менее глубинного генезиса. В их составе отсутствуют как оливин, так роговая обманка. Образцы В15-27/8 и В15-27/6 (второй петромагнитный тип) сильно гидротермально изменены, что хорошо видно на фото (см. рис. 6).

К подводному вулкану Лисянского приурочена положительная магнитная аномалия ΔT_a , осложненная несколькими локальными экстремумами с размахом ~ 1300 нТл (см. рис. 2б).

Таблица 2. Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород, слагающих подводный вулкан Лисянского

№ образца	Jn, А/м	α , 10^{-3} СИ	Qn	P'	$B_{0.5}$, мТл	Mrs, $\mu A \text{ м}^2$	Ms, $\mu A \text{ м}^2$	Mrs/Ms	Vcr, мТл	Vc, мТл	Vcr/Vc	Структура	C, %
B15-27/4-1	10.30	28.87	8.96	1.034	6.16	33.93	280.30	0.1	22.3	7.9	2.8	PSD	0.46
B15-27/4-2	1.73	29.11	1.49	1.041									0.3
B15-27/6-1	2.85	15.96	4.49	1.010	69.09	21.62	256.00	0.1	28.2	8.8	3.2	PSD	0.89
B15-27/6-2	2.328	28.5	2.05	1.006									
B15-27/8-1	1.927	30.64	1.58	1.021	7.43	52.33	681.90	0.1	18.5	5.7	3.2	PSD	1.78
B15-27/8-2	1.665	26.34	1.59	1.020									
B15-28/4-1	3.395	7.525	11.34	1.010	22.07	53.24	227.70	0.2	25.4	14.4	1.8	PSD	0.09
B15-28/4-2	1.657	7.114	5.85	1.003									0.18
B15-28a/5-1	10.02	18.5	13.61	1.013	4.57	81.86	309.80	0.3	19.1	10.5	1.8	PSD	0.53
B15-28a/5-2	7.842	17.18	11.47	1.006									0.17
B15-28/6-1	18.93	42.98	11.07	1.033	11.53	101.8	783.80	0.1	23.4	7.9	3.0	PSD	1.17
B15-28/6-2	13.04	43.6	7.51	1.020									

Примечание. Jn – естественная остаточная намагничённость; α – магнитная восприимчивость; Qn – фактор Кёнигсберга, P' – степень анизотропии магнитной восприимчивости; Vcr – остаточная коэрцитивная сила; $B_{0.5}$ – медианное поле; Vc – коэрцитивная сила; Mrs – остаточный магнитный момент насыщения; Ms – магнитный момент насыщения; PSD – псевдооднородные зёрна; C – объёмная концентрация ферромагнетика.

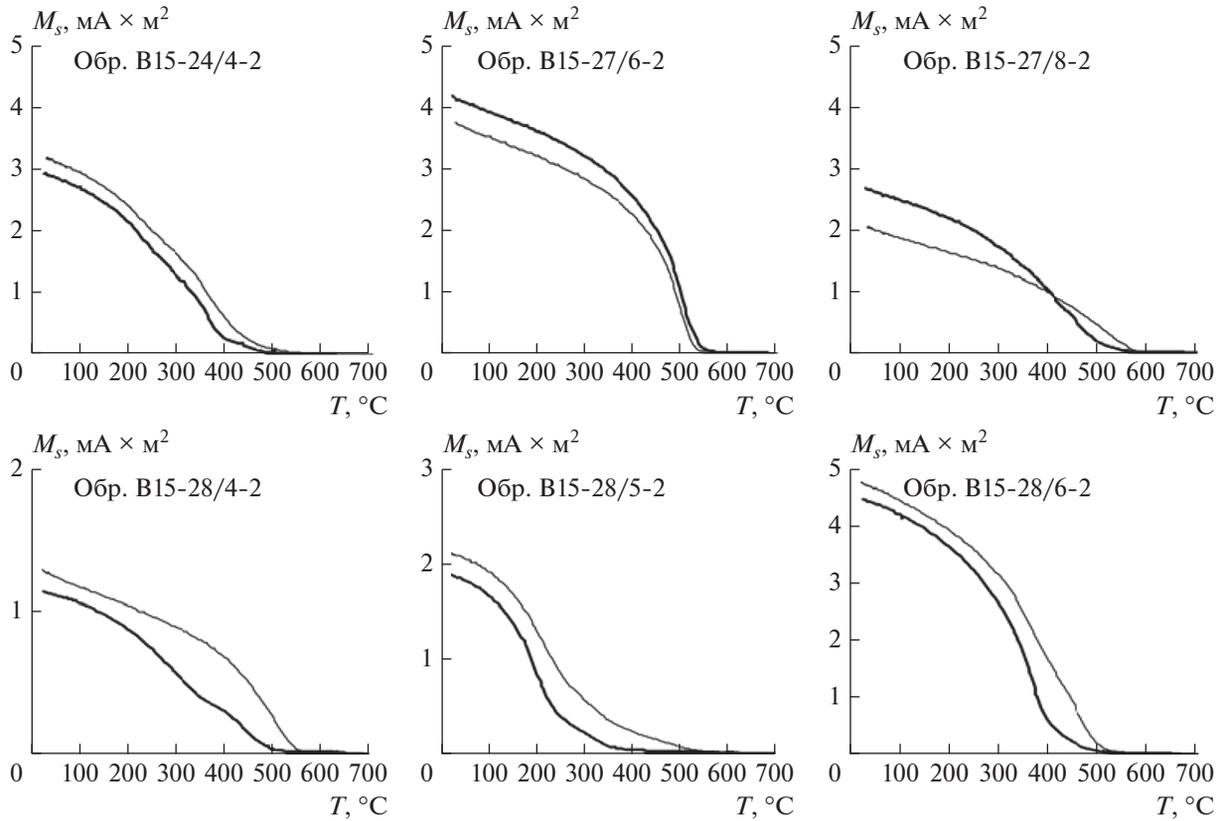


Рис. 7. Термомагнитные кривые $M_s(T)$ для подводного вулкана Лисянского.

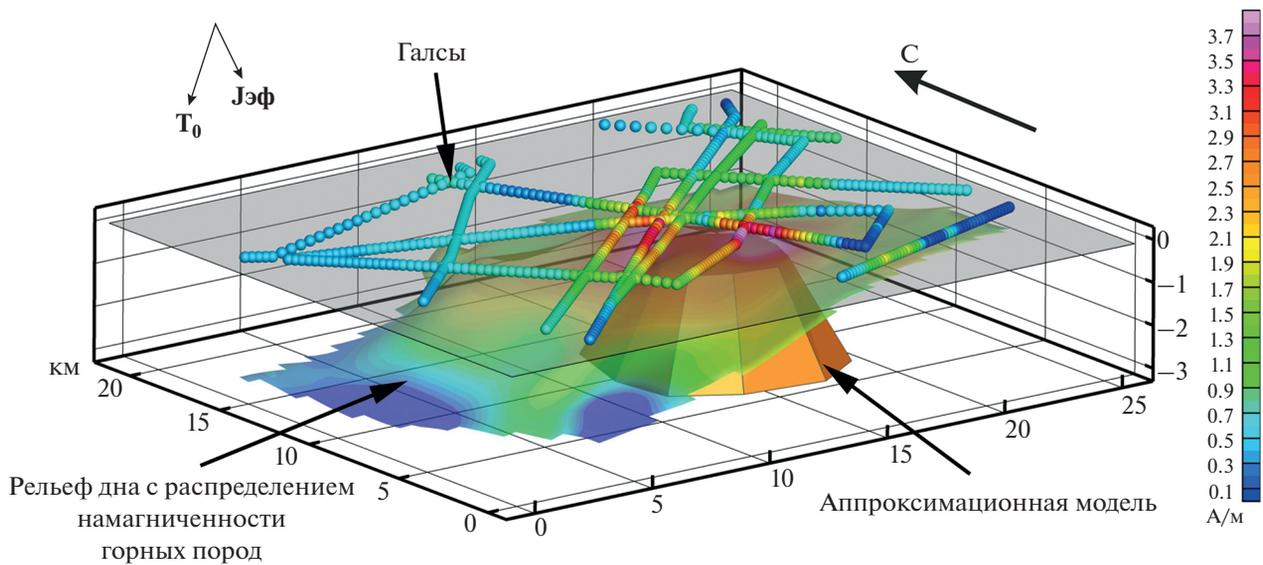


Рис. 8. Уточнение направления вектора эффективной намагниченности $J_{эф}$ подводного вулкана Лисянского с помощью программы ИГЛА.

С помощью программы ИГЛА [Блох, Трусов, 2007] установлено, что вектор эффективной намагниченности горных пород $J_{эф}$ имеет склонение 72.2° , наклонение 43.1° и развернут относи-

тельно нормального магнитного Земли на 49° (рис. 8), что свидетельствует о приуроченности времени образования подводного вулкана Лисянского, как и других вулканов КОД [Блох и др.,

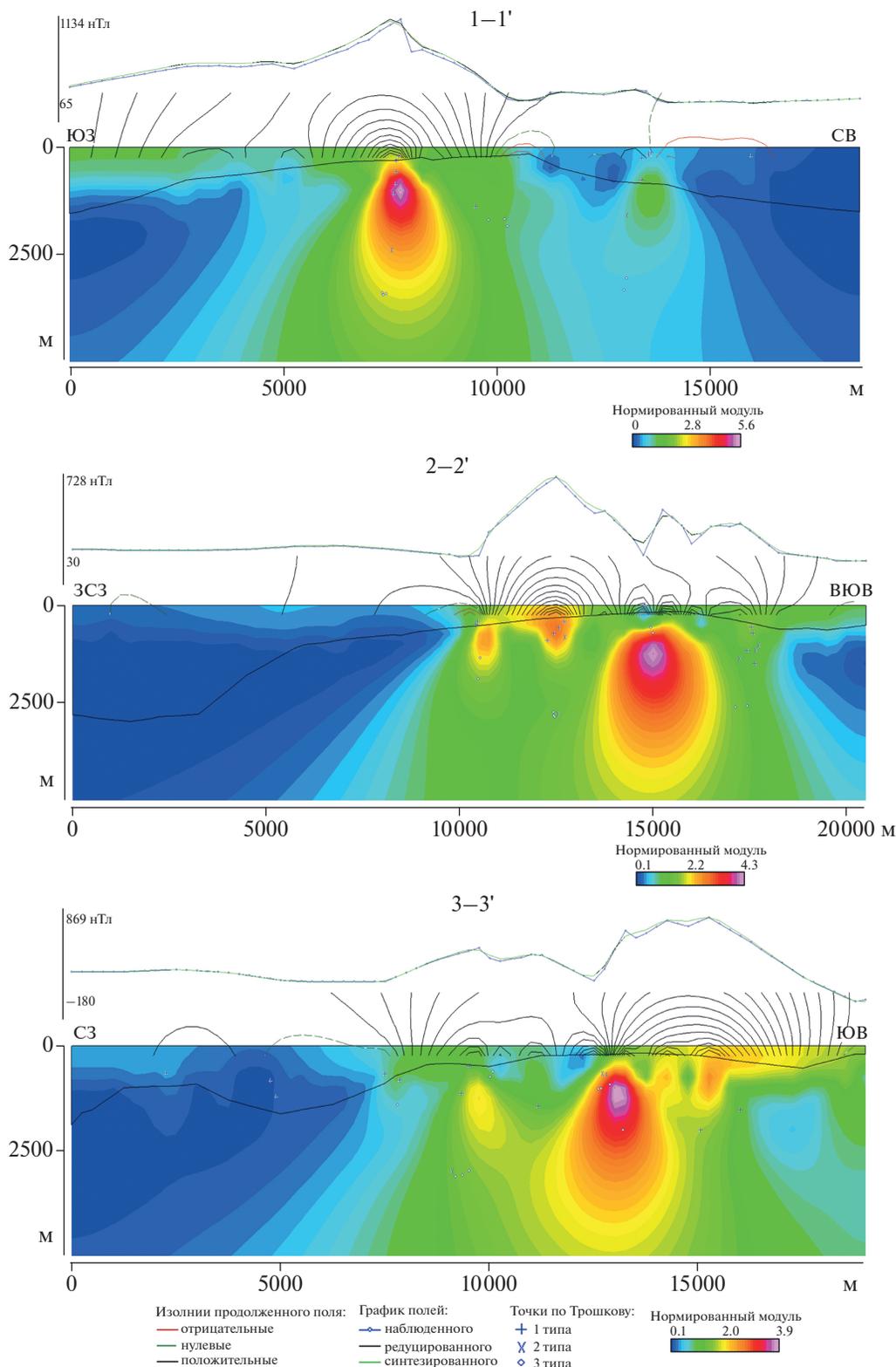


Рис. 9. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающее аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулкана Лисянского, наложенное на рельеф дна. Местоположение профилей представлено на рис. 2а.

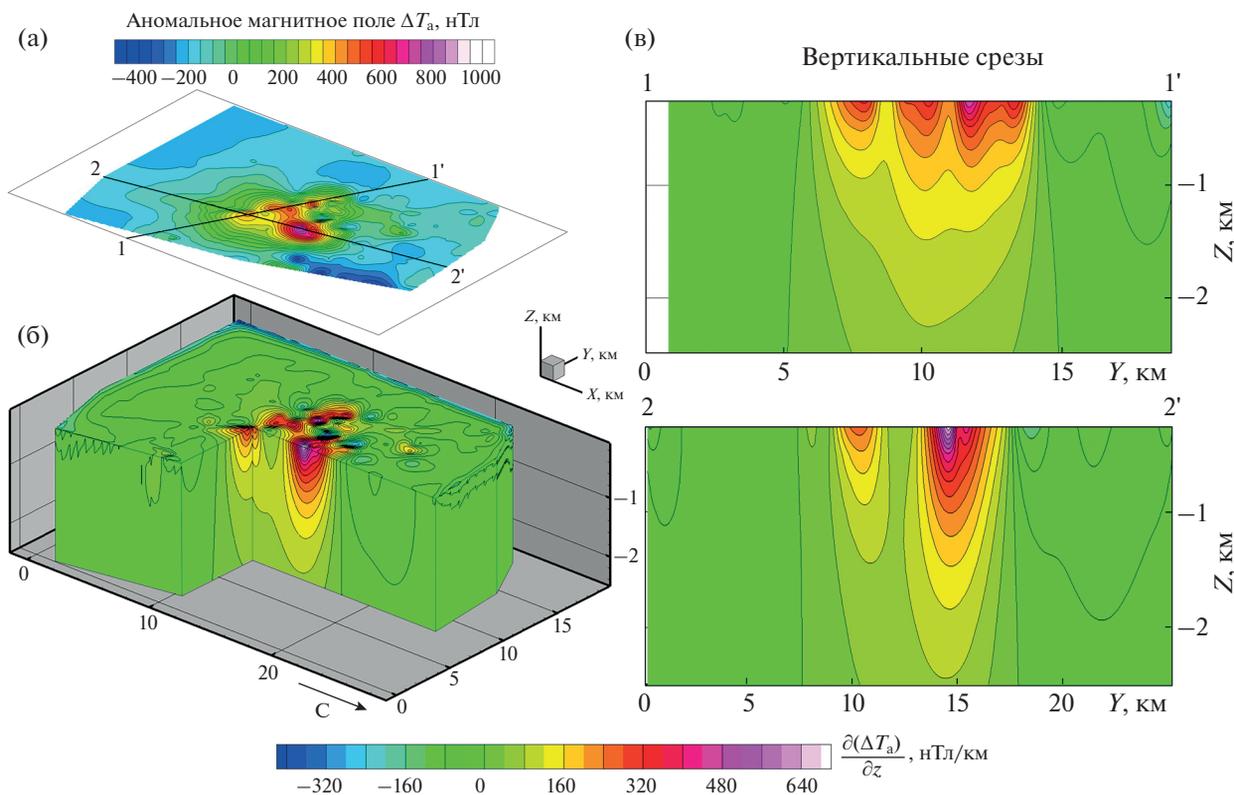


Рис. 10. Томографическая интерпретация аномального магнитного поля подводного вулкана Лисянского. Изолинии аномального магнитного поля ΔT_a (а), 3D-диаграмма, отражающая пространственное распределение квазинамагниченности горных пород, слагающих постройку подводного вулкана Лисянского (б), и ее вертикальные срезы (в).

2015, 2018, 2019, 2020б, 2021а, 2021б], к периоду геомагнитных инверсий.

Анализ особых точек функций с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [Блох и др., 1993, 2021а] показал приуроченность основных особенностей функций, описывающих аномальные поля, к верхней кромке вулканических пород, а также позволил предположить наличие подводящих каналов субвертикального, северо-восточного и северо-западного направлений, и периферических магматических очагов на глубинах около 1 км и 2.5–3 км (рис. 9).

Трехмерное моделирование вулканической постройки с помощью пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D [Бабаянц и др., 2004] показало, что максимальная эффективная намагниченность подводного вулкана Лисянского составляет 3.8 А/м (см. рис. 2в, г), что хорошо согласуется с данными петромагнитных исследований. При этом среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля после 93 итераций оказалась равной 29 нТл. Участки максимальной намагниченности вулканической постройки приурочены к ее вершине, а также к северному и се-

веро-западным участкам привершинной части склонов.

Томографическая интерпретация, направленная на изучение глубинного строения подводного вулкана Лисянского, была осуществлена с использованием первой вертикальной производной магнитного поля. На 3D-диаграмме выделена линейная область с четырьмя локальными субвертикальными положительными зонами, прослеживающимися до эффективной глубины 1 км (рис. 10). На юго-востоке можно выделить еще одну обособленную интенсивную субвертикальную положительную зону с эффективной глубиной залегания нижней кромки порядка 2 км. На одном из вертикальных срезов возможно проследить взаимный наклон зон линейной области и обособленной зоны и предположить, что все выделенные объекты могут иметь один генезис.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных комплексных геолого-геофизических исследований получены новые сведения о строении подводного вулкана Лисянского, петромагнитных свойствах горных по-

род, слагающих вулканическую постройку, их химическом и минеральном составе.

На вершине вулкана опробованы порфиновые оливин-клинопироксен-плагиоклазовые андезит-базальты и пироксен-плагиоклазовые андезиты, у подножия — оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

Впервые для данного вулкана выявлены отчетливые минералогические признаки фумарольно-гидротермальной деятельности.

Высокие значения намагниченности базальтов обусловлены значительным содержанием зерен титаномагнетита, имеющих псевдооднородную структуру.

В пределах вулканической постройки выделены периферические магматические очаги и установлено направление подводных каналов.

Установлено, что подводный вулкан Лисянского, как и другие изученные нами вулканы КОД, образовался во время геомагнитных инверсий.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по теме НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Петролого-минералогические исследования выполнены по теме НИР № 0135-2019-0050 “Геодинамика океанических бассейнов в мезо-кайнозойской истории Земли и формирование с вязанных с ними полезных ископаемых” Геологического института РАН.

Петромагнитные исследования выполнены в Центре коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН в рамках Государственного задания № FMWU-2022-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // *Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция.* М.: Наука, 1986. С. 153–169.

Антонов А.Ю., Волинец, О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // *Геохимия магматических пород современных и древних активных зон.* Новосибирск: Наука, 1987. С. 36–55.

Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // *Геофизический вестник.* 2004. № 3. С. 11–15.

Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // *Тр. Лаборатории вулканологии.* 1958. Вып. 13. С. 71–88.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Подводный вулканический массив Рикорда (Курильская островная дуга) // *Вулканология и сейсмология.* 2018. № 4. С. 26–42.

<https://doi.org/10.1134/S0203030618040028>

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического массива Архангельского (Курильская островная дуга) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2019. № 4. Вып. № 44. С. 35–50.

<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-35-50>

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные исследования подводного вулкана Лисянского (Курильская островная дуга) // *Материалы XXIII Региональной научной конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвященной Дню вулканолога, 2020 г. / Главный редактор д. г.-м. н. А.Ю. Озеров.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020а. С. 91–94.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического массива Ратманова (Курильская островная дуга) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2020б. № 2. Вып. № 46. С. 55–71.

<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-2-46-55-71>

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Новые данные о строении подводных вулканов Центральных и Южных Курил // *Труды IX Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)”.* Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”, 2020в. Т. III(III). С. 482–485.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Вулканический массив Райкоке (Курильская островная дуга) // *Вулканология и сейсмология.* 2021а. № 4. С. 61–80.

<https://doi.org/10.31857/S0203030621030020>

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического 7.10 (Курильская островная дуга) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2021б. № 3. Вып. № 51. С. 23–40.

<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-3-51-23-40>

Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе “СИНГУЛЯР” // *Известия вузов. Геология и разведка.* 1993. № 6. С. 123–127.

Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа “IGLA” для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей* // *Материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского.* М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36–38.

Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов // *Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.* 1975. Вып. 35. С. 21–26.

- Журавлев Д.З., Журавлев А.З., Чернышев И.В.* Изотопная зональность Курильской островной дуги по данным $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 486–491.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др.* Изотопный состав ниодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 62–78.
- Каталог станций драгирования в Охотском море. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 54 с.
- Кичина Е.Н., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф.* Новые данные о подводных вулканах акватории острова Симушир (Курильские острова) // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: САХКНИИ ДВО АН СССР, 1980. С. 61–66.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Новые черты строения подводных конических гор и холмов у подножия Охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015а. № 1. С. 32–45.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия Охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015б. № 2. С. 44–45.
- Остапенко В.Ф.* Некоторые аспекты новейшей истории прикурильской части Охотского моря в свете изучения подводных вулканов этого региона // Вулканизм Курило-Камчатского региона и о. Сахалин. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 34–42.
- Остапенко В.Ф.* Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря, и их значение для понимания новейшей истории этого региона // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 168–171.
- Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н.* Латеральные вариации петрографического состава лав наземных и подводных вулканов Большой Курильской дуги // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 74–90.
- Покровский Б.Г., Вольнец О.Н.* Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 227–251.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. академик Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др.* Геохимия микроэлементов в четвертичных вулканитах Курильской гряды. Радиоактивные элементы // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 81–97.
- Pecerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamuonu area, northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Zhuravlev D.Z., Tsvetkov A.A., Zhuravlev A.Z. et al.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios in recent magmatic rocks of the Kurile Island Arc // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1987. V. 66. P. 227–243.

Integrated Geological and Geophysical Investigations of the Underwater Lisyansky Volcano (Kuril Island Arc)

**Yu. I. Blokh¹, *, V. I. Bondarenko², A. S. Dolgal³, P. N. Novikova³,
V. V. Petrova⁴, O. V. Pilipenko⁵, V. A. Rashidov^{1, **}, and A. A. Trusov⁶**

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Nekrasov State University, 1 Maya str., 16, Kostroma, 156961 Russia*

³*Mining Institute, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Sibirskaya str., 78a, Perm', 614007 Russia*

⁴*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

⁵*Shmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

⁶*AO GNPP Aerofizika, Pokhodnyi proezd, 19, Moscow, 125373 Russia*

*e-mail: yuri_blokh@mail.ru

**e-mail: rashidva@kscnet.ru

The complex geological and geophysical studies of the underwater volcano Lisyansky, located in the Simushir volcanic zone of the Kuril Island arc, showed that the lower horizons of the volcanic structure are composed of pyroxene-hornblende-plagioclase porphyritic basalts, and the upper horizons are pyroxene-plagioclase basaltic andesites and andesites. For the first time, distinct mineralogical signs of fumarole-hydrothermal activity have been revealed for this volcano. The high values of basalt magnetization are due to a significant concentration of titanomagnetite grains with a pseudo-single-domain structure. The formation of the underwater Lisyansky volcano, as well as other volcanoes of the Kuril Island arc, occurred during the period of geomagnetic inversions. The volcanic edifice has subvertical, northeastern, and northwestern supply channels and peripheral magma chambers at depths of about 1 km and 2.5–3 km. The maximum effective magnetization of the Lisyansky submarine volcano is 3.8 A/m.

Keywords: underwater Lisyansky volcano, Kuril Island arc, complex geological and geophysical studies

УДК 549.549.6(571.66),553.078.2

ЦЕОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АРГИЛЛИЗИТАХ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ КАК ИНДИКАТОР РАЗГРУЗКИ ЩЕЛОЧНОГО ФЛЮИДА В СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

© 2022 г. Е. И. Сандиминова^а, *, С. Н. Рычагов^а, **, А. В. Сергеева^а, В. М. Чубаров^а^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: sand@kscnet.ru

**e-mail: rychn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 06.12.2021 г.

После доработки 31.01.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

В аргиллизированных отложениях Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы выявлена зона интенсивной цеолитизации, которая представлена средне- и высококремнистыми кальциевыми разновидностями цеолитов – ломонитом, морденитом, гейландитом-Са и стильбитом-Са. Наибольшее распространение среди них имеет стильбит-Са. Цеолиты хорошо различаются как по соотношению Si и Al, входящих в каркас цеолитов, так и по содержанию внекаркасных катионов (Ca, Mg, Na, K, Sr, Ba). Образование цеолитов происходит преимущественно в нижних горизонтах гидротермальных глин и в подстилающих аргиллизированных андезитах при разгрузке глубинных щелочных хлоридно-натриевых гидротерм и смешении их с конденсатами кислого (до нейтрального) пара. Формирующаяся последовательность цеолитообразования в приповерхностной зоне разгрузки щелочных растворов в определенной степени отражает смену фаций цеолитов в глубоких горизонтах системы: от среднекремнистого ломонита – к высококремнистому стильбиту-Са. Тем самым подтверждается общий вывод о регрессивной направленности процессов гидротермального метаморфизма в структуре Паужетской системы – от среднетемпературных пропилов палеоэтапа к современным низкотемпературным аргиллизитам.

Ключевые слова: гидротермальная система, аргиллизиты, разгрузка щелочных гидротерм, средне- и высококремнистые цеолиты

DOI: 10.31857/S0203030622060086

ВВЕДЕНИЕ

Цеолиты (с греческого “кипящие камни”) представляют собой гидратированные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов с открытой каркасно-полостной структурой [Бетехтин, 1950; Сендеров, Хитаров, 1970; Ферсман, 1952; Barth-Wirching, Holler, 1989; Passaglia, Sheppard, 2001; Smith et al., 1963]. К настоящему времени известно более 80 минеральных видов природных цеолитов [Годовиков, 1975; Дистанов и др., 1990; Лазаренко, 1971; Минералогическая энциклопедия, 1985; Челищев, 1980; Coombs et al., 1997; Gottardi, 1989; Marantos et al., 2011]. До середины XX в. этим минералам не уделялось особого внимания. Но в связи с обнаружением их уникальных физико-химических свойств (ионообменных, адсорбционных, каталитических и др.) и, как следствие этого, активного практического использования, в последние десятилетия цеолитам стали посвящать огромное количество публикаций

[Коссовская, 1975; Пеков и др., 2004; Супрычев, 1978, 1980; Челищев и др., 1987; Aoki, 1978; Boles, 1977; Mumpton, 1999; Ortiz et al., 2011; Sheppard, 1973 и др.].

Цеолиты широко распространены на платформах, в океанических и озерных осадках, в вулканических породах, в почвах и других обстановках. Они образуются в результате проявления гипергенеза, эпигенеза, диагенеза, регионального метаморфизма, позднемагматических и гидротермально-метасоматических процессов [Коссовская и др., 1980; Природные цеолиты, 1980; Сендеров, Хитаров, 1970; Супрычев, Кирикилица, 1980; Jijima, Utada, 1972; Sheppard, Gude, 1973; Zozulya et al., 2018]. Наиболее значительными запасами цеолитов и разнообразием их минеральных видов выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, подвергшиеся гидротермально-метасоматическим изменениям [Набоко, Главатских, 1978; Наседкин и др., 1988;

Петрова, 2005; Супрычев, 1978; Шевчук, 2008; Coombs et al., 1959]. В областях современного и четвертичного вулканизма цеолитизация пород происходит при относительно низких температурах и давлениях в зонах разгрузки гидротермальных систем и поэтому ассоциирует с процессами аргиллизации [Набоко, 1980; Rochler, 1972; Moncure et al., 1981]. Типичным примером одновременного проявления цеолитизации и аргиллизации пород является Паужетская гидротермальная система (ГС) [Набоко, 1963; Паужетские ..., 1965; Структура ..., 1993].

Цеолитообразование в структуре Паужетской ГС имеет широкое распространение как по площади, так и на глубину до основания изученного разреза (800–1000 м) [Коробов и др., 1992; Набоко, 1963; Пампура, 1977, 1980; Структура ..., 1993], а Паужетское геотермальное месторождение рассматривается в качестве перспективного объекта на цеолитовое сырье – его прогнозные ресурсы оцениваются в 200 млн т [Буров и др., 1992; Набоко, 1980]. С.И. Набоко и, в дальнейшем, А.Д. Коробов выделяют два этапа цеолитообразования: палео (по-видимому, плейстоцен-нижнеолоценового возраста) и современный [Коробов, 2019; Набоко и др., 1965]. На первом этапе цеолитизация развивалась по всем типам пород. Наиболее интенсивно – в верхних горизонтах ГС в наиболее проницаемых для теплового потока туфах ниже- и среднепаужетской подсвет, формируя мощные (на глубину до нескольких сотен метров) зоны цеолитизации [Структура ..., 1993]. К современному этапу относят цеолитовую минерализацию, наложенную на ранее цеолитизированные породы разреза, и проявляющуюся в виде мономинеральных и более сложных по составу прожилков, выполнения пор и пустот, а также отмеченную в осадках термальных источников, в трубопроводах и других технических сооружениях, в том числе и полученную в процессе экспериментальных исследований по выращиванию минералов в геотермальных скважинах [Ерошев-Шак, 1992; Карпов, 1976; Лебедев, 1979; Набоко, Лебедев, 1964; Набоко и др., 1965].

Современное цеолитообразование Паужетской ГС мало исследовано. Изучение минеральных ассоциаций в пределах термальных полей с применением более совершенных современных методов исследования позволило выявить новые аспекты в формировании цеолитовых минералов. Так, авторами в основании толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля была выделена необычная по химическому и минеральному составу зона карбонатизации–цеолитизации аргиллизированных андезитов, включающая новообразованные сульфиды, титано- и цирконосиликаты, фосфаты кальция и редких металлов [Рычагов и др., 2017], а также были получены первые характеристики цеолитов из

этой зоны [Rychagov et al., 2018]. Дальнейшие исследования показали, что в разрезе Восточно-Паужетского термального поля в очень узком интервале глубин встречаются разные виды цеолитов, а их распределение закономерно подчинено вертикальной метасоматической зональности [Сандимирова и др., 2021].

В настоящей работе представлены результаты изучения цеолитовой минерализации из аргиллизированных пород Восточно-Паужетского термального поля Паужетской ГС. Охарактеризованы морфология и внутреннее строение цеолитовых минералов, их химический и видовой состав, индивидуальные особенности каждого минерального вида и распределение цеолитов в разрезе отложений термального поля, а также дана оценка физико-химических условий их формирования.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ДИАГНОСТИРОВАННЫХ РАНЕЕ ЦЕОЛИТАХ ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

В литературных источниках упоминается одиннадцать видов цеолитов, которые встречаются в гидротермально измененных породах Паужетской ГС: анальцит, вайрацит, гармотом, гейландит (клиноптилолит), десмин, ломонтит (β -леонгардит), птилолит, сколецит, томсонит, филлипсит и шабазит (табл. 1). Из них наиболее распространены анальцит, десмин, ломонтит и птилолит. И только шесть видов цеолитов (вайрацит, гейландит, десмин, ломонтит, морденит и томсонит) имеют подробное описание морфологических особенностей, для них указаны оптические и рентгенометрические характеристики, а также представлены единичные анализы химического состава [Набоко, 1963, 1980; Набоко и др., 1965; Лебедев, 1979; Коробов, 2019]. Названия некоторых минералов к настоящему времени устарели. Согласно номенклатуре, утвержденной Международной цеолитовой ассоциацией, леонгардит является маловодным ломонтитом, десмин соответствует стильбиту, птилолит – мордениту, а клиноптилолит ($Si/Al \geq 4$) и гейландит ($Si/Al < 4$) образуют изоморфный ряд и относятся к одному виду [Coombs et al., 1997; Passaglia, Sheppard, 2001].

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО- ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ

Восточно-Паужетское термальное поле (ВПП) расположено на западном склоне Камбального вулканического хребта – резургентного тектономагматического поднятия в Паужетской вулканотектонической депрессии [Долгоживущий ..., 1980]. ВПП, как и другие приповерхностные об-

Таблица 1. Природные цеолиты, встречающиеся в гидротермально измененных породах Паужетской гидротермальной системы по литературным данным

№ п/п	[Набоко, 1963, 1980; Набоко и др., 1965]	[Лебедев, 1979]	[Коробов, 2019]
	Минералы		
1	Анальцит		Анальцит
2	Вайрацит	Вайрацит	Вайрацит
3	Гейландит	Гейландит	Гейландит (клиноптилолит)
4	Гармотом		
5	Десмин = стильбит*	Десмин (стеллерит)** = стильбит*	
6	Ломонтит	Ломонтит	Ломонтит β-леонгардит = ломонтит*
7	Птилолит = морденит*	Морденит	Морденит
8	Сколецит		
9	Томсонит	Томсонит	
10	Филлипсит		
11	Шабазит		

Примечание. *Название минерала согласно классификации, принятой Международной цеолитовой ассоциацией – IZA [Coombs et al., 1997]. **Стеллерит рассматривается как чисто кальциевая разновидность десмина [Лебедев, 1979].

ласти разгрузки парогидротерм Паужетской ГС, приурочено к кольцевому приподнятому блоку четвертичного возраста [Структура ..., 1993]. Общие размеры поля составляют $\geq 250 \times 500$ м, а наиболее прогретого участка – 60×120 м (рис. 1). Термопроявления представлены парящими грунтами, парогазовыми струями, грязеводными котлами и теплыми озерами. Максимальные температуры термальных вод, образующихся на дневной поверхности за счет конденсации пара, составляют 98°C , грунтов – $105\text{--}107^\circ\text{C}$, парогазовых струй – $108\text{--}109^\circ\text{C}$. Термальные воды кислые сульфатные и слабокислые гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает 0.8 г/л.

Грунты представляют собой гидротермальные глины, образующие сплошной чехол и распространяющиеся далеко за пределы современного горячего участка. Обобщенный разрез аргиллизированных пород ВПП представлен на рис. 2. Толща глин имеет слоистое строение [Рычагов и др., 2017, 2019; Феофилактов и др., 2017]. Верхний горизонт является типичной зоной сернокислотного выщелачивания. Глины сложены каолинитом, гидроксидами и оксидами Fe и Ti; сульфатами Fe, Ca и др. металлов; опалом; халцедоном. Участками сохранилась псевдоморфная структурной отдельности исходных пород – лав андезитов. Мощность горизонта колеблется от $50\text{--}80$ см в центре горячего участка, до $>300\text{--}350$ см на его периферии. Ниже по разрезу располагается горизонт средней мощностью 150 см, сложенный монтмориллонитовыми пластичными глинами. Для него характерно наличие большого количества линз, пленок и тонких прожилков опала,

α-кварца и рассеянного в основной массе пирита. Этот горизонт и расположенные ниже, насыщенные сульфидами (до 20 об. % и выше), глины относятся к “синим глинам” [Рычагов и др., 2009]. Как было отмечено ранее, горизонт пластичных глин служит водоупором и тепловым экраном, что имеет определяющее значение для формирования разнообразных минеральных ассоциаций в структуре ВПП [Рычагов и др., 2017]. Под этим горизонтом в некоторых разрезах вскрываются две зоны (снизу – вверх): кремнисто-карбонатно-сульфидная и фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная. По направлению к западной границе поля зоны объединяются в единую, более сложного состава. Подстилающий горизонт “сухих” сульфидизированных глин также выдержан по простиранию термального поля. Отложения здесь представлены смектитовыми глинами с обилием рассеянного крупнокристаллического (до $2\text{--}3$ мм) пирита и полуразложившихся обломков андезитов. Характерно наличие фрагментов (до $15\text{--}25$ об. %), насыщенных кремнисто-алюмосиликатным веществом: они образуют прослой, линзы и “пятна” в основной матрице. Вероятнее всего, фрагменты образованы метасоматическим путем за счет замещения обломков андезитов минералами кремнезема, а также смектитами и др. На периферии поля горизонт сложен типичными “синими глинами”, его мощность увеличивается.

Основание толщи глин представлено метасоматическими брекчиями по андезитам и интенсивно трещиноватыми андезитами. Андезиты почти полностью изменены в цеолит-карбонат-хлорит-кремнисто-алюмосиликатный агрегат, развитый как в основной массе (в цементе и во

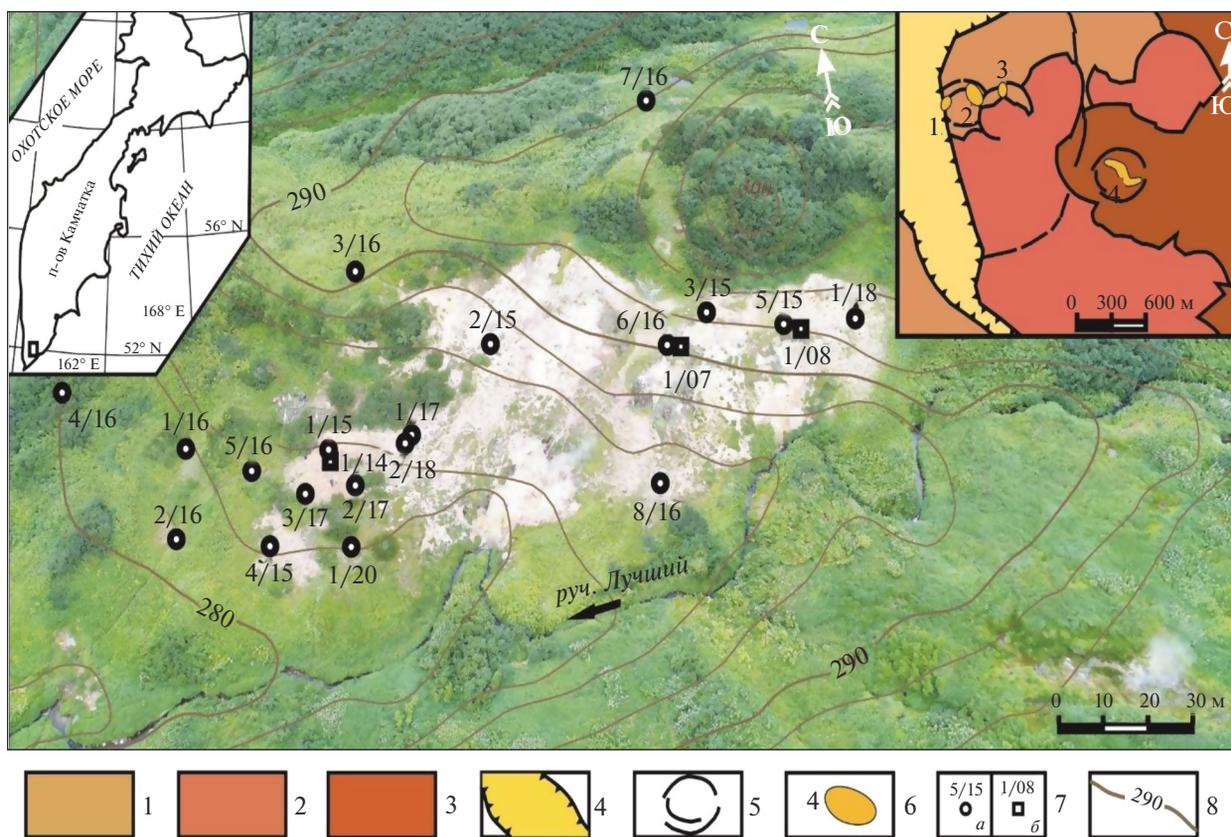


Рис. 1. Восточно-Паужетское термальное поле: ортофотоплан с горными выработками. На врезках обозначены контур Камчатки и упрощенная схема геологического строения Паужетской гидротермальной системы. 1 – верхнепаужетская подсвита; 2 – лаво-экструзивный комплекс дацитов и риолитов Камбального хребта; 3 – то же, андезибазальтов Камбального хребта; 4 – верхнечетвертичный Паужетский грабен; 5 – контуры кольцевых тектономагматических приподнятых блоков; 6 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 7 – горные выработки: а – скважины колонкового бурения, б – шурфы; 8 – абсолютные отметки и изолинии рельефа.

фрагментах “обломков” брекчий), так и в трещинно-поровом пространстве [Рычагов и др., 2021]. Максимальная глубина охарактеризованного разреза, вскрытая скважинами, достигает 10 м.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований получены в результате проходки скважин колонкового бурения с помощью унифицированного малогабаритного станка КМБ-2-10 и детального послыонного отбора керна – в среднем через каждые 20 см геологического разреза.

Морфология, строение и химический состав цеолитов изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA3, оснащенного аналитической приставкой OXFORD instruments X-MAX80 с фирменным программным обеспечением AZtec (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.М. Чубаров, оператор Е.И. Сандиминова). Химические элементы определены путем

сравнения с серией эталонов, состав которых был проверен на однородность и содержание элементов: санидин (Si, Na, K), Al₂O₃ (Al); диопсид (Ca), MgO (Mg), Fe (Fe), SrSO₄ (Sr), BaSO₄ (Ba). Анализы проводились при выполнении всех стандартных условий с ускоряющим напряжением 20 kV и токе на контрольном эталоне Ni 700 pA, рабочее расстояние 15 мм, размер пучка зонда 2–4 мм. Исследовались аншлифы и рельефные поверхности образцов. Применялось углеродное напыление.

Дифрактограммы образцов записаны с помощью рентгеновского дифрактометра MaxXRD 7000 (Shimadzu), в диапазоне 6°–65°2θ, с шагом 0.1°2θ, скорость сканирования 2 град./мин, что эквивалентно выдержке в точке 3 с. Параметры элементарных ячеек оценивались методом Ритвельда, который заключается в уточнении профильных параметров дифрактограмм в программе PowderCell 2.4. Колебательные спектры получены с помощью инфракрасного спектрофотометра с Фурье-преобразованием IRAffinity-1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел 400–4000 см⁻¹, с раз-

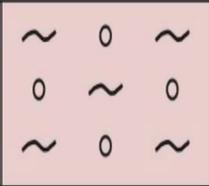
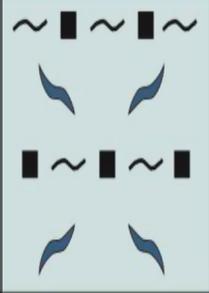
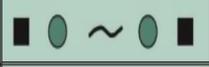
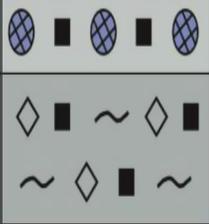
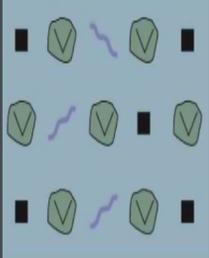
<i>H</i> , см	Литологическая колонка	Краткая характеристика горизонтов
100		Глины зоны сернокислотного выщелачивания: каолинит опал, α -кварц, сульфаты Ca, Fe; др. (см. текст). Относительно сухие, полутвердые.
200		Глины зоны углекислотного выщелачивания, “синие глины”: монтмориллонит (сметиты), минералы кремнезема, сульфиды. Пластичные – от полутвердой до мягкопластичной, иногда и скрытотекучей консистенции. Обилие линз, прожилков, жеод с опалом, α -кварц и сульфидами.
300		Сметитовые глины с фосфатами Al, Fe, Se, ... и сульфидами.
400		Сметитовые глины с обилием обломков андезитов, опаловых фрагментов, пиритизированные. Сухие, твердые.
500		Мегасоматические брекчии по андезиту с прожилками и зонами интенсивных гидротермальных изменений.
600		Исходные андезиты с прожилками и зонами интенсивных гидротермальных изменений.
700		
800		

Рис. 2. Обобщенный разрез аргиллизированных пород ВПП (по [Рычагов и др., 2019] с уточнениями).

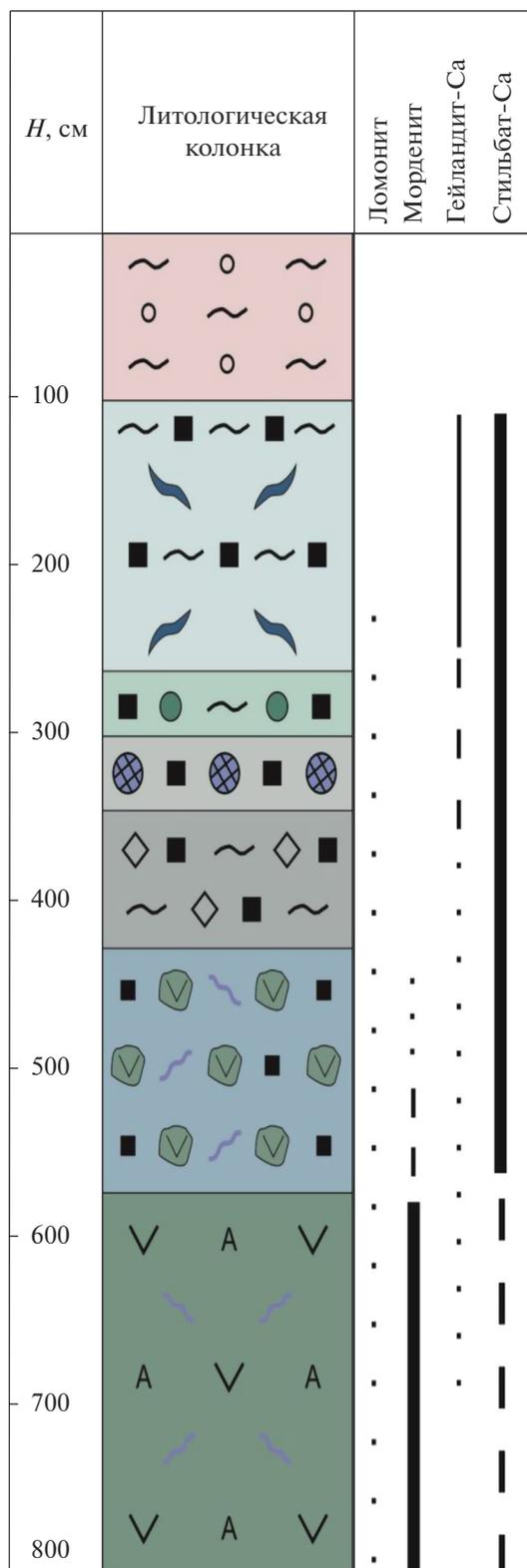


Рис. 3. Распределение цеолитовых минералов в разрезе аргиллизированных пород ВПП. Краткую характеристику словес см. рис. 2.

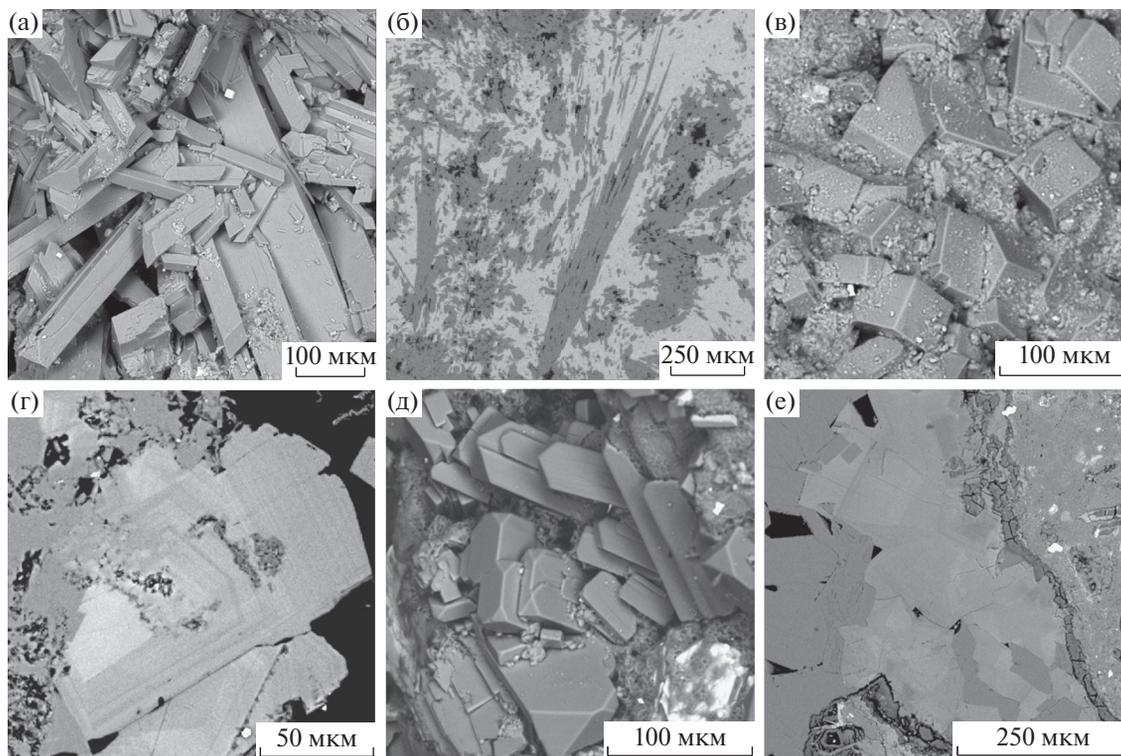


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение цеолитов из аргиллизитов ВПП.

а – призматические кристаллы ломонтита из полости в аргиллизированном андезите, глубина 7 м; б – игольчатые кристаллы морденита (серое) в кальците (белое), аншлиф; в – кристаллы гейландита-Са в смектитовой массе; г – зональные кристаллы гейландита-Са, нарастающие на стильбит-Са (серое) на стенке трещины (аншлиф), ядро и светлые зоны в гейландите-Са обогащены барием; д – кристаллы стильбита-Са в смектитовой массе (белые зерна – пирит); е – стильбит-Са (серое слева) в сростании с зональным гейландитом-Са (оттенки светло-серого в центре) заполняют прожилки в измененном андезите (аншлиф), вдоль границ прожилка – смектит (темно-серое). Снимки BSE.

решением 4 см^{-1} , число сканов 100. Аналитические измерения проведены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский), аналитики: М.А. Назарова, А.В. Сергеева.

ВИДОВОЙ СОСТАВ ЦЕОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ

Цеолитовая минерализация развивается во всех горизонтах толщи аргиллизитов термального поля, кроме верхнего, представленного каолиновыми глинами зоны сернокислотного выщелачивания (рис. 3). Цеолитовые отложения имеют белый цвет, нередко за счет присутствия в них кальцита. Максимальное количество цеолитов фиксируется в зоне перехода монтмориллонитовых “синих глин” в аргиллизированные андезиты и в самих интенсивно измененных андезитах, где они замещают до 20–30% объема породы. Цеолиты локализируются в виде обособлений неправильной формы размером до 3–5 см; отлагаются на стенках пустот и трещин в виде корок и щеток кристаллов размером до 0.6 мм; заполняют поры,

пустоты и трещины различной конфигурации и мощности, а также присутствуют в породе в виде отдельных мельчайших кристалликов и образованный неправильной формы. Густая сеть цеолитовых прожилков и материал, заполняющий пространство между обломками пород, подчеркивают брекчиевидную текстуру андезитов.

Ломонтит $\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ присутствует в аргиллизитах в небольших количествах. Развивается, преимущественно, по плагиоклазам, а также образует самостоятельные кристаллы в измененной породе. Иногда встречается в пустотах в виде гнезд игольчатых кристаллов удлинено-призматического габитуса размером до 3 мм (рис. 4а). Жильный ломонтит наблюдается в виде плотных скоплений короткопризматических кристаллов клиновидной формы с совершенной спайностью размером до 0.1 мм в длину в массе, сложенной стильбитом-Са в ассоциации с опалом. Вероятно, мы наблюдаем несколько генераций ломонтита, что характерно для цеолитизированных пропилитов Паужетской ГС [Коробов, 2019].

У кристаллов ломонтита, образованного в трещинно-пустотном пространстве аргиллизирован-

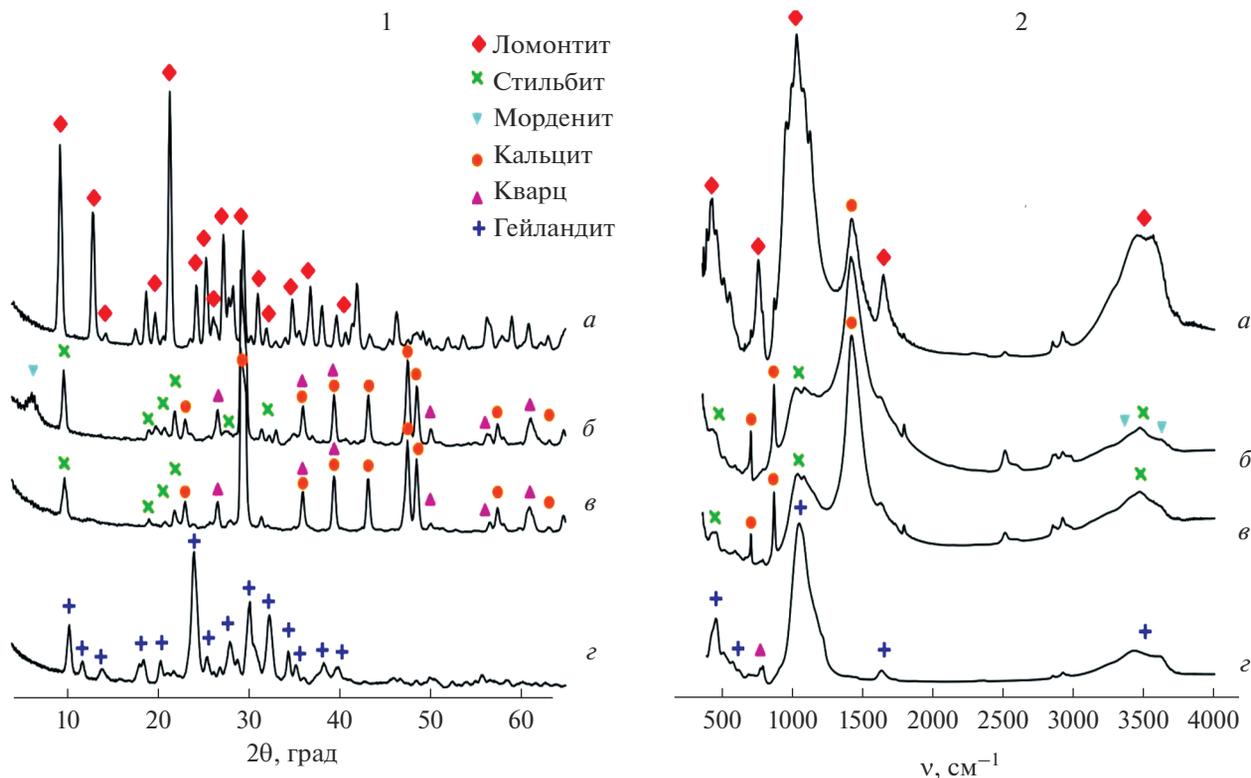


Рис. 5. Дифрактограммы (1) и инфракрасные спектры (2) ломонита (а), стильбита-Са и морденита в ассоциации с кварцем и магниесодержащим кальцитом (б), стильбита-Са в ассоциации с кварцем и магниесодержащим кальцитом (в), гейландита-Са с кварцем (г) из аргиллизитов ВПП.

ных андезитов на глубине около 7 м, определены параметры элементарной ячейки: $a = 14.72 \text{ \AA}$, $b = 13.08 \text{ \AA}$, $c = 7.56 \text{ \AA}$, $\beta = 112.0^\circ$. Ломонит имеет хорошую кристалличность, которая видна по четким рефлексам на дифрактограмме (рис. 5). В структуре данного цеолита отмечается высокое содержание тетраэдрически координированного алюминия, что отражается на виде ИК-спектра. В частности, наблюдаются четкие полосы около $765, 960, 968 \text{ см}^{-1}$, которые связаны с фрагментом $[\text{AlO}_4]$ и являются отличительной чертой спектров ломонита и цеолитов этого типа [Сергеева, 2019].

Морденит $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})_4[\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$ имеет большое распространение в аргиллизированных андезитах. Он выполняет прожилки и пространство между обломками породы в виде сноповидных игольчатых бесцветных кристаллов или агрегатов белого цвета. Отдельные кристаллы достигают в длину 1 мм (см. рис. 4б). В более ранних прожилках морденит ассоциирует с хлоритом, в более поздних отложениях – с монтмориллонитом, кварцем, стильбитом-Са, гидросиликатом кальция (предположительно, окенитом) и карбонатом.

На дифрактограммах морденит идентифицируется по интенсивному, но размытому рефлексу

(110), расположенному около $6.4^\circ 2\theta$ (см. рис. 5). Остальные рефлексы морденита просматриваются слабо и не позволяют уточнить параметры элементарной ячейки. Размытость рефлексов свидетельствует о низкой степени раскристаллизации минерала. На ИК спектре основные полосы поглощения морденита расположены около $453, 1053, 1177, 1222, 3450, 3600 \text{ см}^{-1}$. Он отличается от других цеолитов профилем поглощения в области валентных колебаний молекул воды, $3000\text{--}3650 \text{ см}^{-1}$ и наличием четких полос около 1177 и 1222 см^{-1} . В области $3000\text{--}3650 \text{ см}^{-1}$ его полоса состоит из двух широких, сравнимых по интенсивности компонент, с максимумами около 3600 и 3450 см^{-1} . В области валентных и деформационных колебаний тетраэдров $[(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4]$, ниже 1200 см^{-1} , его спектр содержит две интенсивные полосы около 1053 ($\nu(\text{SiO}_4)$) и 453 ($\delta(\text{SiO}_4)$) см^{-1} , а также серию менее интенсивных полос.

Гейландит-Са $(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ распространен довольно широко, но в небольших количествах. Чаще всего минерал встречается в прожилках и пустотах “синих глин” совместно со стильбитом-Са. Для гейландита-Са характерен изометрический габитус кристаллов, размер которых не превышает 0.15 мм (см. рис. 4в). В срезе

кристаллы имеют трапецевидную форму, секториальное или зональное строение, которое обусловлено разным соотношением в составе зон и секторов таких элементов как Mg, Sr, Ba и K (см. рис. 4г). В менее кремнистых зонах содержание Sr, Ba и K почти в два раза выше, чем в более кремнистых, при примерно одинаковом содержании Ca. Гейландит-Ca кристаллизуется позже стильбита-Ca, выполняя пространство между кристаллами последнего и частично замещая его. При замещении в осветленных зонах по краю стильбита-Ca появляется барий (до 1.3 мас. % BaO).

Получены дифрактограммы и ИК спектры гейландита-Ca из образцов, которые были отобраны в пределах локальных выходов измененных пород на поверхности термального поля (см. рис. 5). Параметры элементарной ячейки гейландита-Ca, вычисленные по положению рефлексов на дифрактограмме, следующие: $a = 17.63 \text{ \AA}$, $b = 17.82 \text{ \AA}$, $c = 7.40 \text{ \AA}$, $\beta = 116.5^\circ$. По параметрам элементарной ячейки этот гейландит-Ca близок к природным гейландитам, содержащим в своем составе Ca, Sr, Ba, K и Na [Seryotkin, 2015]. На ИК спектре гейландита-Ca наблюдаются интенсивные полосы около 462, 1056, 3430, 3620 см^{-1} . В отличие от спектра морденита, здесь отсутствуют четкие полосы около 1177 и 1222 см^{-1} , а поглощение в диапазоне 3000–3650 см^{-1} имеет несимметричный характер – полоса около 3430 см^{-1} более интенсивна, чем полоса около 3620 см^{-1} .

Стильбит-Ca $\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}]\cdot 30\text{H}_2\text{O}$ – самый распространенный в аргиллизитах минерал из группы цеолитов. Он отлагается в трещинах и на поверхности полостей в виде уплотненных полупрозрачных хорошо образованных пластинчатых кристаллов, их сростков, щеток и параллельно-листоватых агрегатов (см. рис. 4д, е). Кристаллы стильбита-Ca в длину достигают 0.6 мм и имеют разную габитусную форму – от удлиненных тонкопластинчатых и таблитчатых до изометричных толстотаблитчатых. На поверхности кристаллов иногда наблюдаются следы растворения.

В цементирующей массе аргиллизированных брекчий андезитов минерал наблюдается в виде сплошных масс, параллельно сросшихся пластинок, коротко- и удлиненно-столбчатых или клиновидной формы кристаллов и агрегатов, расщепленных сноповидных или радиально-лучистых образований. В более ранних прожилках стильбит-Ca ассоциирует с хлоритом, в более поздних мощных прожилках от края к центру можно наблюдать последовательно отложенные монтмориллонит, стильбит-Ca, гейландит-Ca, халцедон (или кварц) и кальцит.

Параметры элементарной ячейки стильбита-Ca следующие: $a = 13.62 \text{ \AA}$, $b = 18.26 \text{ \AA}$, $c = 11.28 \text{ \AA}$, $\beta = 127.8^\circ$. Эти параметры отвечают стильбиту-Ca состава $\text{Ca}_{3.5}\text{Na}(\text{Si}_{28}\text{Al}_8\text{O}_{72})(\text{H}_2\text{O})_{40}$, но не исклю-

чаются и другие обменные катионы (K, Mg, Ba, Sr и др.). На ИК спектрах образцов со стильбитом-Ca полосы, отвечающие колебаниям тетраэдрического алюминия, очень слабые и накладываются на полосы кварца (см. рис. 5). В характере кривой поглощения в диапазоне 3000–4000 см^{-1} видны отличия спектров стильбита-Ca и ломонтита. Для ломонтита характерны две широкие интенсивные полосы с максимумами 3460 и 3560 см^{-1} , а на спектре стильбита-Ca – одна сравнительно узкая полоса 3620 см^{-1} и более широкая полоса с максимумом 3460 см^{-1} . На дифрактограммах в ассоциации со всеми цеолитами присутствует магнийсодержащий кальцит. Он отличается от чистого кальцита рефлексами, несколько смещенными в сторону больших углов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦЕОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ЭНЕРГОДИСПЕРСИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

Существуют определенные ограничения электронно-зондового анализа при изучении высоководных цеолитовых минералов. Однако исследование цеолитов из щелочных массивов всего мира показало, что близкие по времени образования представители разных серий, в том числе допускающих полиморфизм, четко различаются по соотношениям главных или важных второстепенных компонентов [Пеков и др., 2004]. Расчет электронно-зондовых анализов этих цеолитов, в целом, показал хорошие результаты по стехиометрии, балансу зарядов и дефициту сумм. Результаты наших исследований позволяют сказать, что это справедливо и для цеолитов современной Паужетской ГС.

Предварительный анализ составов цеолитов показал, что по отношению атомных количеств Si/Al (2.05–5.31) и по содержанию основного компонента (CaO, мас. %), цеолиты ВПП относятся к средне- (2–3) и высококремнистым (>3) кальциевым разновидностям. На диаграмме Si/Al–CaO составы цеолитов разбиваются на 4 группы (рис. 6). В первой группе содержание CaO колеблется в пределах 8.75–12.36 мас. %, Si/Al – 2.02–2.34. Во второй группе – CaO 3.84–5.52, Si/Al 4.23–5.29; в третьей – CaO 4.44–7.01, Si/Al 2.75–3.80; в четвертой – CaO 6.13–9.25, Si/Al 2.83–4.28. Области составов двух групп с содержанием CaO 6.13–7.01 мас. % частично перекрываются. В этом случае отнесение анализа к той или иной группе осуществлялось согласно морфологии и особенностям внутреннего строения минерала. Таким образом, по химическому составу, морфологии и внутреннему строению минералы были определены как ло-

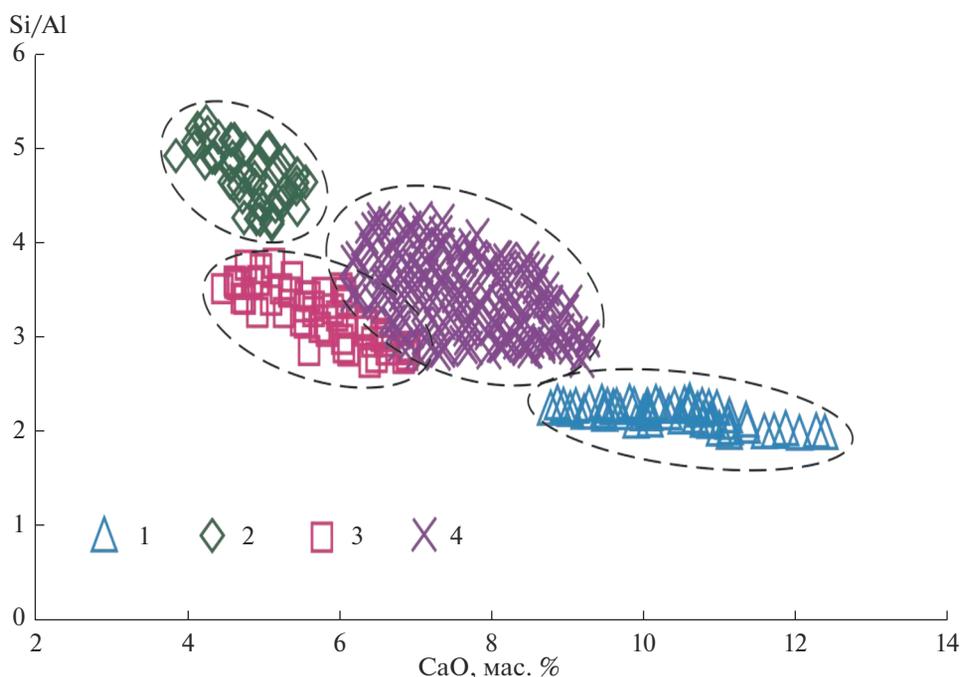


Рис. 6. Соотношение Si/Al (атомные количества) и CaO (мас. %) в цеолитах из аргиллизитов ВПП. 1 – ломонтит; 2 – морденит; 3 – гейландит-Са; 4 – стильбит-Са. Пунктиром ограничены области составов разных видов цеолитов.

монтит, морденит, гейландит-Са ($\text{Si}/\text{Al} < 4.0$) и стильбит-Са. Выделенные виды цеолитов подтвердились методами рентгеновской дифрактометрии и ИК спектроскопии.

Для расчета химического состава минералов использовано максимально возможное количество анализов – 1272: 79 анализов ломонтита, 108 – морденита, 103 – гейландита-Са и 973 – стильбита-Са. Из расчета исключены анализы, показавшие существенное отклонение от стехиометрии, баланс зарядов в которых превышал 10% в обе стороны [Passaglia, 1970; Passaglia, Sheppard, 2001]. Характерный состав цеолитов представлен в табл. 2. Усредненный состав цеолитов и пределы колебаний содержания главных компонентов приведены в табл. 3.

Состав каркаса цеолитов характеризуется величиной $T_{\text{Si}} = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$, которая показывает процент тетраэдров, занятых Si [Coombs et al., 1997; Passaglia, 1970; Passaglia, Sheppard, 2001]. У большинства цеолитов средняя величина T_{Si} превышает значения в их эмпирических формулах. Для ломонтита T_{Si} составляет 0.69, в то время как в эмпирической формуле это значение равно 0.67; у гейландита-Са – 0.76 против 0.75; у стильбита-Са – 0.77 против 0.75 (см. табл. 3). У морденита этот показатель немного ниже – 0.82 против 0.83. Диапазон значений T_{Si} у всех цеолитов ВПП совпадает с диапазоном значений, характерных для цеолитов этих видов, только у стильбита-Са макси-

мальная величина T_{Si} несколько выше и достигает 0.81 против 0.78 [Coombs et al., 1997; Passaglia, Sheppard, 2001]. Отклонения в составе природных цеолитов могут быть связаны с целым рядом причин, в том числе со структурными особенностями цеолитов, а также с присутствием в них “лишних” анионов или с неопределяемыми электронно-зондовым методом катионами (H^+ или H_3O^+) [Пеков и др., 2004].

Цеолиты имеют разную степень упорядоченности распределения Al и Si в каркасе, которая выражается отношением Si/Al. Для ломонтита с упорядоченным распределением значения Si/Al на диаграмме группируются компактно, для морденита и гейландита-Са с частично упорядоченным распределением область значений расширяется, а самые значительные вариации Si/Al наблюдаются в стильбите-Са с неупорядоченным распределением каркасных катионов (рис. 7). Кроме того, у гейландита-Са в распределении значений Si/Al появляется два тренда – “кремниевый” и “алюминиевый”, что, вероятно, связано с зональным строением минерала. В целом, значения T_{Si} и Si/Al у цеолитов ВПП указывают на обогащенность ломонтита, гейландита-Са и стильбита-Са кремнием, а морденита – алюминием.

Внекаркасные катионы в цеолитах представлены Mg, Ca, Sr, Ba, Na и K. Содержание главного катиона – Ca выше всего в ломонтите, в среднем 10.16 мас. % CaO. Затем следует стильбит-Са

Таблица 2. Химический состав цеолитов из аргиллизитов ВПП по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)

Минерал	Ломонтит			Морденит			Гейландит-Са			Стильбит-Са		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.39	51.82	49.06	65.74	65.98	67.34	56.94	56.52	57.20	59.00	58.14	57.83
Al ₂ O ₃	20.56	21.72	20.63	11.42	11.72	11.55	16.15	16.18	15.85	14.18	16.27	14.94
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.53	—
MgO	—	—	—	—	—	—	0.76	0.11	—	0.09	0.12	—
CaO	10.75	12.36	11.69	4.22	4.86	4.35	6.02	6.42	6.97	7.86	7.88	7.68
SrO	—	—	—	—	—	0.66	0.76	0.92	0.91	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	1.76	2.51	1.52	—	—	—
Na ₂ O	0.27	—	—	1.74	1.71	1.77	—	0.14	—	0.07	0.28	0.33
K ₂ O	0.14	—	—	0.29	0.19	0.19	0.89	0.82	0.78	—	0.67	—
Сумма	83.11	85.90	81.38	83.41	84.46	85.86	83.28	83.62	83.23	81.20	83.89	80.78

Формульные коэффициенты

	расчет на O ₄₈			расчет на O ₉₆			расчет на O ₇₂					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Si	16.33	16.01	16.00	39.92	39.67	39.90	27.02	26.97	27.18	28.00	27.01	27.64
Al	7.71	7.92	7.94	8.18	8.31	8.08	9.04	9.11	8.89	7.94	8.92	8.42
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18	—
Σ к.а.	24.04	23.93	23.94	48.10	47.98	47.98	36.06	36.08	36.06	35.94	36.11	36.06
Mg	—	—	—	—	—	—	0.54	0.08	—	0.06	0.08	0
Ca	3.66	3.99	4.09	2.75	3.13	2.76	3.06	3.28	3.55	4.00	3.92	3.93
Sr	—	—	—	—	—	0.23	0.21	0.25	0.25	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	0.33	0.47	0.28	—	—	—
Na	0.17	—	—	2.05	1.99	2.03	—	0.13	—	0.06	0.25	0.31
K	0.06	—	—	0.22	0.15	0.14	0.54	0.50	0.47	—	0.40	—
Σ вн.к.	3.88	3.99	4.09	5.02	5.27	5.17	4.67	4.71	4.55	4.12	4.65	4.24

Примечание. Σ к.а. — сумма каркасных атомов, Σ вн.к. — сумма внекаркасных катионов.

Таблица 3. Усредненный состав цеолитов ВПП по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)

Минерал*	Ломонтит	Морденит	Гейландит-Са	Стильбит-Са
Формула**	$\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})_4[\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	$\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 30\text{H}_2\text{O}$
Структурный тип**	LAU	MOR	HEU	STI
Упорядоченность Si и Al**	У	Ч	Ч	Н
1	2	3	4	5
SiO ₂	$\frac{51.10}{48.39-54.56}$	$\frac{65.01}{62.21-69.00}$	$\frac{58.02}{54.82-62.83}$	$\frac{58.28}{52.65-66.49}$
Al ₂ O ₃	$\frac{19.55}{18.27-22.18}$	$\frac{11.75}{10.61-13.01}$	$\frac{15.44}{13.61-17.63}$	$\frac{14.41}{12.33-17.16}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{0}{0-0.11}$	$\frac{0.01}{0-0.63}$	$\frac{0}{0-0}$	$\frac{0.03}{0-1.00}$
MgO	$\frac{0.01}{0-0.12}$	$\frac{0.01}{0-0.36}$	$\frac{0.58}{0-1.95}$	$\frac{0.07}{0-0.96}$
CaO	$\frac{10.21}{8.75-12.36}$	$\frac{4.87}{3.84-5.52}$	$\frac{6.18}{4.44-7.01}$	$\frac{7.68}{6.13-9.25}$
SrO	$\frac{0.01}{0-0.57}$	$\frac{0.28}{0-1.11}$	$\frac{0.53}{0-1.35}$	$\frac{0.15}{0-1.98}$
BaO	$\frac{0.01}{0-0.14}$	$\frac{0.01}{0-0.26}$	$\frac{1.37}{0.24-3.19}$	$\frac{0.06}{0-1.57}$
Na ₂ O	$\frac{0.16}{0-0.38}$	$\frac{1.43}{0.47-2.15}$	$\frac{0.05}{0-0.26}$	$\frac{0.15}{0-0.86}$
K ₂ O	$\frac{0.38}{0-0.92}$	$\frac{0.22}{0-0.59}$	$\frac{0.59}{0.13-0.98}$	$\frac{0.24}{0-1.25}$
Сумма	$\frac{81.43}{77.07-87.20}$	$\frac{83.59}{80.37-87.81}$	$\frac{82.77}{79.18-86.43}$	$\frac{81.12}{74.40-89.82}$
Д.С.А.	$\frac{18.57}{12.80-22.93}$	$\frac{16.41}{12.19-19.63}$	$\frac{17.23}{13.57-20.82}$	$\frac{18.48}{10.18-25.60}$
H ₂ O	$\frac{20.18}{12.98-26.13}$	$\frac{33.43}{23.62-41.46}$	$\frac{27.27}{26.52-28.59}$	$\frac{29.49}{14.57-44.18}$
Si	$\frac{16.56}{16.00-16.84}$	$\frac{39.56}{38.59-40.46}$	$\frac{27.46}{26.52-28.59}$	$\frac{27.70}{26.41-29.08}$
Al	$\frac{7.47}{7.17-7.96}$	$\frac{8.44}{7.66-9.15}$	$\frac{8.63}{7.52-9.66}$	$\frac{8.08}{6.80-9.41}$
Fe ⁺⁺⁺	$\frac{0}{0-0.03}$	$\frac{0.01}{0-0.29}$	$\frac{0}{0-0}$	$\frac{0.01}{0-0.35}$
Mg	$\frac{0.01}{0-0.06}$	$\frac{0.01}{0-0.34}$	$\frac{0.41}{0-1.31}$	$\frac{0.05}{0-0.68}$
Ca	$\frac{3.55}{3.12-4.09}$	$\frac{3.18}{2.55-3.53}$	$\frac{3.14}{2.22-3.58}$	$\frac{3.91}{3.14-4.75}$
Sr	$\frac{0}{0-0.11}$	$\frac{0.10}{0-0.40}$	$\frac{0.15}{0-0.37}$	$\frac{0.05}{0-0.54}$
Ba	$\frac{0}{0-0.02}$	$\frac{0}{0-0.06}$	$\frac{0.25}{0.04-0.60}$	$\frac{0.01}{0-0.30}$

Таблица 3. Окончание

Минерал*	Ломонтит	Морденит	Гейландит-Са	Стильбит-Са
Формула**	$\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})_4[\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	$\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 30\text{H}_2\text{O}$
Структурный тип**	LAU	MOR	HEU	STI
Упорядоченность Si и Al**	У	Ч	Ч	Н
1	2	3	4	5
Na	$\frac{0.10}{0-0.24}$	$\frac{1.69}{0.57-2.50}$	$\frac{0.05}{0-0.24}$	$\frac{0.13}{0-0.76}$
K	$\frac{0.15}{0-0.37}$	$\frac{0.17}{0-0.47}$	$\frac{0.36}{0.08-0.60}$	$\frac{0.15}{0-0.77}$
Сумма	$\frac{27.84}{27.97-27.99}$	$\frac{53.15}{52.54-54.08}$	$\frac{40.44}{39.69-41.08}$	$\frac{40.10}{39.51-41.34}$
$\Sigma_{\text{к.а.}}$	$\frac{24.03}{23.81-24.16}$	$\frac{48.00}{47.78-48.18}$	$\frac{36.08}{35.93-36.20}$	$\frac{35.79}{35.75-36.19}$
$\Sigma_{\text{вн.к.}}$	$\frac{3.81}{3.53-4.26}$	$\frac{5.15}{4.43-6.28}$	$\frac{4.35}{3.58-5.05}$	$\frac{4.31}{3.38-5.60}$
T_{Si}	$\frac{0.69}{0.67-0.70}$	$\frac{0.82}{0.81-0.84}$	$\frac{0.76}{0.73-0.79}$	$\frac{0.77}{0.74-0.81}$
Si/Al	$\frac{2.22}{2.02-2.34}$	$\frac{4.70}{4.23-5.29}$	$\frac{3.20}{2.75-3.80}$	$\frac{3.43}{2.83-4.28}$
$\text{H}_2\text{O}/\text{к.к.}$	$\frac{0.75}{0.74-0.76}$	$\frac{0.58}{0.58-0.59}$	$\frac{0.67}{0.66-0.67}$	$\frac{0.78}{0.77-0.78}$
FD	17.7	17.2	17.0	16.9
Ч.А.	79	108	103	973
O	48	96	72	72

Примечание. * Рекомендуемая номенклатура цеолитовых минералов [Coombs et al., 1997], ** [Gottardi, Galli, 1985; Armbruster, Gunter, 2001]. Минералы расположены в соответствии с классификационной системой, принятой Международной цеолитовой ассоциацией – IZA [Armbruster, Gunter, 2001]. Степень упорядоченности: У – упорядоченный, Ч – частично упорядоченный, Н – неупорядоченный. В числителе цифры вычислены как средние арифметические значения по всем анализам соответствующих минералов, в знаменателе – вариации содержания компонентов. Fe_2O_3 рассчитано, исходя из $\text{FeO}_{\text{общ.}}$. Д.С.А. – дефицит суммы в анализах. Содержание воды (H_2O) рассчитано по дефициту суммы анализов. $\Sigma_{\text{вн.к.}}$ – сумма внекаркасных катионов (Mg + Ca + Ba + Sr + Na + K); $\Sigma_{\text{к.а.}}$ – сумма каркасных атомов (Si + Al + Fe). $T_{\text{Si}} = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$. $\text{H}_2\text{O}/\text{к.к.}$ – отношение числа молекул воды в формуле к числу каркасных катионов. FD – плотность каркаса [Armbruster, Gunter, 2001]. Ч.А. – число анализов, по которым приведены данные. O – число атомов кислорода в формуле.

(7.68), гейландит-Са (6.18) и морденит (4.87 мас. % СаО). Расчет формулы стильбита-Са показывает, что по содержанию кальция он близок к стеллериту с формулой $\text{Ca}_4[\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$ [Passaglia, Sheppard, 2001], который является чисто кальциевым членом изоморфного ряда структурной группы стильбита. Однако для надежной классификации стеллерита требуется дополнительное проведение точного рентгеноструктурного анализа.

Цеолиты достаточно хорошо различаются по содержанию второстепенных катионов. В ломонтите примеси второстепенных катионов неустойчивы и очень низки: MgO – 0.01, SrO – 0.01, BaO – 0.01, Na_2O – 0.16 и K_2O – 0.38 мас. %. В мордените в существенном количестве содержится Na (в

среднем 1.43 мас. % Na_2O), эпизодически в нем присутствует Sr (до 1.11 мас. % SrO). Гейландит-Са является главным концентратом Mg, Ba и K (в среднем 0.58 мас. % MgO, 1.37 BaO и 0.59 K_2O), а отдельные зоны в нем обогащены Sr (в среднем 0.53 мас. % SrO). При этом менее кремнистые зоны содержат более высокие концентрации K, Ba и Sr при примерно одном и том же количестве Са во всех зонах. В стильбите-Са средние содержания второстепенных катионов неустойчивы и невысоки, но в целом выше, чем в ломонтите: MgO – 0.07, SrO – 0.15 мас. %, BaO – 0.06, Na_2O – 0.15 и K_2O – 0.24 мас. % (см. табл. 3). Особенно отчетливо различия цеолитов в составе внекаркасных катионов видны на диаграмме Na–K–Sr (рис. 8).

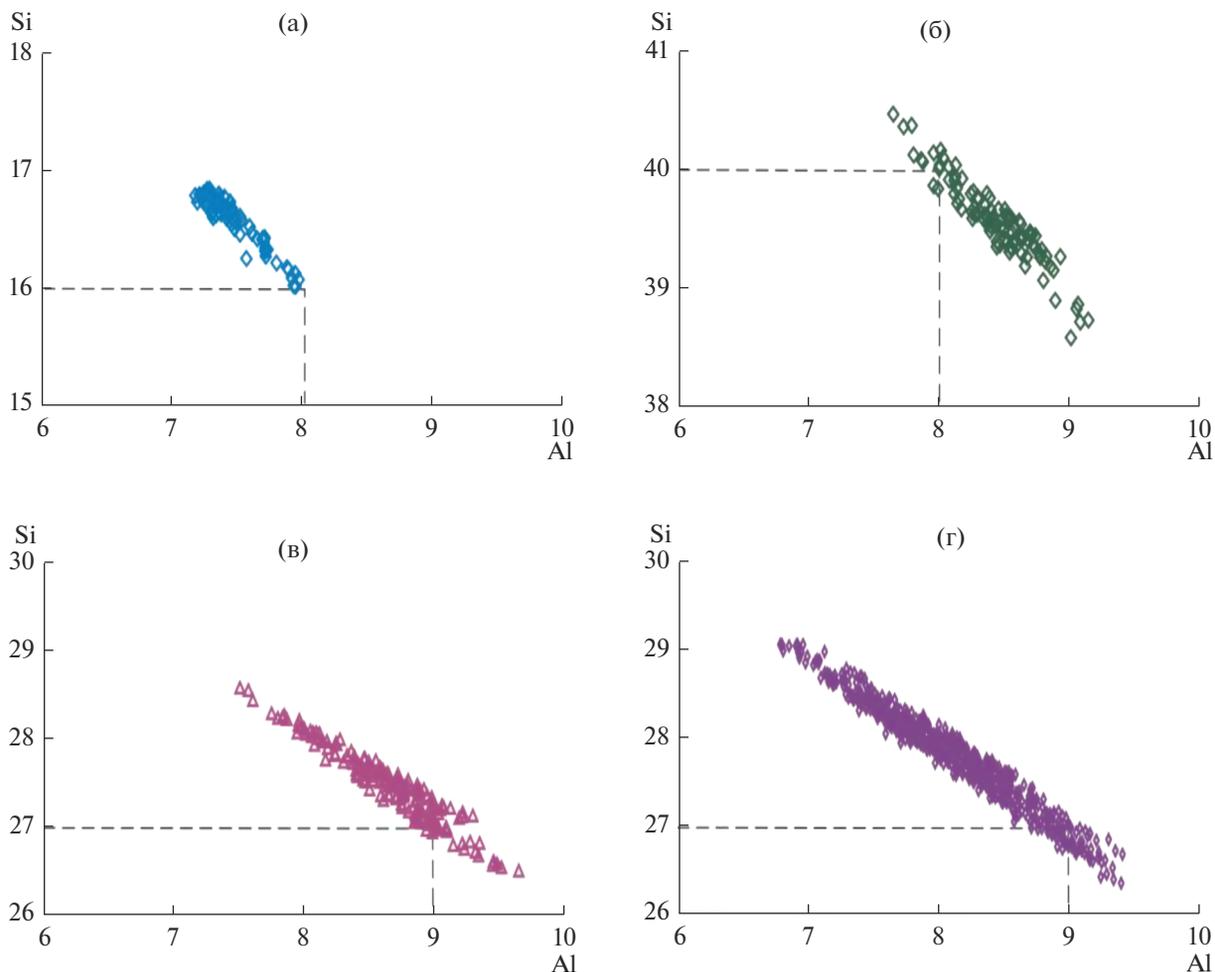


Рис. 7. Соотношение Si и Al (формульные единицы) в ломонтите (а), мордените (б), гейландите-Са (в) и стильбите-Са (г) из аргиллизитов ВПП. Пунктирными линиями показаны “идеальные” величины: Al_8Si_{16} – для ломонтита, Al_8Si_{40} – для морденита, Al_9Si_{27} – для гейландита-Са и стильбита-Са.

Общая последовательность накопления катионов в цеолитах ВПП во времени выглядит следующим образом: Ca + K (ломонтит) → Ca + Na (морденит) → Ca + K + Na + Sr (стильбит-Са) → Ca + Ba + K + Mg + Sr (гейландит-Са). Элементы расположены по убыванию.

Рассчитанное среднее количество воды в цеолитах в целом близко к количеству воды в формулах (см. табл. 3). Диапазон значений рассчитанного количества воды достаточно широк для ломонтита, морденита и стильбита-Са, что может быть связано с габитусными формами анализируемых кристаллов. Так, в анализах, сделанных вдоль удлинения игольчатых кристаллов морденита, содержание воды ниже, чем в анализах поперечного среза.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ

Развитие цеолитовой минерализации в породах Паужетской ГС в целом подчинено вертикальной метасоматической зональности и контролируется температурой, химическим составом термальных растворов, их минерализацией и величиной pH [Набоко, 1963; Набоко и др., 1965; Коробов и др., 1992; Структура ..., 1993]. Согласно представлениям А.Д. Коробова, в современной гидротермальной системе цеолитовая фация входит в состав зоны аргиллизации пород области разгрузки парогидротерм [Коробов, 2019].

Известно, что температуры пород и геотермального теплоносителя современной Паужет-

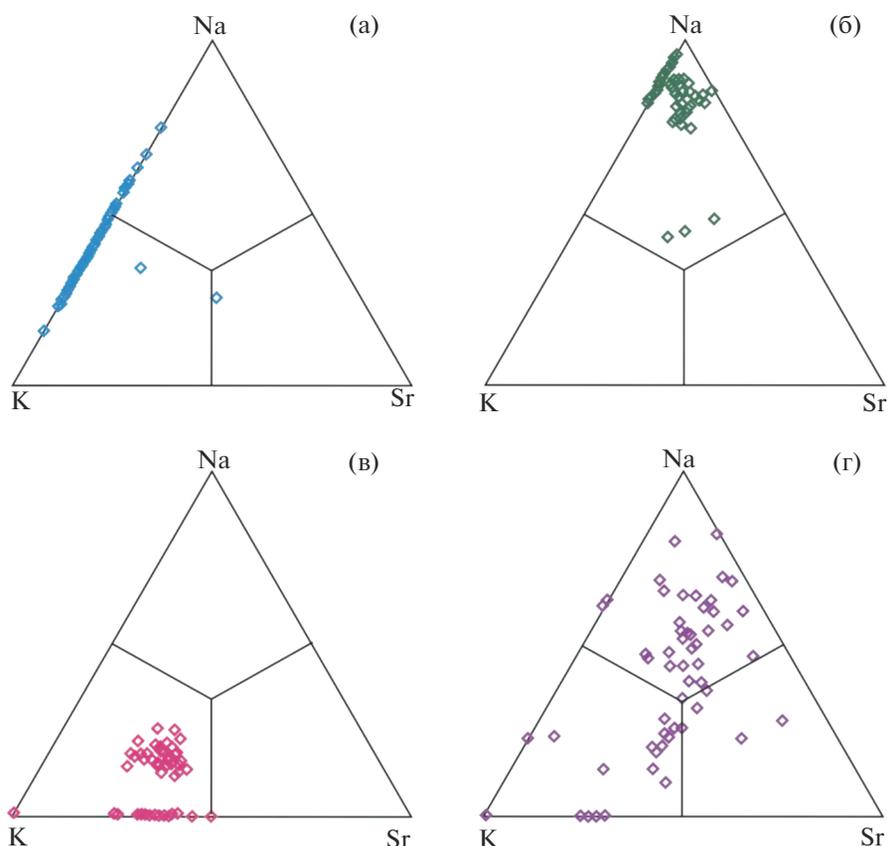


Рис. 8. Соотношения Na, K и Sr (атомные количества) в ломонтите (а), мордените (б), геиландите-Са (в) и стилъбите-Са (г) из аргиллизитов ВПП.

ской ГС достигают 200–220°C [Белюсов и др., 1976; Структура ..., 1993]. Соответственно, аргиллизация пород протекает при температурах не выше отмеченных. Изучение газовой-жидких включений во вторичных минералах показало [Коробов, 2019], что жильный кальцит, часто ассоциирующийся с цеолитами, образуется при температуре 50–170°C, клиноптилолит (геиландит?) – 80–110°C, морденит – 90–135°C, а низкотемпературный β -леонгардит (ломонтит) – 170–180°C.

Измеренная температура керн “синих глин” из разреза ВПП (глубина 2–4 м) составляет 70–98°C. Температура подстилающих аргиллизированных андезитов выше – 105–110°C и, по-видимому, может достигать 150°C. Данные по температурному профилю зоны аргиллизации пород ВПП согласуются с последовательностью отложения цеолитов и их распределением в разрезе. В нижней части разреза (на глубине 6–10 м), при относительно высокой температуре, наибольшее распространение имеет морденит. Стилъбит-Са встречается на протяжении всего разреза, но отлагается позже морденита, а геиландит-Са отлагается позже стилъбита-Са и отмечен в значи-

тельных количествах только в верхней части разреза. Ломонтит эпизодически встречается на протяжении всего разреза, но чаще всего в нижних горизонтах приповерхностной зоны аргиллизации пород. По ранее полученным данным ломонтит особенно широко распространен в пронцаемых туфах средне- и нижнепаужетской подсветы (на глубине от 100–120 до 500 м) с температурой пластовых вод $\leq 200^\circ\text{C}$, где замещает до 50–60% измененной породы [Лебедев, 1979; Набоко и др., 1965; Набоко, 1980; Структура ..., 1993]. По экспериментальным данным метасоматическая граница между зоной развития ломонтита и зоной образования стилъбита при низком соотношении $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общее}}$ и наличии в жидкой фазе NaCl, CO₂ и S находится при температуре ниже 150°C [Лиоу, 1971]. Соответственно, находит свое объяснение доминирование ломонтита при гидротермально-метасоматическом изменении туфов нижне- и среднепаужетской подсветы.

Гидротермы Паужетской ГС, вскрытые глубокими скважинами, близнеутральные или щелочные (pH 7.0–8.2), хлоридно-натриевые минерализованные (до 2.8–4.1 г/л), обогащены углекис-

Таблица 4. Средние (медианные) значения содержаний (г/л) компонентов поровых растворов в контрастных зонах сернокислотного и углекислотного выщелачивания ВПП

Показатель, компонент	Зона сернокислотного выщелачивания, глубина <3 м, $t < 70^{\circ}\text{C}$	Зона углекислотного выщелачивания, глубина >3 м, $t = 70-100-150^{\circ}\text{C}$
pH	3.69	7.09
HCO_3^-	0.001	0.589
F^-	0.003	0.01
Cl^-	0.028	0.071
SO_4^{2-}	1.686	0.311
Na^+	0.023	0.065
K^+	0.01	0.108
Ca^{2+}	0.017	0.39
Mg^{2+}	0.008	0.194
Fe^{2+}	0.028	0.005
Fe^{3+}	0.004	0.005
Al^{3+}	0.26	0.22
Sr^{2+}	0.00019	0.0006
Ba^{2+}	0.00024	0.00045
NH_4^+	0.008	0.022
H_3BO_3	0.007	0.014
H_4SiO_4 раств.	0.28	1.042
Минерализация	2.3	2.4

Примечание. Данные по содержанию Al, Sr и Ba получены методом индуктивно-связанной плазмы (ICP) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения для высокоточного элементного анализа ICP/HRMS ELEMENT 2, аналитики: Г.П. Сандмирова, Е.В. Смирнова. Остальные анализы выполнены на базе АЦ ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), аналитики: С.В. Сергеева, В.В. Дунин-Барковская, А.А. Кузьмина, Н.А. Соловьева.

лотой и сероводородом, содержат повышенные концентрации кремнекислоты (до 0.8 г/л); сумма щелочных металлов в них резко преобладает над щелочноземельными, а содержание Sr достигает 1.1 мг/л [Пампура, 1980]. Одним из главных внекаркасных катионов в цеолитах является Ba, который, как и Sr, считается глубинным элементом. По результатам анализа, выполненного нами в Институте геохимии СО РАН методом ICP-MS (аналитик Г.П. Сандмирова), содержание Ba в воде, изливающейся из скважины ГК-3, достигает 0.053 мг/л.

Предполагается, что термальные воды ВПП представляют собой различного типа конденсаты [Пампура, 1977]. Близповерхностные конденсаты парогазовых струй в центральной части поля представлены бикарбонатно-аммонийными кальциевыми водами низкой минерализации (0.035–0.2 г/л) с pH 7–8, содержание Sr в них колеблется от 0.1 до 0.6 мг/л. Они содержат большое количество растворенной углекислоты и сероводорода (CO_2 – 0.265–0.348 г/л, H_2S – 0.039–0.073 г/л). Поверхностные конденсаты из грязевых воронок имеют более кислый (pH 3–4) сульфатно-аммонийный магний-кальциевый состав с минерализацией до 0.7 г/л, высокими концентрациями железа, цинка и кремнекислоты. В конденсатах сумма щелочноземельных элементов преобладает над щелочными. Известно, что конденсатные воды зоны разгрузки гидротермальной системы формируются под влиянием свободно циркулирующих, в т. ч. напорных восходящих растворов [Пампура, 1977]. На примере ВПП, а также Южно-Камбального Центрального термального поля, нами было показано, что зоны карбонатизации и цеолитизации пород, а также зоны с фосфатной и кремнисто-карбонатно-сульфидной минерализацией в основании толщи гидротермальных глин образуются за счет поступления глубинных щелочных термальных вод, их вскипания и, по-видимому, активного смешения с конденсатами парогазовых струй [Рычагов и др., 2017, 2021].

Поровые растворы формируются при взаимодействии глубинного флюида с вмещающей породой, происходит активное выщелачивание эндогенных минералов. Поэтому растворы имеют более сложный химический состав, они более минерализованные (до 6–7 г/л) и в большей степени обогащены кремнеземом [Рычагов и др., 2017]. По составу поровых растворов в разрезе термального поля отчетливо выделяются две зоны – серно- и углекислотного выщелачивания. В зоне сернокислотного выщелачивания, представленной, преимущественно, каолинитовыми глинами, средние (медианные) значения сумм щелочных метал-

лов (по 23 анализам) составляют 0.033 г/л, щелочноземельных – 0.025 г/л, рН раствора – 3.7; отмечается высокое содержание железа (0.032 г/л), низкое – аммония (0.008 г/л) (табл. 4). Значения таких микроэлементов, как Sr и Ba, равны 0.19 и 0.24 мг/л соответственно. Общая минерализация растворов равна 2.3 г/л.

В зоне углекислотного выщелачивания с преимущественным развитием монтмориллонитовых глин и широким развитием цеолитовой минерализации (прежде всего, стильбита-Са), рН возрастает до 7 и выше, уменьшается содержание сульфат-ионов и начинает доминировать гидрокарбонат-ион, количество которого составляет 0.6 г/л. Содержание хлора и фтора возрастает в три раза – до 0.071 и 0.01 г/л соответственно. Сумма щелочных металлов составляет 0.2 г/л, калий доминирует над натрием по сравнению с их отношением в вышележащем горизонте. Содержания кальция и магния резко возрастают и в сумме могут достигать 0.6 г/л. Значения Sr и Ba в этой зоне также возрастают до 0.6 и 0.45 мг/л соответственно. Общая минерализация растворов в среднем равна 2.4 г/л, но достигает 6–7 г/л.

Полученные значения концентраций ионов являются отражением составов тех растворов, которые послужили средой для образования цеолитов. При этом выдерживается общая тенденция изменения состава поровых растворов по разрезу термального поля – рост концентраций компонентов к основанию толщи глин и сохранение таковых ниже в аргиллизированных андезитах. Значения рН и температуры к основанию разреза также возрастают. Соответственно, именно в основании толщи гидротермальных глин и в аргиллизированных андезитах наблюдается наиболее интенсивное развитие цеолитовой минерализации.

Известно, что для синтеза цеолитов используют щелочные растворы [Мамедова, 2019; Сендеров, Хитаров, 1970]. В таких растворах ионы $[H_nSiO_4]^{n-4}$ и $[Al(OH)_4]^-$ тетраэдрической координации образуют цепи по механизму поликонденсации, в результате чего в растворе формируются гетерополицепи, которые являются исходными строительными блоками цеолитовых каркасов [Айлер, 1982; Жданов и др., 1981].

Щелочность термальных растворов Паужетского месторождения обусловлена, прежде всего, высоким содержанием в них карбонат-иона. По мере подъема вод к верхним горизонтам месторождения происходит дегазация растворов по схеме $2HCO_3^- = CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O$. Образующийся карбонат-ион вступает в реакцию с водой с об-

разованием щелочи: $H_2O + CO_3^{2-} = HCO_3^- + OH^-$. При высоких температурах, если раствор обогащается карбонат-ионом и катионами щелочных металлов (что может происходить в недрах Паужетской ГС в результате привноса редких и основных щелочных элементов глубинными термальными водами [Структура ..., 1993]), превращение идет активно и рН может достигать 10. Такие воды обладают повышенной агрессивностью в отношении многих алюмосиликатов, но среднекремнистые цеолиты (в частности, ломонтит), достаточно устойчивы [Копорулин, 2013]. В Паужетской ГС высокая щелочность характерна также для поровых растворов из глубинных зон развития ломонтита. Поровый раствор здесь имеет усложненный хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав, высокую минерализацию (около 10 г/л), повышенное содержание кремнезема и рН 8–10 [Набоко, 1980]. Снижение характеристик поровых растворов зоны приповерхностной аргиллизации пород ВПП обусловлено процессами смешения восходящих гидротерм с конденсатными водами, что мы отмечали выше, а также окислением серосодержащих соединений и солей железа в растворе [Сергеева и др., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в разрезе аргиллизированных пород Восточно-Паужетского термального поля цеолитовая минерализация имеет широкое распространение. Она представлена четырьмя видами цеолитов: ломонтитом, морденитом, гейландитом-Са и стильбитом-Са. Наибольшее распространение среди них имеет стильбит-Са.

Цеолиты формируются в зоне углекислотного выщелачивания при относительно невысоких давлениях (от 2–3 до 6 атм.) и температуре от 150°C и ниже. При этом минералообразующие растворы имеют характеристики, близкие к гидротермам, поступающим из нижнего водоносного горизонта Паужетского геотермального месторождения: хлоридно-натриевый состав с высоким содержанием карбонат-иона и преобладанием щелочноземельных элементов над щелочными, повышенные концентрации растворенного и коллоидного кремнезема и гидроксоалюминат-ионов, высокие концентрации Sr и Ba, рН = 6–8 (в основании разреза ≥ 9).

Анализ большого массива данных по химическому составу каждого вида цеолита (ранее такие исследования не проводились) показал, что состав внекаркасных катионов цеолитовых минералов

определяется составом термальных растворов, обогащенных выщелоченными из алюмосиликатов элементами, среди которых существенную роль играют такие элементы как Ca, Mg, Sr, Ba, Na и K. Вхождение этих элементов в структуру цеолита зависит, вероятнее всего, от особенностей строения самого цеолита и его селективной способности. Например, на поздних этапах гидротермального процесса главным концентратором Ba и Sr среди цеолитов является широкопористый гейландит-Sa с субслоистым строением каркаса. Стоит также отметить, что Ba и Sr в цеолитовых минералах Паужетской ГС определены впервые, и их присутствие в составе цеолитов еще раз подтверждает глубинный щелочной характер термальных растворов.

Пространственное сонахождение разных видов цеолитов в измененных породах ВПП свидетельствует об их устойчивости в данных условиях. При этом видовой состав цеолитов отражает изменение физико-химических параметров среды минералообразования как в целом в гидротермальной системе, так и в приповерхностной зоне разгрузки гидротерм: наблюдается общая тенденция смены среднекремнистого ломонтита в пропилитах глубоких горизонтов гидротермальной системы и в измененных андезитах основания толщи глин на высококремнистый стильбит-Sa в аргиллизитах термального поля.

Таким образом, подтверждается общий вывод о регрессивной направленности процессов гидротермального изменения пород Паужетской ГС, выражающийся в последовательной смене стадий гидротермального метаморфизма от среднетемпературных пропилитов палеоэтапа к современным низкотемпературным аргиллизитам [Коровов, 2019; Структура..., 1993]. Снижение температуры пород снизу вверх по разрезу и падение парциального давления углекислого газа в поднимающихся к дневной поверхности термальных водах в закрытой системе приводит к их ошелачиванию (повышению щелочности среды) и широкому развитию среднекремнистых кальциевых цеолитов, прежде всего, ломонтита. В приповерхностных зонах аргиллизации пород в открытой системе на фоне снижения всех показателей среды минералообразования создаются благоприятные условия для отложения, преимущественно, высококремнистых кальциевых цеолитов, в основном, из группы стильбита. При этом формирующаяся последовательность цеолитообразования (ломонтит → морденит → стильбит-Sa → гейландит-Sa) в зоне интенсивной разгрузки щелочных растворов в основании толщи гидротермальных глин, в определенной степени отра-

жает смену фаций цеолитов в глубоких горизонтах Паужетской ГС. Такая корреляция представляет большой интерес: последовательная смена фаций цеолитообразования в приповерхностной зоне разгрузки гидротерм может служить критерием оценки изменения условий минералообразования в недрах длительноживущей гидротермальной системы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны всем коллегам Южнокамчатско-Курильской экспедиции за практическую поддержку при полевых работах и сотрудникам АЦ ИВиС ДВО РАН и Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) за большой объем аналитических исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00102).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айлер Р.* Химия кремнезёма. Часть I. М.: Мир, 1982. 416 с.
- Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
- Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеоллиздат, 1950. 957 с.
- Буров А.И., Козовая Т.В., Сибгатуллин А.Х. и др.* Цеолитсодержащие породы Камчатки // Природные цеолиты России: геология, физико-химические свойства и применение в промышленности и охране окружающей среды. Т. 1. Новосибирск: Ин-т минералогии и петрографии СО РАН, 1992. С. 45–48.
- Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.
- Дистанов У.Г., Михайлов А.С., Конюхова Т.П. и др.* Природные сорбенты СССР. М.: Недра, 1990. 206 с.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Ероцев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 132 с.
- Жданов С.П., Хвоцев С.С., Самулевич Н.Н.* Синтетические цеолиты: кристаллизация, структурно-химическое модифицирование, адсорбционные свойства. М.: Химия, 1981. 264 с.
- Карпов Г.А.* Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 172 с.
- Копорулин В.И.* О формировании ломонтита в осадочных отложениях (на примере осадочных толщ России) // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 2. С. 128–144.

- Коробов А.Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2019. 120 с.
- Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Рихтер Я.А. и др.* Стадийность постмагматических процессов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Современное вулканогенно-гидротермальное минералообразование. Часть I. Владивосток, 1992. С. 81–94.
- Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я.* Генетические типы цеолитов клиноптилолит–гейландитовой группы континентов и океанов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 8–30.
- Лазаренко Е.К.* Курс минералогии. М.: Высшая школа, 1971. 606 с.
- Лебедев Л.М.* Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Мамедова Г.А.* Модификация природного цеолита Нахчывана в щелочной среде // Вестник МГУ. Сер. 2. Химия. 2019. Т. 60. № 1. С. 65–73.
- Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрей / Пер. с англ. Л.: Недра, 1985. 512 с.
- Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Набоко С.И.* Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 38–53.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Высококремнистые цеолиты Долины Гейзеров на Камчатке // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 101–106.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76–118.
- Набоко С.И., Лебедев Л.М.* Современное гидротермальное образование ломонтита на Паужетке // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. С. 78–83.
- Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е. и др.* Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной, п-ов Камчатка // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 70–85.
- Пампура В.Д.* Гидротермальная активность Паужетской вулcano-тектонической депрессии // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 139–156.
- Пампура В.Д.* Минералообразование в гидротермальных системах. М.: Наука, 1977. 204 с.
- Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
- Пеков И.В., Турчкова А.Г., Ловская Е.В. и др.* Цеолиты щелочных массивов. М.: Ассоциация “Экост”, 2004. 168 с.
- Петрова В.В.* Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе. М.: ГЕОС, 2005. 247 с.
- Природные цеолиты / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1980. 230 с.
- Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.
- Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нурдаев А.А., Чернов М.С.* Литология толщи глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XXII научной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 213–216.
- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Кравченко О.В., Чернов М.С.* Влияние щелочного флюида на зону аргиллизации современной гидротермальной системы // Материалы XIII Всероссийского Петрографического совещания (с участием зарубежных ученых): “Петрология и геодинамика геологических процессов”, Иркутск, 6–13 сентября 2021 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 25–29.
- Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С.* Минеральные ассоциации основания толщи глин как индикаторы флюидного режима Паужетской гидротермальной системы (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 90–106.
- Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Чубаров В.М.* Цеолиты в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы XIII Всероссийского Петрографического совещания (с участием зарубежных ученых): “Петрология и геодинамика геологических процессов”, Иркутск, 6–13 сентября 2021 г. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 52–54.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
- Сергеева А.В.* Спектральная характеристика ломонтита Восточно-Паужетского термального поля // Материалы научной конференции, посвященной Дню вулканолога: “Вулканизм и связанные с ним процессы”, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 228–231.
- Сергеева А.В., Житова Е.С., Нурдаев А.А., Назарова М.А.* Моделирование процесса минералообразования на термоаномалиях с аммонийно-сульфатными термальными водами: роль водородного показателя (рН) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 39–53.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

- Супрычев В.А., Кирикилица С.И.* Генетическая типизация цеолитов стратифицированных формаций. М.: Наука, 1980. 51 с.
- Супрычев В.А.* Цеолиты вулканогенных и плутоногенных рудных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 9. С. 54–60.
- Супрычев В.А.* Метагенетические цеолиты стадий катагенеза и протометаморфизма осадочных и осадочно-вулканогенных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 1. С. 37–42.
- Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36–50.
- Ферсман А.Е.* Цеолиты России и их минералогия. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 567–702.
- Челищев Н.Ф.* К вопросу о номенклатуре и классификации природных цеолитов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 99–103.
- Челищев Н.Ф., Бернштейн Б.Г., Володин В.Ф.* Цеолиты – новый тип минерального сырья. М.: Недра, 1987. 176 с.
- Шевчук В.Д.* Перспективы и проблемы промышленного использования природных цеолитов Камчатки // Горный Вестник Камчатки. 2008. Вып. 3. С. 32–34.
- Armbruster T., Gunter M.E.* Crystal Structures of Natural Zeolites // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2001. V. 45. № 1. P. 1–67.
- Aoki M.* Hydrothermal alteration of chabazite // J. Japan Assoc. Miner. Petr. Econom. Geol. 1978. V. 73. P. 155–166.
- Barth-Wirching U., Holler H.* Experimental studies on zeolite formation conditions // Eur. J. Miner. 1989. V. 1. № 4. P. 489–506.
- Boles J.R.* Zeolites in deep-sea sediments. Mineralogy and geology of natural zeolites // Miner. Soc. Amer. 1977. V. 4. P. 130–163.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T. et al.* Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 1571–1606.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.M.* The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses // Geochim. Cosmochim. Acta. 1959. V. 17. № 1/2. P. 53–107.
- Gottardi G.* The genesis of zeolites // Eur. J. Mineral. 1989. V. 1. № 4. P. 479–487.
- Gottardi G., Galli E.* Natural Zeolites // Part of the Minerals and Rocks book series // Minerals. 1985. V. 18. 409 p.
- Jijima A., Utada M.* A critical review on the occurrence of zeolites in sedimentary rocks in Japan // Jap. J. Geol. and Geogr. 1972. V. 42. № 1/4. P. 61–83.
- Liou J.G.* Stilbite–laumontite equilibrium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1971. V. 31. № 3. P. 171–177.
- Marantos I., Christidis G.E., Ulmanu M.* Zeolite formation and deposits // Natural Zeolites Handbook. Bentham Science Publishers Ltd, 2011. P. 19–36.
- Moncure G.K., Surdam R.C., Mokague H.L.* Zeolite diagenesis below Pahute Mesa, Nevada test site // Clays and Clay Miner. 1981. V. 29. № 5. P. 385–396.
- Mumpton F.A.* La roca magica: Uses of natural zeolites in agriculture and industry // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America J. 1999. V. 96. № 7. P. 3463–3470.
- Ortiz F.A.Q., Valenzuela J.T., Reyes C.A.R.* Zeolitization of Neogene sedimentary and pyroclastic rocks exposed in Paipa (Boyaca), in the Colombian Andes: simulating their natural formation conditions // Earth Sci. Res. J. 2011. V. 15. № 2. P. 2–20.
- Passaglia E., Sheppard R.A.* The Crystal Chemistry of Zeolites // Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2001. V. 45. P. 69–116.
- Passaglia E.* The crystal chemistry of chabazites // American Mineralogist. 1970. V. 55. P. 1278–1301.
- Rochler H.W.* Zonal distribution of montmorillonite and zeolites in Laney Shala Member of the Green River Formation in the Washakie Basin, Wyoming // Geol. Survey Professional Paper. Washington: United States Government Printing Office, 1972. № 800-B. P. 121–124.
- Rychagov S.N., Sandimirova E.I., Chernov M.S., Sergeyeva A.V.* Formation of Alkaline Mineralization in Acid Leaching Zone of Pauzhetka Hydrothermal System (South Kamchatka) // Proceedings of XXXV International Conference Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits, Moscow, 3–7 September 2018. M.: GEOKHI RAS, 2018. P. 255–259.
- Sheppard R.A.* Zeolites in sedimentary rocks // Geol. Survey Professional Paper. Washington: United States Government Printing Office, 1973. № 820. P. 279–310.
- Sheppard R.A., Gude A.J.* Zeolites and Associated Authigenic Silicate Minerals in Tuffaceous Rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona // Geol. Survey Professional Paper. Washington: United States Government Printing Office, 1973. № 830. P. 543–578.
- Seryotkin Y.V.* Influence of content of pressure-transmitting medium on structural evolution of heulandite: Single-crystal X-ray diffraction study // Microporous and Mesoporous Materials. 2015. V. 214. P. 127–135.
- Smith J.V., Rinaldi R., Dent Glasser L.S.* Structures with a Chabazite Framework: II. Hydrated Ca-Chabazite at Room Temperature // Acta Crystallogr. 1963. V. 16. P. 45–53.
- Zozulya D.R., Kullerud K., Ravna E.K. et al.* Mineralogical and Geochemical Constraints on Magma Evolution and Late-Stage Crystallization History of the Breivikboth Sili-carbonatite, Seiland Igneous Province in Northern Norway: Prerequisites for Zeolite Deposits in Carbonatite Complexes // Minerals. 2018. V. 8. № 537. P. 1–23.

Zeolite Mineralization in Argillizites of the East Pauzhetka Thermal Field as the Indicator of Alkaline Fluid Unloading in the Modern Hydrothermal System (Southern Kamchatka)

E. I. Sandimirova^{1, *}, S. N. Rychagov^{1, **}, A. V. Sergeyeva¹, and V. M. Chubarov¹

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

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

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

In argillizites of the East Pauzhetka thermal field of Pauzhetka hydrothermal system the zone of an intensive zeolitization which is presented by average- and high-siliceous calcic types of zeolites – lomontite, mor-denite, geilandite-Ca and stilbite-Ca is revealed. It is most widespread stilbite-Ca. Zeolites well differ as based on the ratio of Si and Al entering a framework of zeolites and on the maintenance of extra frame cations (Ca, Mg, Na, K, Sr, Ba). The zeolites formation are happens in the lower horizons of hydrothermal clays and in the argillizirovanny andesites of the basis of thickness and when unloading deep alkaline chloridno-sodium solutions and their mixture to acid vapor condensates. The formed sequence of zeolites in a near-surface zone of unloading of alkaline solutions to some extent reflects change of zeolites facies in the deep system horizons: from average-siliceous lomontite – to high-siliceous stilbite-Ca. The general conclusion about regressive orientation of processes of hydrothermal metamorphism in structure of the Pauzhetka system is confirmed – from medium temperature ancient propylites to modern low-temperature argillizites.

Keywords: hydrothermal system, argillizites, unloading alkaline solutions, average- and high-siliceous zeolites

УДК 551.217(551.3)

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВОЙ ГЛИНЫ

© 2022 г. П. Е. Белоусов^а, *, Н. Д. Карелина^а^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: pitbl@mail.ru

Поступила в редакцию 11.04.2022 г.

После доработки 18.05.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

Данная работа посвящена изучению бентонитовых глин вулканогенного генезиса. Рассмотрены геолого-структурная позиция месторождений, палеогеографические условия осадконакопления, структурно-текстурные особенности пород и их диагностические признаки. Выделены рудоконтролирующие факторы образования бентонитов вулканогенно-осадочного и гидротермального происхождения. Выполнен сравнительный анализ исходного вулканогенного материала месторождений России и зарубежных стран. На примере Даш-Салахлинского месторождения (респ. Азербайджан) и бентонитоносной провинции о. Сахалин показаны особенности образования бентонитов различного генезиса. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что состав материнского вещества при образовании бентонитов колеблется в широких пределах от пород базальтового до риолитового состава. При этом основным фактором, определяющим образование бентонитов, является не состав материнского вещества, а тип бассейна седиментации и физико-химические условия.

Ключевые слова: бентонит, минералообразующие системы, вулканизм, диагенез, гидротермальные процессы, Сахалин, Даш-Салахлинское месторождение

DOI: 10.31857/S0203030622060025

ВВЕДЕНИЕ

Бентонитовые глины являются одними из важнейших неметаллических полезных ископаемых, используемых не только в классических отраслях промышленности, таких как металлургия, литейное производство и бурение, но и в высокотехнологичных – производство нанокompозитов, системы доставки лекарственных компонентов, элементов инженерных буферов безопасности при захоронении РАО и др. [Белоусов, Крупская, 2019]. Всего насчитывается более 200 различных отраслей использования бентонитовой глины. Ориентировочные запасы в России составляют 194 млн т категории А + В + С₁ и 145.2 млн т категории С₂ [Государственный баланс запасов полезных ископаемых, 2019]. Всего на баланс поставлено 38 месторождения.

В минералогическом плане, бентониты относятся к тонкодисперсным слоистым алюмосиликатам, состоящим не менее чем на 50–60% из минералов группы смектита, в основном монтмориллонита. Структура монтмориллонита представляет собой трехслойный пакет (2 : 1): два слоя кремнекислородных тетраэдров, с двух сторон покрывают слой алюмогидроксильных октаэдров. Дан-

ные особенности структуры придают монтмориллониту особые свойства, такие как связующая способность, способность к набуханию, высокая термоустойчивость и сорбционные свойства.

Большинство месторождений высококачественного бентонита связано с вулканизмом, а их образование является результатом разложения вулканогенных и магматических пород (туфы, туффиты, пеплы, порфиры и т.п.) под действием слабощелочных морских вод или гидротерм. Рассматривая геолого-структурные обстановки образования бентонитовых глин, можно выделить два основных типа систем: активные континентальные окраины и прилегающие к ним краевые части платформ в эпоху активного вулканизма (рис. 1а) и континентальные окраины, краевые части платформ и щитов в эпоху стабилизации тектонических движений (см. рис. 1б). В данной работе будет рассмотрен только первый тип, а именно месторождения бентонита вулканогенно-осадочного (диагенетические) и гидротермального генезиса.

Основными целями данного исследования были обзор особенностей образования бентонитов вулканогенного генезиса и изучение состава

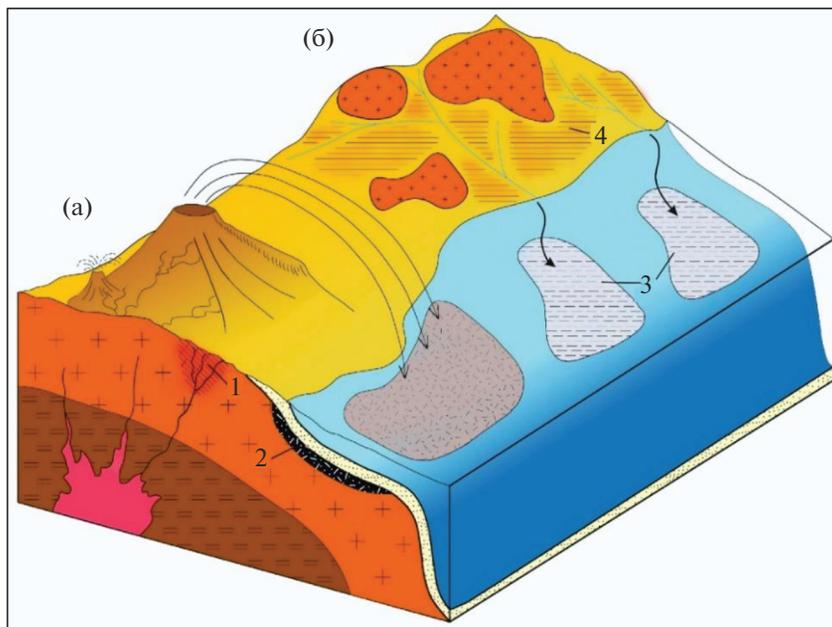


Рис. 1. Упрощенная схема минералообразующих систем бентонитовых месторождений.
 а – активная континентальная окраина; б – пассивная континентальная окраина.
 1–4 – генетические типы: 1 – гидротермальные, 2 – вулканогенно-осадочные, 3 – осадочные, терригенно-диагенетические, 4 – остаточные.

исходных пород, подвергавшихся аргиллитизации на примере различных месторождений России и зарубежных стран. С этой целью были собраны статистические данные по химическому составу наиболее крупных и хорошо изученных месторождений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Данная работа подготовлена на основании как собственных полевых и лабораторных работ по месторождениям бентонита России (10-й Хутор, Тихменевское, Вахрушевское, Макаровское), стран СНГ и Ближнего Востока (Даш-Салахлинское, Таганское, Фердос), так и опубликованных материалов по наиболее крупным и хорошо изученным месторождениям Греции (Чиос, Самос, Ферес, Скалома, Сапес) [Koutsopoulou et al., 2016], Турции (Халдере, Еникой, Чагис) [Kadir et al., 2019] и Кипра (Поликантос, Скуриотисс, Мони) [Christidis, 2006].

Были проанализированы геологические условия образования и строение месторождений, палеогеографические условия осадконакопления и структурно-текстурные особенности образцов бентонитов. На основании соотношения породообразующих и микроэлементов был восстановлен состав исходных пород. Использовался титановый модуль и диаграмма Винчестера–Флойда [Winchester, Floyd, 1977; Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979]. Титановый модуль рассчитывается из соотношения оксида титана к оксиду алюминия. От-

ношение TiO_2/Al_2O_3 менее 0.02 соответствует кислым породам, более 0.06 – для основных, а промежуточные значения модуля характерны для пород среднего и щелочного состава. Диаграмма Винчестера–Флойда строится на основании соотношений малоподвижных элементов – циркона к титану и ниобия к иттрию.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ

Существуют различные взгляды на генетическую классификацию бентонитовых глин. По своей сути они схожи, связывая образование бентонитов с изменением пеплов и туфов, но в тоже время имеют некоторые принципиальные отличия. Например, М. Вилсон [Wilson, 2013] подразделяет бентониты в зависимости от механизма их образования: выветривание, переотложение, педогенез, диагенез и гидротермальное преобразование материнских пород. Д. Кристидис и В. Хаф [Christidis, Huf, 2009] выделяет бентониты диагенетического, гидротермального и осадочного генезиса. Причем, осадочный тип рассматривается как образование смектита по терригенному материалу и глинистым минералам (каолинит, иллит) в соленых озерах и солончаках, без процесса разложения вулканического пепла.

Российская генетическая классификация бентонитовых глин, имеет свои особенности [Кирсанов, 1972; Дистанов, 2000; Наседкин и др., 2001]. Месторождения бентонитов делятся на вулкановулкано-логия и сейсмология

генно-осадочные, гидротермальные, осадочные и остаточные (элювиальные). Рассмотрим два основных генетических типа связанных с вулканизмом.

Для бентонитов *вулканогенно-осадочного типа* характерно высокое качество сырья и пластообразная форма тел. Они формируются путем подводного преобразования вулканических пеплов [Кирсанов, 1972; Дистанов, 2000; Наседкин и др., 2001]. в слабощелочных условиях прибрежных частей морей, заливах, лагунах и озерах. В более ранних работах [Кирсанов, 1972] было принято считать, что состав обменного комплекса бентонитовой глины зависит от типа водоема, в котором осаждался пепловый материал – в пресных водах образуется щелочно-земельный тип бентонитов (преобладает Са и Mg), а в морских водах, обогащенных солями натрия, образуются щелочные бентониты с преобладанием катионов натрия в межслое. Однако, изучение месторождений о. Сахалин и Приморского края показало, что тип бентонита в основном связан со вторичными изменениями, например, влиянием подземных и грунтовых вод, о чем свидетельствует зональность месторождений – на глубине ниже уровня грунтовых вод идет постепенный переход от щелочноземельных к щелочным разновидностям бентонита [Белоусов, Наседкин, 2015; Белоусов и др., 2022]. Одним из явных диагностических признаков является присутствие реликтов пористого вулканического стекла, которое не полностью преобразовалось до монтмориллонита.

Зачастую, бентонитоносные провинции вулканогенно-осадочного генезиса пространственно и генетически связаны с угольными бассейнами. Связь между месторождениями бентонитовых глин и угленосными отложениями объясняется тем, что условия осадконакопления ископаемых углей благоприятны для формирования бентонитовых залежей – морские прибрежные зоны мелководья, лагуны и заливы. Процессы накопления органических остатков прерываются в результате осаднения пеплов. В этом случае прослеживается ритмичное переслоивание пластов угля и бентонитовой глины [Белоусов, Наседкин, 2015; Belousov et al., 2021]. В случае значительного преобладания объема осевшего пеплового материала над объемом органического вещества, pH среды соответствует исходным морским водам и образуются смектиты. В случае преобладания органических остатков, над объемом пеплового материала, pH системы понижается до слабокислых значений pH и образуются тонштейны каолинового состава [Вергунов и др., 2019; Belousov et al., 2021].

Стоит отметить, что вулканогенно-осадочные бентониты неогенового, палеогенового и частично мелового возраста в большинстве случаев встречаются с бурыми углями, тогда как камен-

ноугольные бентониты – с каменными. В целом, бентонитовые глины каменноугольного возраста встречаются реже, что связано с влиянием на них глубокой стадии диагенеза, а в некоторых случаях и начальной стадии метаморфизма. В большинстве случаев такие условия приводят к потере бентонитом способности к набуханию и преобразованию в аргиллиты. Те каменноугольные месторождения бентонита, которые сохранили способность к набуханию приобретают специфические свойства, такие как более высокая плотность, пониженные значения микропористости и величины удельной поверхности. Примером таких бентонитов является месторождение 10-й Хутор [Belousov et al., 2021].

Таким образом, наличие вулканизма в регионе и широкое развитие угольных бассейнов потенциально благоприятно для формирования вулканогенно-осадочных бентонитоносных провинций. Примерами таких провинций можно назвать о. Сахалин (Тихменевское месторождение), Приморский и Хабаровский край, а также республика Хакасия [Белоусов, Крупская, 2019; Белоусов и др., 2022].

Гидротермальные месторождения бентонита связаны с разломами, трещиноватыми вулканогенными и магматическими породами [Петров, 1972; Дистанов, 2000; Белоусов, Крупская, 2019]. Бентонитовые тела в этих месторождениях секут вмещающие породы, имеют штокообразную, дайкообразную и пластообразную форму и обычно большую мощность. Бентониты в этих условиях образуются за счет гидротермального преобразования туфов и пеплов [Наседкин, Ширинзаде, 2008].

Качественное разнообразие образующихся бентонитов и содержание в них сопутствующих компонентов зависят от состава термальных вод, их температуры и щелочности. Благоприятные условия для преобразования туфов в монтмориллонит создаются при низких (50–200°C) и средних (200–300°C) температурах гидротерм и их повышенной щелочности (pH 8–10) [Дистанов, 2000]. Отличительной чертой бентонитов гидротермального генезиса является наличие постепенных переходов: бентонит ↔ монтмориллонитизированная порода ↔ материнская порода. Также диагностическим признаком является наличие близости магматических горных пород (базальты, андезиты и др.).

Месторождения гидротермального типа приурочены к окраинно-континентальным орогенам с зонами глубоких разломов, на краях континентальных блоков в эпоху активизации гидротермальных процессов в зонах активного вулканизма [Дистанов, 2000]. На данный момент в России не разрабатывается ни одного месторождения бентонита гидротермального типа, однако пред-

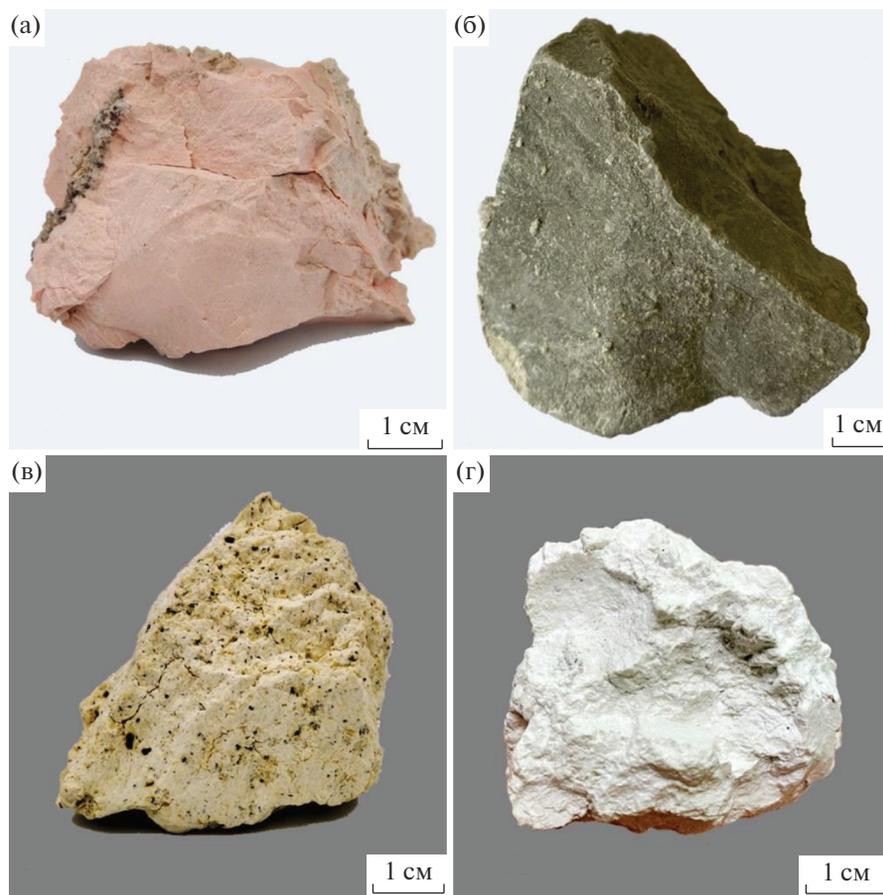


Рис. 2. Фотографии образцов бентонитовой глины вулканогенного происхождения различных месторождений. а – Таганское (республика Казахстан), б – 10-й Хутор (республика Хакасия), в – Даш-Салахлинское (республика Азербайджан), г – Фердос (Иран).

полагается, что в основном они локализованы в Приморском крае.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЕНТОНИТОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Бентонитовые глины вулканогенно-осадочного и гидротермального типа имеют текстурно-структурные особенности, позволяющие отличить их от глин осадочного генезиса. На основании исследования бентонитов из месторождений различного генезиса были выявлены их отличительные петрографические черты. В большинстве случаев они имеют светлый окрас, встречаются белые, серые, желтые, розовые, красные, зеленоватые и голубоватые разновидности (рис. 2). В сухом виде бентонит довольно крепкий, массивный (см. рис. 2б, г), в некоторых случаях землистый. Встречаются бентониты с тонкослоистой текстурой, связанные в основном с чередованием бен-

тонитовой глины и небольших слоев углистого вещества, и с мелкозернистой текстурой, связанные с примесью сохранившихся остатков материнских пород. В этом случае в образцах наблюдаются включения темноцветных минералов. В зонах с активной тектонической деятельностью наблюдаются бентониты с прожилками, заполненными вторичной минерализацией (см. рис. 2а). В некоторых случаях бентониты унаследуют слабо выраженную текстуру исходных пород, по которым были образованы, например, туфобрекчиевую (см. рис. 2в), что делает их визуальную диагностику в полевых условиях затруднительной. При намокании бентониты становятся мылообразными, липкими и набухают.

Структурные особенности представляют собой важный диагностический признак, позволяющий установить генезис и особенности образования бентонитов. Поскольку, как при гидротермальном процессе, так и при диагенезе, образование монтмориллонита связано с девитрификацией вулканического стекла, полевых шпатов и прочих породообразующих минералов, зачастую в шли-

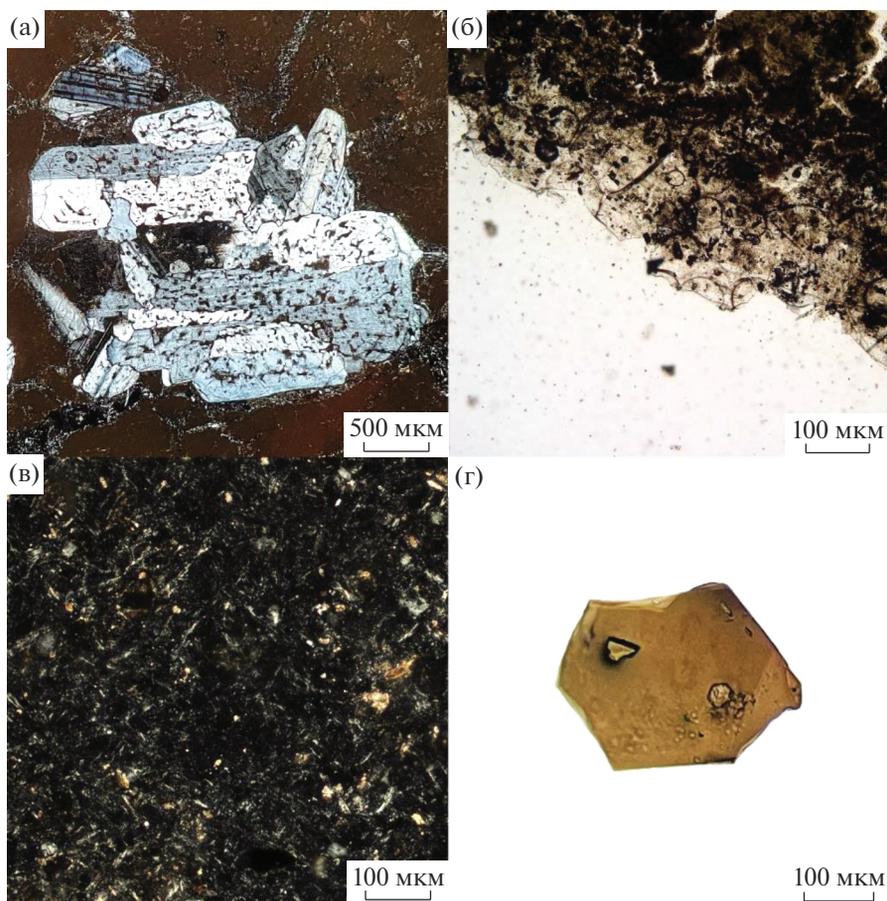


Рис. 3. Микрофотографии бентонитовой глины вулканогенного происхождения. а – зерно полевого шпата с порами выщелачивания (Даш-Салахлинское месторождение); б – перлитовая структура разложения вулканического стекла (Тихменевское месторождение); в – монтмориллонит с пелитовой структурой с включениями зерен полевых шпатов (месторождение 10-й Хутор); г – хорошо раскристаллизованная чешуйка слюды, образовавшаяся в результате гидротермальной деятельности (Даш-Салахлинское месторождение).

фах или отмытых кристаллических фракциях можно наблюдать процессы выщелачивания исходных минералов. На рис. 3а изображен кристалл полевого шпата с порами выщелачивания, подвергшийся интенсивному преобразованию. Такое избирательное выщелачивание может быть связано с зональным строением полевого шпата, и изменением химического состава от центра к периферии. Наглядным примером девитрификации вулканического стекла являются его недоразвитые остатки с перлитовой структурой (см. рис. 3б). Поскольку вулканическое стекло является менее стабильным в слабощелочных условиях, такие реликты встречаются редко, обычно в отложениях неогенового возраста.

Основная же масса бентонитовых глин под микроскопом имеет пелитовую структуру, с примесью зерен кварца, полевого шпата, слюды и т.п. (см. рис. 3в). В бентонитах гидротермального генезиса нередко наблюдается большое скопление хорошо раскристаллизованных чешуек слюдистых минералов (см. рис. 2в, 3г).

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Одними из важных рудоконтролирующих факторов формирования бентонитовых глин вулканогенно-осадочного и гидротермального генезиса являются физико-химические условия среды минералообразования. Для образования смектита необходима слабощелочная среда с рН 7–8, причем, при разложении вулканических пеплов свободная щелочь нейтрализуется, что приводит к необходимости поступления нового щелочного раствора, в большинстве случаев – морской воды [Wilson, 2013]. По этой причине, для образования месторождений бентонитовой глины наиболее приемлема открытая система накопления вулканического материала – заливы, лагуны, прибрежные озера. Также для поддержания благоприятных условий необходим постоянный вынос избытка кремнезема, который образуется при разложении вулканического пепла. В противном случае могут образовываться цеолиты [Marantos, 2011]. Благоприятным фактором является высокое соотношение вода : вулканический

Таблица 1. Минералообразующие системы: бентонитовая глина

Генетические типы	Вулканогенно-осадочный, гидротермальный, осадочный, остаточный
Геотектоническая обстановка	<i>Вулканогенно-осадочные:</i> окраинно-континентальные орогены и прилегающие к ним краевые части платформ в эпоху активного вулканизма; <i>гидротермальный:</i> окраинно-континентальные орогены с зонами глубинных разломов, в эпоху активизации гидротермальной деятельности; <i>осадочный</i> — краевые части платформ и щитов в эпоху стабилизации тектонических движений; <i>остаточный:</i> условия развития платформ в окраинных частях кратонов и окраинно-континентальных орогенов
Палео-географические обстановки	<i>Вулканогенно-осадочные:</i> условия морских и озерных бассейнов, прибрежные шельфовые зоны, лагуны и заливы с проточной водой; <i>гидротермальный:</i> вулканические пояса; <i>осадочный:</i> морские и озерные бассейны платформенного типа; <i>остаточный:</i> суша
Возраст	C ₁ , J, K, Pg, Ng
Материнская порода	Вулканогенные породы, по составу от кислых до основных

Количество месторождений, поставленных на баланс — 38. Балансовые запасы категории А + В + C₁ — 194 млн т.

пепел в системе осаждения материала и высокое значение Mg^{2+}/H^+ (табл. 1).

В российской литературе [Наседкин и др., 2001] было принято считать, что материалом для образования бентонитов служили в основном вулканические породы кислого состава (риолиты, дациты и промежуточные разности). С целью изучения этого вопроса был использован распространенный подход при изучении новообразованных пород гидротермального и вулканогенно-осадочного типа — восстановление состава материнской породы, путем составления диаграмм соотношений химических элементов [Winchester, Floyd, 1977; Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979]. Данные диаграммы имеют свои недостатки и ограничения, однако, дают некоторое понимание о типе материнской породы и строятся на основе наименее подвижных элементов, чтобы исключить влияние возможной миграции элементов как из новообразованных глин, так и наоборот. В роли объектов исследования были выбраны хорошо изученные месторождения России и зарубежных стран, образованные в различных геологических обстановках из вулканогенного материала различного состава.

Полученные результаты (рис. 4, табл. 2) свидетельствуют о том, что исходным вулканическим материалом на многих месторождениях бентонитовой глины действительно служат породы кислого состава. Однако, как видно из диаграммы Винчестера и Флойда (см. рис. 4), они могут образовываться, в том числе по породам основного и среднего ряда, что подтверждается значением титанового модуля (см. табл. 2). По составу щелочных элементов, в основном это породы умеренно- и нормально-щелочного ряда.

Таким образом можно сделать заключение, что основным фактором, оказывающим влияние на образование бентонитовых глин, а не других алюмосиликатов, является не состав материнско-

го вещества, а тип бассейна седиментации и физико-химические условия.

Как видно из табл. 2, исходным материалом для образования бентонитовой глины на месторождениях Греции в основном послужили породы трахиандезитового состава. Основная часть месторождений Турции образовались по породам от риолитового до трахитового состава. В образовании месторождений Кипра принимали участие породы андезитового, андезит-базальтового и базальтового состава. Российские месторождения связаны с вулканизмом риолит-дацитового состава (см. рис. 1, табл. 2).

Все изученные месторождения бентонита относятся к нижнекаменноугольному отделу, меловой, палеогеновой, неогеновой системам, в меньшей степени — к юрской (см. табл. 1).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ БЕНТОНИТЫ ДАШ-САЛАХЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В качестве примера бентонитовой глины гидротермального генезиса рассмотрим Даш-Салахлинское месторождение, расположенное в республике Азербайджан, детальные геологические исследования которого проводились В.В. Наседкиным [Наседкин, Ширинзаде, 2008]. Данное месторождение высококачественного бентонита находится в 2 км к западу от с. Даш-Салахлы и 10–12 км к северо-западу от г. Газах, на границе с Республикой Армения.

В геологическом плане месторождение представлено тремя бентонитовыми залежами, локализованными в пределах кальдеры. Палеокальдера связана с развитием верхнемелового вулканизма, приуроченного к северной части Газахского прогиба Малого Кавказа [Наседкин, Ширинзаде, 2008] (рис. 5). Образование кальдеры последовало после мощных эксплозивных извержений из

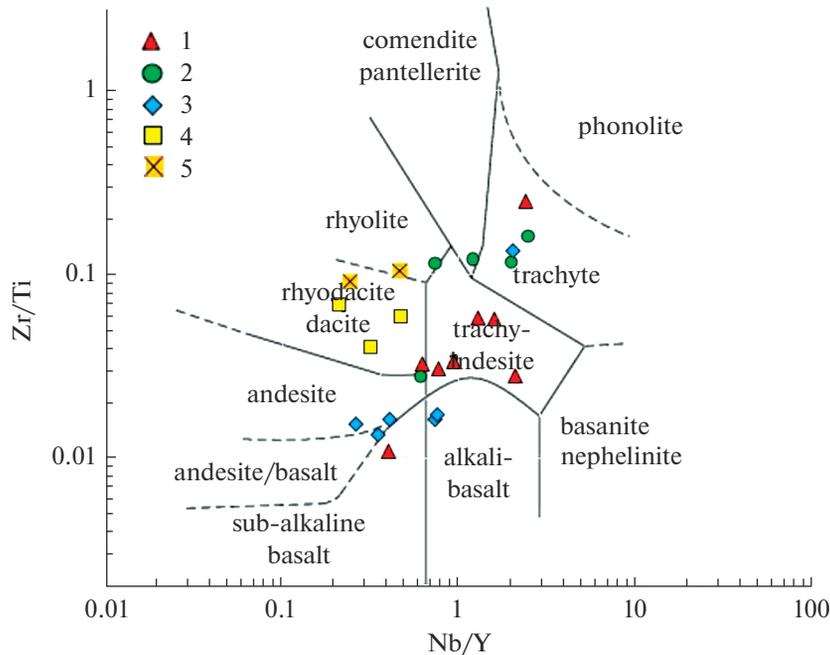


Рис. 4. Состав материнских пород различных месторождений бентонита, восстановленный по диаграмме Д.А. Винчестера и П.А. Флойда [1977].

1–5 — месторождения: 1 — Чиос, Самос, Ферес, Скалома, Сапес (Греция), 2 — Халдере, Еникой, Чагис (Турция), 3 — Поликантос, Скуриотисс, Мони (Кипр), 4 — 10-й Хутор (республика Хакасия), 5 — Тихменевское (Сахалинская обл.).

относительно крупного по масштабу вулканического центра. После проседания ранней кальдерной впадины формировалась система дополнительных разломов, вдоль которых возникли более мелкие вулканические центры, с которыми также связана эксплозивная деятельность. По составу продукты извержения имели кислый состав типа трахидацита и трахириолита. Вблизи вулканических аппаратов отлагался более грубый пирокластический материал и по мере удаления он сменялся более тонкозернистыми разностями. В большинстве случаев пирокластические толщи состояли из обломков вулканического стекла, реликты которого отчетливо заметны во многих разновидностях бентонитов месторождения [Наседкин, Ширинзаде, 2008].

Основание толщи сложено песчаниками, песчанистыми известняками, туфобрекчиями и известняками альбского яруса нижнего мела. Выше следуют песчаники, песчанистые известняки и порфириды сеноман–турона. Далее выше по разрезу залегают порфириды и туфобрекчии турона и коньякского яруса. Основные породы этих ярусов сменяются трахиандезитовыми туфами и туфогенными породами сантона, которые слагают основную часть разреза. Трахиандезитовые туфы в свою очередь локально перекрываются дацитовыми и риолит-дацитовыми туфами, приуроченными к местам выхода экструзивных куполов. Кислые экструзии и связанные с ними пирокла-

стические образования также датируются сантонским ярусом. Общая мощность пирокластических пород андезитов и риолит-дацитов варьирует от 15–20 до 150 м. Сантонские эффузивы и их пирокласты притерпели интенсивную аргиллизацию, связанную с гидротермальными растворами, образовавшимися в результате теплового воздействия вулканических очагов. Данные очаги расположены на глубине 2–3 км. Разрез верхнемеловых отложений венчается известняками кампанского яруса [Наседкин, Ширинзаде, 2008].

В связи с неравномерным распределением отдельных залежей бентонита, площадь распространения бентонитовых глин была разделена на три участка: Центральный, Северный и Южный. Каждый участок представлен обособленным бентонитовым телом, со своими характерными признаками [Наседкин, Ширинзаде, 2008]. Мощность бентонитовых тел варьирует от 10–15 до 100–120 м. Залегание пологое 2°–12°. Данное месторождение можно отнести к одному из крупнейших в мире, доказанные запасы которого в начале его разработки составляли 86 млн т. На данный момент запасы месторождения составляют чуть менее 82 млн т. Высокое качество бентонита определяется содержанием щелочного монтмориллонита от 75 до 85% [Белоусов, 2013; Наседкин, Ширинзаде, 2008]. В виде примесей

Таблица 2. Химический состав и титановый модуль бентонитовой глины различных месторождений

Обр. №	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	ППП	Zr	Nb	Y	Ti модуль	Ссылки*
	%										ppm					
CH-5	57.80	12.63	1.22	5.81	5.21	0.50	0.29	0.15	–	0.03	14.30	86.00	40.00	25.00	0.01	
CH-13	65.00	13.24	1.05	2.91	1.47	1.19	0.89	0.13	–	0.01	14.05	75.00	35.00	27.00	0.01	Греция ¹
SM-12	66.05	13.08	1.53	1.94	1.58	0.45	0.41	0.08	–	0.06	14.78	201.00	82.00	34.00	0.01	
SM-15	70.50	9.88	1.30	2.27	1.23	0.62	0.72	0.67	–	0.01	12.72	189.00	59.00	28.00	0.07	
F14/28	56.58	16.46	2.89	1.74	3.81	1.84	2.35	0.56	–	0.05	11.50	189.00	16.00	17.00	0.03	
FPA-209	60.03	16.55	3.65	2.92	2.41	1.70	0.53	0.56	–	0.45	12.31	183.00	10.00	16.00	0.03	
SKA-4/20	58.98	13.77	1.52	2.75	3.50	0.77	0.37	0.31	–	0.21	17.37	95.00	13.00	17.00	0.2	
AP-2A	55.75	17.81	6.56	2.54	0.67	0.42	2.76	0.81	–	0.06	12.03	89.00	8.00	20.00	0.05	
CLD-4	52.54	15.23	1.49	5.85	1.33	0.11	0.24	0.07	<0.01	<0.01	23.00	112.80	22.90	9.20	0.00	Турция ²
CLD-11	50.70	15.01	1.69	6.60	2.00	0.05	0.32	0.10	0.02	0.02	23.30	114.10	21.00	28.00	0.01	
YNK-10	57.51	17.62	6.02	1.39	0.02	0.04	2.91	0.73	0.06	0.01	13.50	201.50	14.20	23.20	0.04	
CGS-7	51.79	14.04	1.55	6.95	1.29	0.06	0.24	0.09	0.01	<0.01	23.80	104.60	18.70	9.40	0.01	
CGS-13	51.45	14.81	1.52	5.64	1.97	0.05	0.19	0.09	0.01	0.04	24.10	108.30	20.30	16.70	0.01	
1	73.20	10.12	4.56	2.20	0.95	0.97	1.52	0.59	0.36	0.06	4.50	90.40	10.30	39.70	0.06	Кипр ³
3	59.54	22.21	3.20	3.68	0.98	1.52	0.55	0.19	0.09	0.08	6.89	257.50	12.20	6.00	0.01	
6	64.02	13.38	7.30	2.81	1.17	1.56	1.83	0.55	0.39	0.18	6.35	90.00	19.00	26.00	0.04	
13	71.52	10.57	5.51	2.47	0.97	1.48	1.49	0.63	0.20	0.14	4.24	102.50	13.20	32.50	0.6	
14	69.51	11.43	5.75	2.70	0.98	1.58	1.66	0.67	0.22	0.13	4.60	90.90	12.50	36.10	0.6	
15	63.49	14.75	7.05	2.30	1.65	0.60	2.19	1.21	0.20	0.11	5.87	211.20	24.90	32.90	0.08	
2B	72.09	11.69	2.14	1.60	0.64	1.18	2.02	0.53	0.09	0.05	7.77	312.00	16.00	34.00	0.05	Россия ^{4,5}
2C	54.49	16.87	3.56	2.85	3.58	1.04	1.00	0.54	0.24	0.03	15.55	370.00	21.00	99.00	0.03	
6A	51.86	14.37	9.99	2.40	5.85	1.30	1.41	0.65	0.28	0.60	11.08	263.00	15.00	47.00	0.05	
3/1	67.12	13.73	2.47	2.73	0.60	1.30	0.24	0.09	<0.01	0.01	11.67	82.00	9.00	37.00	0.01	
6/1	71.65	10.52	1.96	1.96	0.59	1.35	0.25	0.10	<0.01	0.01	11.58	105.00	12.00	26.00	0.01	
6/2	70.44	14.38	1.69	1.86	0.67	1.69	0.31	0.15	<0.05	<0.01	8.73	–	–	–		

Примечание. Ссылки* – 1 – [Koutsopoulou et al., 2016]; 2 – [Kadir et al., 2019]; 3 – [Christidis, 2006]; 4 – [Belousov et al, 2021]; 5 – [Белоусов, Наседкин, 2015].

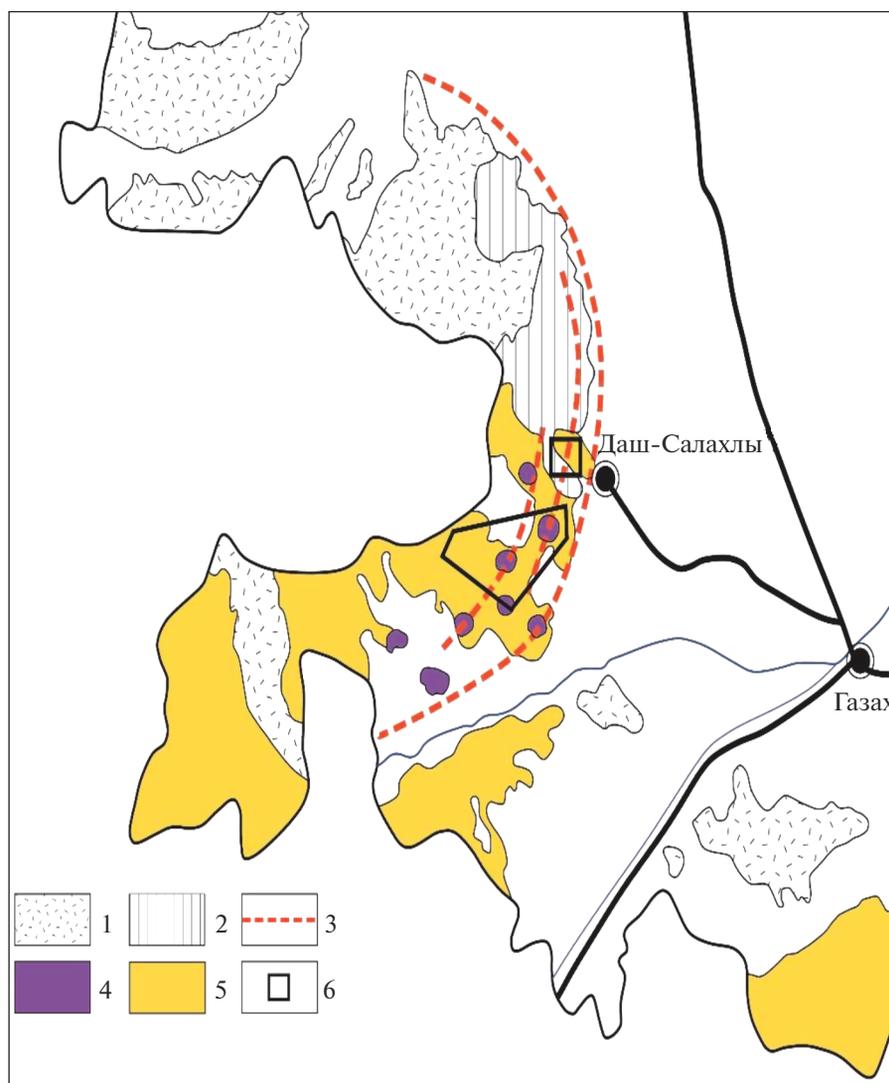


Рис. 5. Схематическая карта дочетвертичных отложений строения Газахского прогиба (по [Наседкин, Ширинзаде, 2008] с упрощениями).

1 — трахиандезиты, трахибазальты, трахиандезитовые туфы, андезиты; 2 — глины, песчаники, известняки; 3 — тектонические разломы; 4 — риолит-дацитовые экструзивы; 5 — аргиллитизированные туфы и бентонитовые глины; 6 — отработываемые участки Даш-Салахлинского месторождения.

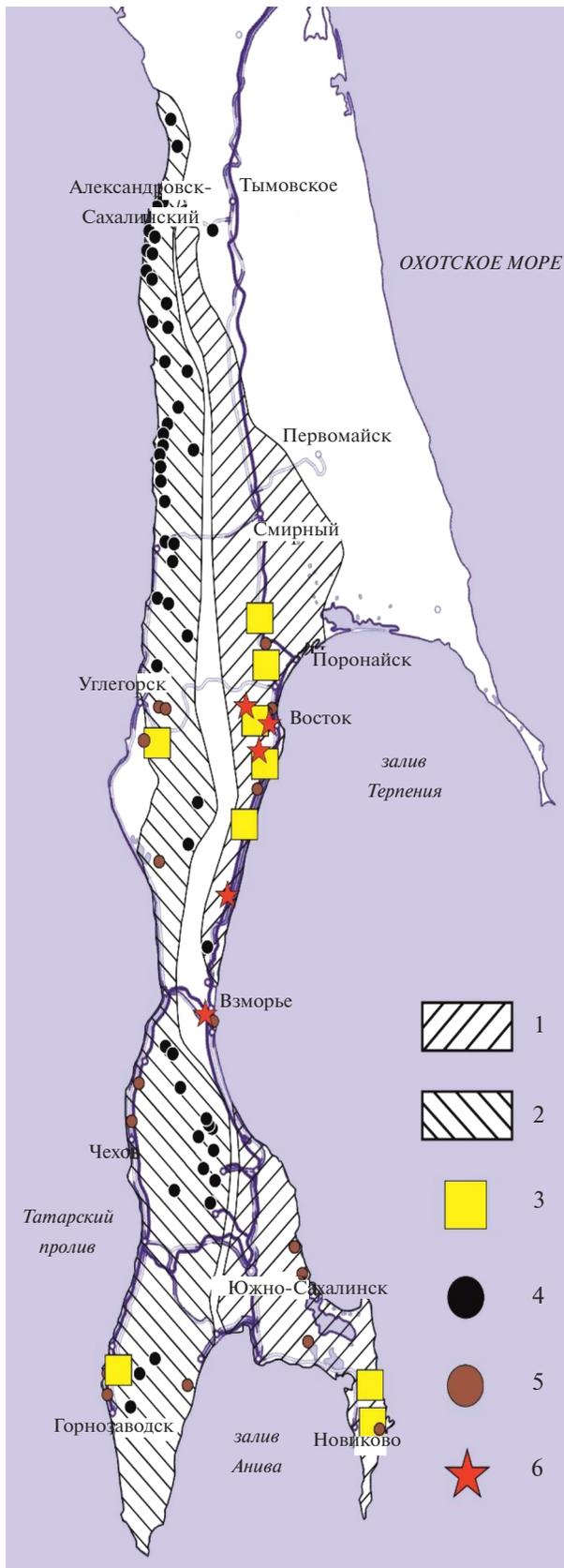
присутствуют кварц и полевой шпат, кристобалит, кальцит, слюда.

На основании структурно-текстурных особенностей и минерального состава были выделены следующие группы разновидностей бентонитов Даш-Салахлинского месторождения [Наседкин, Ширинзаде, 2008]: а) однородные, массивные зеленые и желтые бентониты со слабовыраженной туфобрекчиевой текстурой (см. рис. 2в); б) грубослоистые агломератовые бентониты грязно-зеленого цвета с щелевидными тонкими порами в обломках; в) тонкослоистые светло-зеленые бентониты; г) грубообломочные бентониты; д) брекчиевые бентониты с примесью биотита; е) известковистые песчано-алевритовые бентониты. Состав материнских по-

род в данном случае не обязательно определять геохимическими методами, поскольку в большинстве случаев они граничат с бентонитовыми толщами или представлены в переходных зонах.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ БЕНТОНИТЫ О. САХАЛИН

Месторождения бентонитовой глины о. Сахалин относятся к вулканогенно-осадочному типу и являются хорошим примером для рассмотрения парагенетических связей и рудоконтролирующих факторов, предложенных в данной статье. Бентонитовосность о. Сахалин генетически связана с миоценовыми туфо-осадочными угленосными



←
Рис. 6. Карта распространения месторождений и проявлений угля и бентонитовой глины на южной части о. Сахалин. 1 – Центрально-Сахалинский каменноугольно-буроугольный бассейн; 2 – Западно-Сахалинской каменноугольный бассейн; 3 – месторождения и проявления бентонитовой глины; 4 – месторождения каменного угля; 5 – месторождения бурого угля; 6 – установленные центры миоценового вулканизма.

отложениями верхнедуйской, реже, нижнедуйской свитами миоценового возраста [Белоусов, Наседкин, 2015; Белоусов, Крупская, 2019]. Наблюдается парагенетическая связь между угленосными толщами, бентонитами и туфогенным материалом. Связь между бентонитовыми глинами и угленосными отложениями можно объяснить тем, что их образование происходит в схожих условиях: условия морских и озерных бассейнов, прибрежные шельфовые зоны, лагуны и заливы с проточной водой. Источниками пеплов, по которым образовывались бентониты, были центры миоценового вулканизма, расположенные от пос. Взморье на юге до пос. Вахрушев на севере побережья (рис. 6). Их местоположение в настоящее время фиксируется по вскрытым эрозией корневым частям вулканических аппаратов. Как было установлено [Белоусов, Наседкин, 2015; Белоусов, Крупская, 2019], по составу они относятся к кислым породам риолитового и риолит-дацитового состава. В условиях слабощелочной среды прибрежных морских вод, пепловый материал подвергся девитрификации с дальнейшим переходом в монтмориллонит.

Как видно из рис. 6, на территории Сахалина наблюдаются два крупных угольных бассейна, Центрально-Сахалинский и Западно-Сахалинской, в пределах которых и расположены основные месторождения каменного и бурого угля. Основная часть крупных месторождений бентонита приурочена к Центрально-Сахалинскому бассейну, и расположена внутри буроугольных бассейнов. Пласты бентонита залегают как в подошве, так и кровле буроугольных отложений.

Наиболее детально изучены месторождения и проявления центрального Сахалина, расположенные вдоль восточного побережья, а именно Тихменевское, Вахрушевское, Макаровское, Леонидовское, общие ресурсы которых составляют порядка 5 млн т [Меренков, 2002; Белоусов, Крупская, 2019]. Тихменевское месторождение поставлено на баланс с запасами категории C_2 – 705 тыс. т. Пласты бентонита залегают под углом 30° – 80° . Мощность пластов колеблется от 0.5 до 10 м. Среднее содержание монтмориллонита в данных месторождениях составляет 60–80%. В некоторых случаях попадаются образцы с содержаниями более 90%. По составу обменного комплекса вы-

деляются как щелочные, так и щелочноземельные бентониты.

На западном побережье расположено Солнцевское проявление бентонитовой глины, залегающее совместно с угольными пластами.

На юго-западном побережье Сахалина расположена серия месторождений и проявлений бентонита. Они также приурочены к буроугольному бассейну. На участках отмечаются слои бентонитовой глины от 0.1 до 3 м.

Помимо крупных объектов на восточном побережье обнаружены и опробованы Островский и Новиковский участки бентонита, расположенные в южной части, на Тонино-Анивском полуострове. Содержание монтмориллонита достигает 60–80%, мощность пластов не выдержана и колеблется от 1 до 10 м. Как и в других случаях, бентониты приурочены к буроугольному месторождению.

Несмотря на то, что о-остов Сахалин представляет собой бентонитоносную провинцию [Сабитов и др., 2007; Белоусов, Наседкин, 2015], сложные геологические условия залегания пластов бентонитовой глины, а также эксплуатация буроугольных месторождений создает определенные сложности для разработки разведанных месторождений и к настоящему моменту добыча бентонитового сырья на острове не ведется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Месторождения высококачественного бентонита связаны с вулканизмом и образуются в результате разложения вулканических и магматических пород под действием слабощелочных морских вод и гидротерм. По условиям образования они делятся на вулканоогенно-осадочные и гидротермальные.

Вулканоогенно-осадочные бентониты формируются путем подводного преобразования вулканических пеплов и туфогенного материала в слабощелочных условиях прибрежных частей морей, заливов, лагунах и озерах с дальнейшим уплотнением и трансформацией на стадии диагенеза. Одним из важнейших поисковых признаков вулканоогенно-осадочных бентонитов является наличие угольных отложений. Гидротермальные месторождения бентонита связаны с разломами, трещиноватыми вулканоогенными и магматическими

породами. Бентониты образуются за счет гидротермального преобразования туфов и пеплов. Бентонитовые глины вулканогенно-осадочного и гидротермального типа в основном имеют светлый окрас, встречаются белые, серые, желтые, розовые, красные, зеленоватые и голубоватые разности.

Проведенные исследования показали, что состав материнского вещества необходимый для образования бентонитов, представлен породами широкого состава, от базальтов до риолитов. При этом, основным фактором, оказывающим влияние на образование бентонитовых глин, а не других алюмосиликатов, является не состав материнского вещества, а тип бассейна седиментации и физико-химические условия.

Рассматривая геологическую позицию и благоприятные условия образования бентонитов вулканогенного происхождения можно сделать заключение, что наиболее перспективными регионами распространения высококачественного бентонита является Дальний Восток, а именно о. Сахалин, Приморский, Забайкальский, Хабаровский и Магаданский край.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов П.Е., Крупская В.В.* Бентонитовые глины России и стран ближнего зарубежья // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 3. С. 79–90.
<https://doi.org/10.18599/grs.2019.3.79-90>
- Белоусов П.Е.* Сравнительная характеристика месторождений высококачественных бентонитов России и некоторых зарубежных стран // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2013. № 2. С. 55–61.
- Белоусов П.Е., Наседкин В.В.* Генезис и особенности условий образования бентонитов Тихменевского месторождения (о. Сахалин) // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2015. № 2. С. 45–51.
- Вергунов А.В., Арбузов С.И., Соболенко В.М.* Минералогия и геохимия тонштейнов в углях Бейского месторождения // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 2. С. 155–166.
- Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации: “Глины Бентонитовые”, 2019; “Глины для буровых растворов”, 2019; “Формовочные материалы”, 2019.
- Дистанов У.Г.* Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерогенеза неметаллов. М.: Геоинформатика, 2000. С. 83–96.
- Кирсанов Н.В.* Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве (Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин). М.: Недра, 1972. С. 39–55.
- Меренков А.М.* Полезные ископаемые Сахалинской области. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 2002.
- Наседкин В.В., Кваша Ф.С., Стаханов В.В.* Бентониты в промышленности России. М.: ГЕОС, 2001. 236 с.
- Наседкин В.В., Ширинзаде Н.А.* Даш-Салахлинское месторождение бентонита. Становление и перспективы развития. М.: ГЕОС, 2008. 85 с.
- Петров В.П.* Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Сабитов А.А., Конюхова Т.П., Трофимова Ф.А. и др.* Бентониты Сахалина // Разведка и охрана недр. 2007. С. 16–21.
- Belousov P., Chupalenkov N., Christidis G.E. et al.* Carboniferous bentonites from 10th Khutor deposit (Russia): composition, properties and features of genesis // Applied Clay science. 2021. V. 215. № 1. P. 1–14.
- Christidis G.E., Huf W.D.* Geological Aspects and Genesis of Bentonites // Elements. 2009. № 5. P. 93–98.
- Christidis G.E.* Genesis and compositional heterogeneity of smectites. Part III: Alteration of basic pyroclastic rocks – A case study from the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus // American Mineralogist. 2006. V. 91. № 4. P. 685–701.
<https://doi.org/10.2138/am.2006.2001>
- Kadir S., Klah T., Erkoyun H. et al.* Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Genesis of Bentonite Deposits in Miocene Volcano–Sedimentary Units of the Balikesir Region, Western Anatolia, Turkey // Clays and Clay Minerals. 2019. V. 67 № 5. P. 371–398.
<https://doi.org/10.1007/s42860-019-00029-w>
- Koutsopoulou E., Christidis G.E., Marantos I.* Mineralogy, geochemistry and physical properties of bentonites from the Western Thrace Region and the islands of Samos and Chios, East Aegean, Greece // Clay Minerals. 2016. V. 51. № 4. P. 563–588.
<https://doi.org/10.1180/claymin.2016.051.4.03>
- Marantos I., Christidis G.G., Ulmanu M.* Zeolite formation and deposits. Handbook of Natural Zeolites. 2011. 19–36.
- Odin G.S., Matter A.* De Glauconiarum Origine // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 611–641.
- Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.* A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins // Sedimentology. 1979. V. 26. P. 407–425.
- Wilson M.J.* Rock-forming minerals. Sheet silicates: clay minerals // The Geological Society. 2013. V. 3C. P. 736.
- Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

Volcano-Sedimentary and Hydrothermal Deposits of Bentonite Clay**P. E. Belousov¹, * and N. D. Karelina¹***¹Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia***e-mail: pitbl@mail.ru*

This work is devoted to the study of bentonite clays of volcanogenic origin. The geological and structural position of deposits, paleogeographic conditions of sedimentation, structural and textural features of rocks and their diagnostic features are considered. Ore-controlling factors for the formation of bentonites of volcanic origin have been identified. A comparative analysis of the initial volcanogenic material of deposits in Russia and foreign countries has been carried out. On the example of the Dash-Salakhinskoe deposit (rep. Azerbaijan) and the bentonite-bearing province of Sakhalin Island the features of the formation of hydrothermal and volcanogenic-sedimentary bentonites are shown. The composition of the parent material during the formation of bentonites varies widely from rocks of basalt to rhyolite composition. In this case, the main factor determining the formation of bentonites is not the composition of the parent material, but the type of sedimentation basin and physicochemical conditions.

Keywords: bentonite, mineral-forming systems, volcanism, diagenesis, hydrothermal processes

УДК 550.343.6+551.21

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА) 2015–2020 гг.: РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДИКИ НА ОСНОВЕ СОУС'09, ВЕРИФИКАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ

© 2022 г. В. А. Салтыков*

Камчатский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба Российской академии наук”,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: saltkam@mail.ru

Поступила в редакцию 16.06.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 23.08.2022 г.

В последние десятилетия на вулкане Безымянный (Камчатка), являющемся одним из наиболее опасных вулканических объектов России, происходит в среднем 1–2 кратковременных, но сильных explosивно-эффузивных извержений в год. Вероятно, в качестве наиболее надежного источника информации для выявления предвестниковой ситуации для таких извержений следует рассматривать сейсмичность, непрерывные данные о которой обеспечиваются Камчатской системой сейсмического мониторинга. Разработанная ранее автором формализованная методика прогнозирования извержения вулкана Безымянный на основе статистической оценки уровня сейсмичности “СОУС’09” показала свою работоспособность и в режиме реального времени: выявлена подготовка всех восьми извержений вулкана Безымянный в 2015–2020 гг. Перерасчет всех характеристик методики (эффективность, надежность, достоверность) показал их устойчивость при добавлении новых данных. Методика прогнозирования дополнена новым параметром – “заблаговременностью”, позволяющим формально оценить время ожидания реализации прогноза.

Ключевые слова: предвестник, прогноз, землетрясение, извержение, Камчатка, вулкан Безымянный, СОУС’09

DOI: 10.31857/S0203030622060074

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее опасных вулканических объектов России является вулкан Безымянный, относящийся к Ключевской группе камчатских вулканов (рис. 1). Этот вулкан знаменит катастрофическим извержением 1955–1956 гг., кульминация которого связана с направленным взрывом 30.03.1956 г., уничтожившим часть постройки вулкана, при этом гигантское эруптивное облако поднялось на высоту 35–40 км [Богоявленская, Кирсанов, 1981; Богоявленская и др., 1991; Малышев, 1997; Belousov et al., 2007 и др.]. По аналогии с предыдущими периодами активизации, с учетом оценок их длительности, предполагается, что современный эруптивный цикл вулкана Безымянный продлится не менее 100–200 лет [Богоявленская, 2006].

В последние десятилетия на вулкане Безымянный происходит в среднем 1–2 кратковременных, но сильных explosивно-эффузивных извержений в год [Малышев, 2000; Thelen et al., 2010; Girina, 2013; West, 2013, Озеров и др., 2020]. С 1999 по 2020 гг. зафиксировано 29 таких извер-

жений. Подобные извержения представляют существенную опасность для авиации, так как высота пепловых выбросов достигает 10–15 км, а длина пепловых шлейфов может составлять несколько сотен километров.

Учитывая опасность вулкана для авиации и оценку длительности текущего цикла его эруптивной активности, разработка методик прогноза извержений вулкана Безымянный представляется актуальной задачей. Отметим, что в настоящее время имеется значительный опыт выявления различных предвестников извержений этого вулкана, а также ряд успешных прогнозов его эруптивной деятельности [Гирина, 2012; Иванов, 2013; Сенюков, 2013; West, 2013 и др.] Однако, применяющиеся в этих работах методики не являются формализованными, и ряд их параметров не только не приводится в публикациях, но даже не определен. Но очевидно, что для создания научно-методической основы технологий прогноза любых опасных геодинамических явлений (землетрясений, извержений вулканов и пр.) необходимы методические разработки по формализа-

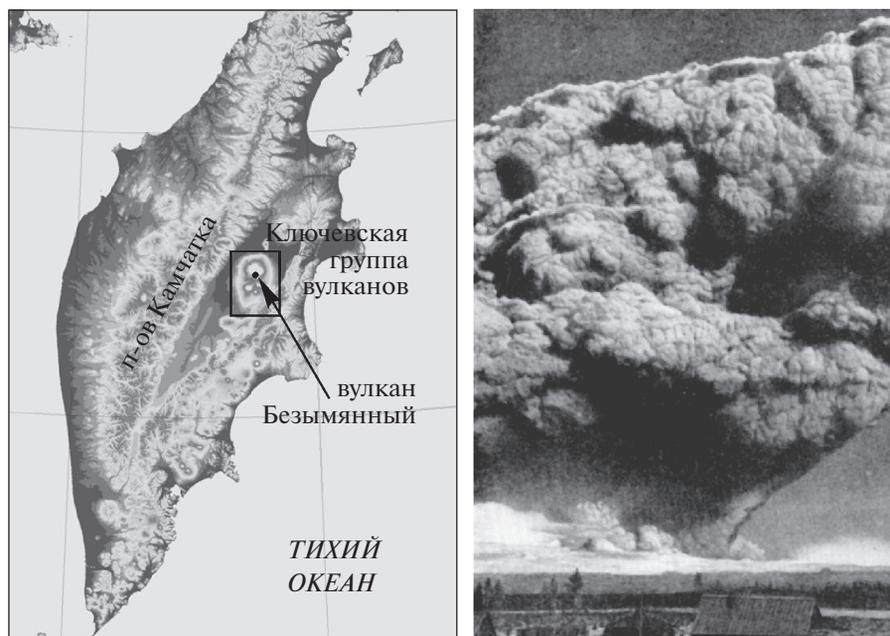


Рис. 1. Местоположение вулкана Безымянный на п-ове Камчатка и его катастрофическое извержение 30.03.1956 г., сопровождавшееся образованием эруптивной тучи высотой 35–40 км. Фото И.В. Ерова.

ции предвестников, оценке их прогностической эффективности и создание алгоритмов вероятностной оценки возникновения ожидаемого события (т.е. реализации прогноза).

Для вулкана Безымянный характерна слабая мелкофокусная сейсмичность, чьи спорадические вспышки, в основном связаны непосредственно с извержениями и/или их подготовкой [Сенюков, 2013]. Поэтому можно предположить, что наиболее надежным источником информации для выявления потенциальной предвестниковой ситуации для вулкана Безымянный является именно сейсмичность, непрерывные данные о которой обеспечиваются Камчатской системой сейсмического мониторинга [Чебров и др., 2013; Чеброва и др., 2020]. Эти данные доступны для анализа в реальном времени и не зависят от возможности проведения визуальных наблюдений, метеоусловий, прозрачности атмосферы, наличия спутников и т.д.

Ранее [Салтыков, 2016] была предложена формализованная методика вероятностного прогноза извержений вулкана Безымянный на основе применения статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 [Салтыков, 2011] и ряда вспомогательных функций, характеризующих предвестниковую ситуацию. Эта методика разработана при ретроспективном анализе сейсмичности вулкана Безымянный в 1999–2014 гг., где за это время произошло 21 извержение [Салтыков, 2016]. Впоследствии данный подход к прогнозированию в оперативном режиме состояния вулкана

Безымянный был внедрен в практику Камчатского филиала ФИЦ “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (Прогностические заключения заблаговременно подавались в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) [Чебров и др., 2011]). За это время (2015–2020 гг.) вулкан Безымянный извергался еще 8 раз. Целью анализа результативности применения рассматриваемой методики, приводимого в данной статье, является не только демонстрация прогностических ситуаций и оценка эффективности и других параметров реальных прогнозов, но и возможная корректировка самой методики с учетом новых данных.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования сейсмических активизаций перед извержениями вулкана Безымянный использован каталог землетрясений Ключевской группы вулканов с 1999 по 2020 гг., зарегистрированных Камчатской региональной сетью сейсмических станций [Чебров и др., 2013; Чеброва и др., 2020]. Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были выбраны землетрясения с эпицентрами в радиусе $R = 6$ км от вершины вулкана Безымянный ($\varphi = 55.972^\circ \text{ N}$, $\lambda = 160.595^\circ \text{ E}$) с глубинами до $H = 30$ км. Отметим, что ~98% таких сейсмических событий приходится на диапазон глубин до 5 км (рис. 2а). Анализируемый массив данных имеет представительность (уровень надежной регистрации) по энергетическому

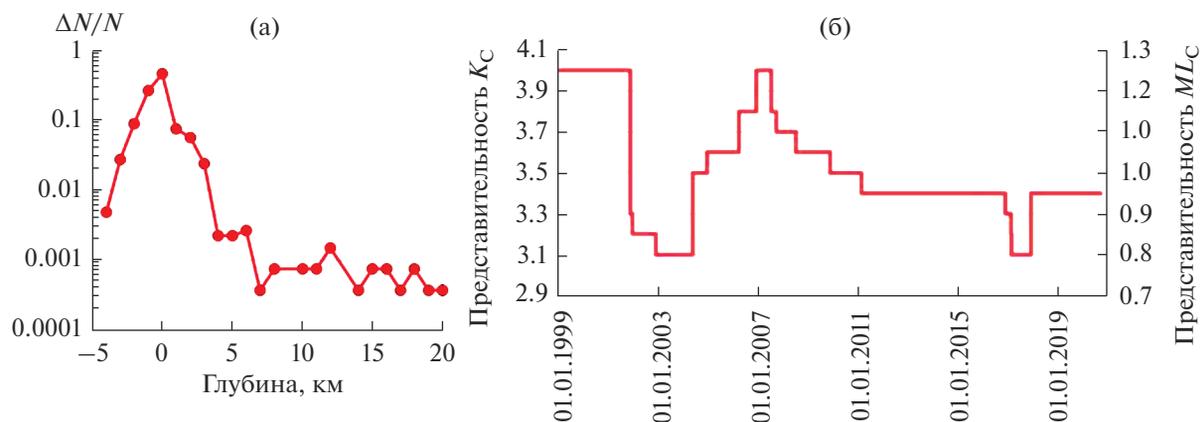


Рис. 2. Распределение землетрясений по глубине в цилиндрической области с радиусом $R = 6$ км от вершины вулкана Безымянный в 1999–2020 гг. ΔN – число землетрясений в единичном интервале глубин, N – общее число землетрясений в выборке (~ 3000) (а). Временной ход уровня надежной регистрации землетрясений по энергетическому классу K_C или по локальной магнитуде ML_C (б).

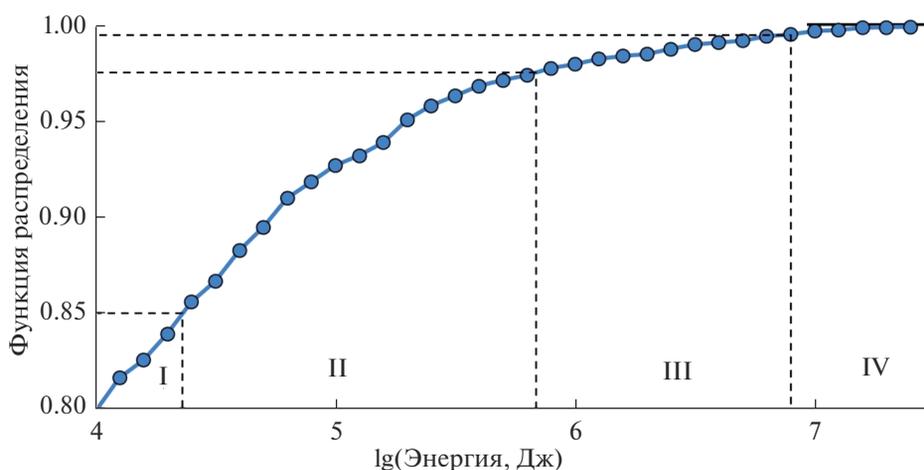


Рис. 3. Функция распределения сейсмической энергии, выделившейся в течение 5 сут. Значение функции распределения определяет уровень сейсмичности по шкале СОУС'09: I – фоновый средний, II – фоновый повышенный, III – высокий, IV – экстремально высокий.

классу (классификация С.А. Федотова [Федотов, 1972]) $K_C = 4.0$, что соответствует локальной магнитуде $ML_C = 1.25$) (см. рис. 26).

МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В работе [Салтыков, 2016] предложен формализованный подход к вероятностному прогнозу на основе применения статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 и ряда вспомогательных функций, характеризующих предвестник. Для выявления временных участков подготовки извержения используется функция-индикатор $U(t)$ и пороговый критерий, позволяющие формализовать процедуру выявления предвестника извержения. Принципиальным элементом методики является оценка вероятности реализа-

ции прогноза в зависимости от продолжительности прогноза и величины порогового критерия.

Схематично процедуру прогнозирования извержения вулкана Безымянный можно представить в виде следующих этапов.

1. Для оценки состояния сейсмичности построена эмпирическая функция распределения F выделившейся сейсмической энергии во временном окне 5 суток, используя каталог землетрясений за 1999–2014 гг. (рис. 3).

2. В соответствии со шкалой СОУС'09 временной ход выделившейся сейсмической энергии преобразован во временной ход функции уровня сейсмичности $S(t)$, которая фактически является пересчетом соответствующих по времени t значений функции распределения F в линейный по отношению к шкале СОУС'09 масштаб:

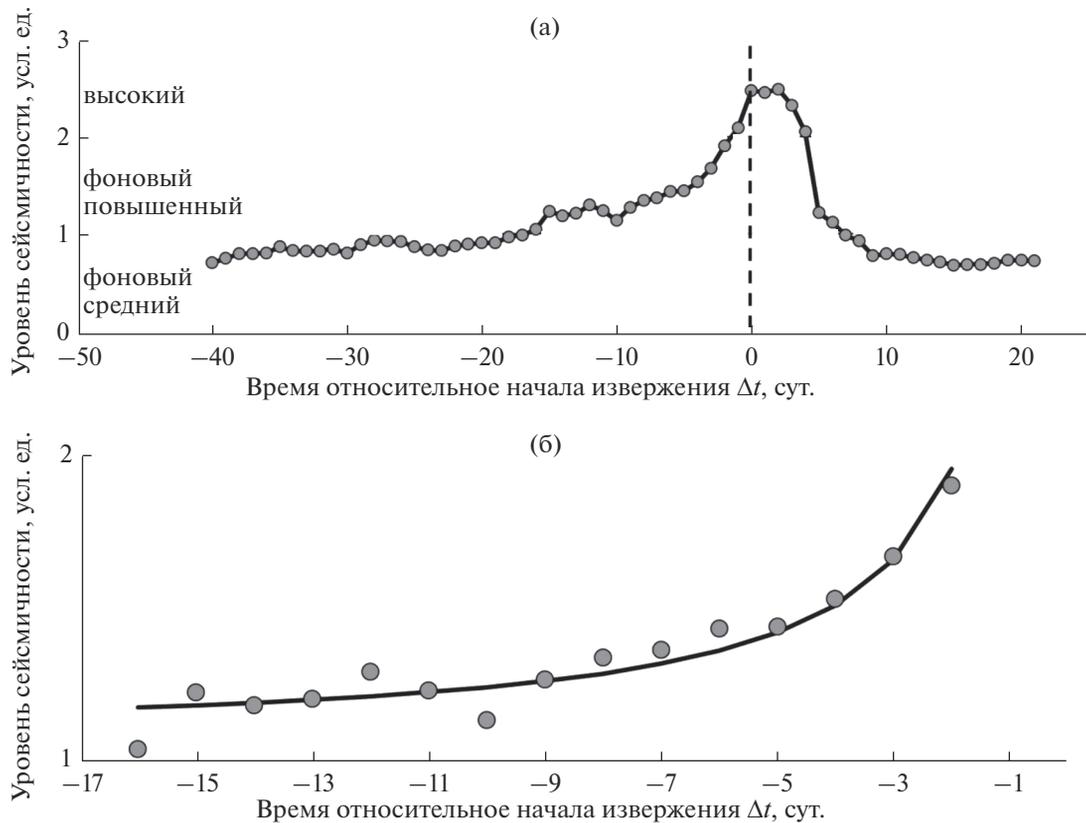


Рис. 4. Осредненное поведение уровня сейсмичности $S(t)$ по шкале СОУС'09 во временной окрестности извержения (а). Участок графика (см. рис. 4а), принятый в качестве осредненного предвестника извержения вулкана Безымянный (б).

$$F = 0.5 \quad S = 0,$$

$F = 0.85 \quad S = 1$ – граница фонового среднего и фонового повышенного уровня,

$F = 0.975 \quad S = 2$ – граница фонового повышенного и высокого уровня,

$F = 0.995 \quad S = 3$ – граница высокого и экстремально высокого уровня.

3. По данным об уровне сейсмичности $S(t)$ при извержениях 1999–2014 гг. был построен осредненный уровень сейсмичности $SS(\Delta t)$ в окрестности начала извержения (рис. 4а):

$$SS(\Delta t) = \sum_{i=1}^n S(t_0^i + \Delta t)/n,$$

где Δt – время относительно начала i -го извержения t_0^i .

Аппроксимацию участка функции $SS(\Delta t)$ в диапазоне $\Delta t = -16 \dots -2$ сут гиперболой $SS_{hyp}(\Delta t)$ предлагается рассматривать, как эталон поведения уровня сейсмичности перед извержением (см. рис. 4б). Значения $\Delta t = -1-0$ сут являются бесполезными в целях прогноза из-за объективной задержки в получении каталога землетрясений и его анализе, поэтому они исключаются из дальнейшего рассмотрения.

4. Для выявления временных участков подготовки извержения анализируется функция-индикатор $U(t)$, которая представляет собой сглаживание текущего уровня сейсмичности $S(t)$ с использованием весовой функции $SS_{hyp}(\Delta t)$:

$$U(t) = \frac{1}{15} \sum_{k=-16}^{-2} S(t+k+2) \cdot SS_{hyp}(k).$$

Это позволяет получить индикатор U (рис. 5), характеризующий в определенном смысле сходство поведения уровня сейсмичности S и предполагаемого предвестника SS_{hyp} .

5. Применяется пороговый критерий: ситуация рассматривается как предвестниковая при превышении индикатором U порога u_i . Именно эти временные интервалы образуют время тревоги. Возможны три варианта взаиморасположения извержения и тревожного интервала.

1) Если извержение попадает в интервал, когда $U \geq u_i$, то оно считается имеющим предвестник. Важным нюансом здесь является отмена тревоги произошедшим извержением, то есть временной интервал непосредственно после извержения не включается во время тревоги, даже если $U \geq u_i$.

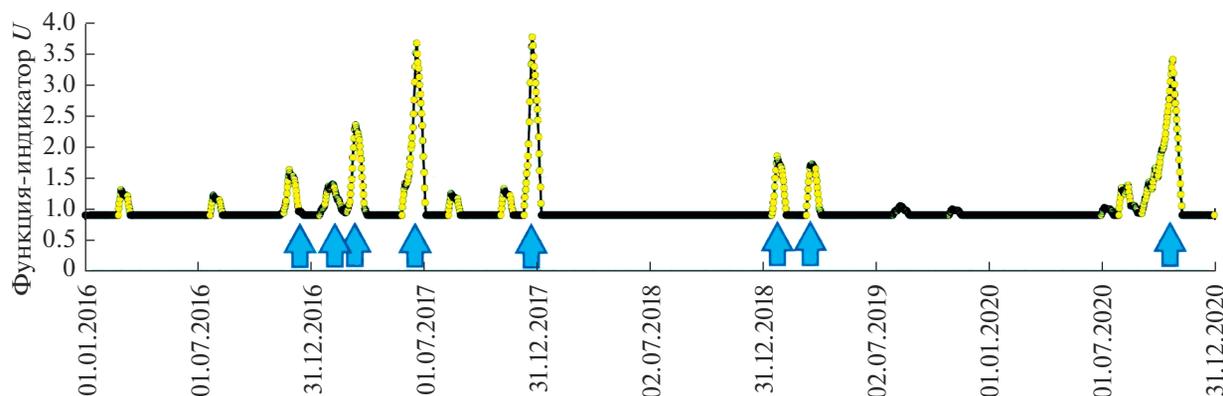


Рис. 5. Временной ход функции-индикатора U в 2015–2020 гг. Стрелками отмечены извержения вулкана Безымянный.

2) Если перед извержением $U < u_i$, то такая ситуация квалифицируется как “пропуск цели”, т.е. извержение не имеет идентифицированного по рассматриваемой методике предвестника и не может быть предсказано.

3) Тревожный интервал рассматривается как “ложная тревога”, если в его пределах не произошло извержение.

6. Помимо критерия подачи тревоги методика включает также определение таких параметров прогноза, как надежность предвестника (доля извержений “с предвестником” в общем числе извержений), достоверность предвестника (доля предвестников, завершившихся извержением, в общем числе предвестников), эффективность предвестника, вероятность реализации прогноза.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 2015–2020 гг.

За шесть лет (2015–2020 гг.) произошло 8 извержений вулкана Безымянный (табл. 1, см. рис. 5). Перед всеми извержениями (кроме 11.12.2016, см. табл. 1, № 1) заблаговременно в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений были поданы предупреждения о возможном извержении Безымянного (см. табл. 1). Подготовка извержения 11.12.2016 стала успешным тестом на возможность использования разрабатываемой методики в реальном времени [Салтыков и др., 2018]. На рис. 6 показано отражение развития сейсмической активизации вулкана в превышениях пороговых значений функции-индикатора U . В зависимости от наблюдающейся величины функции-индикатора U менялась оценка вероятности реализации прогноза за определенный интервал времени. Поскольку такие оценки вероятности сами по себе достаточно трудны к восприятию, в прогнозных заключениях также приводились оценки относительной вероятности (введен термин “контрастность”) в двух вариан-

тах – нормированные на среднюю многолетнюю вероятность извержения и на вероятность извержения в отсутствие предвестника (рис. 7).

ВЕРИФИКАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МЕТОДИКИ

Ниже представлены данные (рис. 8), позволяющие оценить изменения в характеристиках методики в результате появления новых данных. Приведены результаты расчетов для всех имеющихся в настоящий момент данных – для 28 извержений вулкана Безымянный 1999–2020 гг. Для сопоставления приведены оценки по данным 1999–2014 гг., по [Салтыков, 2016].

Надежность предвестника R определяется как отношение числа извержений N_+ , для которых

Таблица 1. Даты извержений вулкана Безымянный и соответствующие даты подачи прогнозных заключений в Камчатский филиал РЭС в 2015–2020 гг.

№	Дата извержения	Дата подачи заключения в РЭС
1	11.12.2016	–
2	8.02.2017	26.01.2017
3	9.03.2017	6.03.2017
4	16.06.2017	16.06.2017
5	20.12.2017	18.12.2017
6	20.01.2019	20.01.2019
7	14.03.2019	14.03.2019
8	21.10.2020	9.10.2020

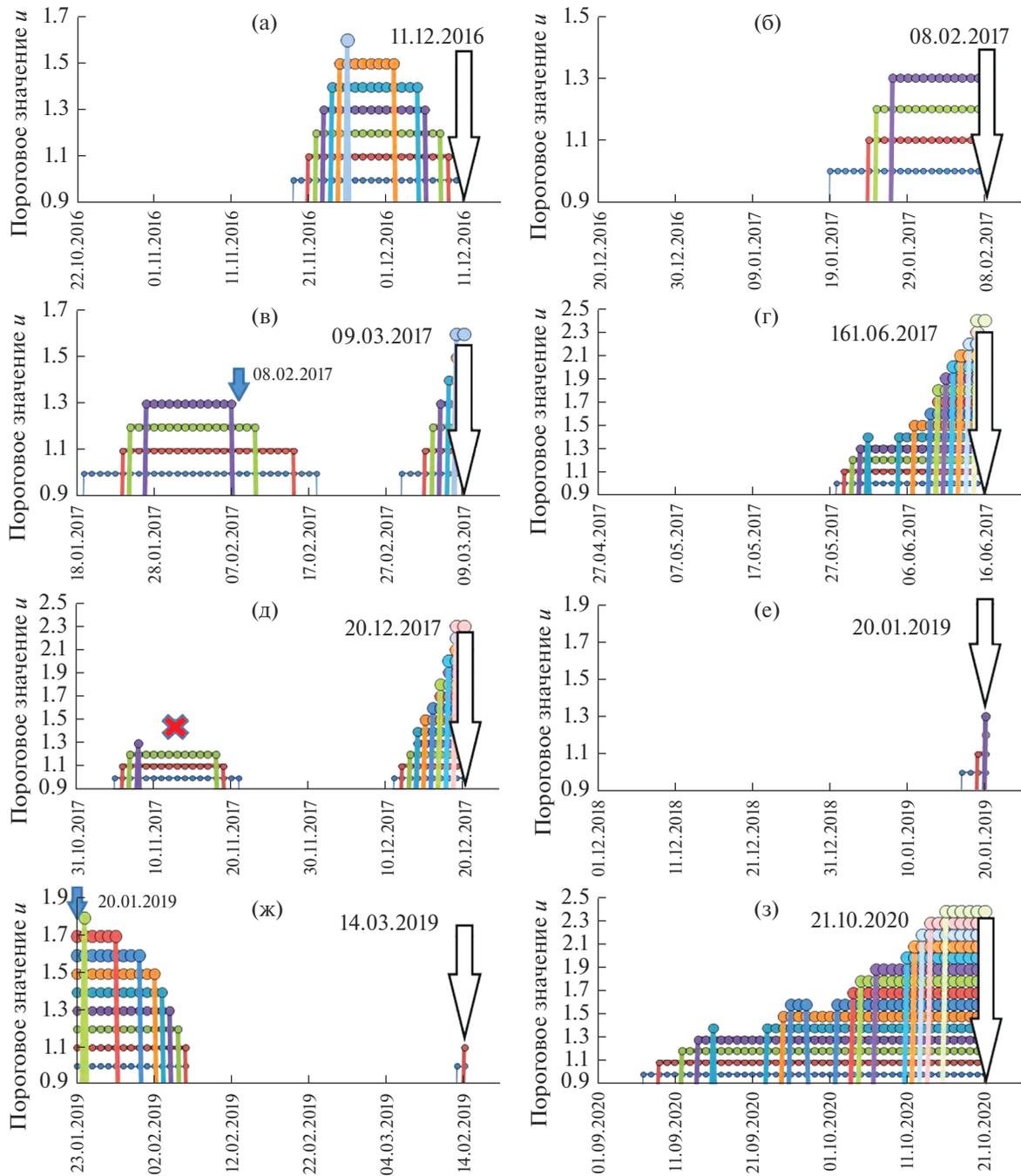


Рис. 6. Участки превышения функцией-индикатором U порогового значения u при подготовке извержений 2015–2020 гг. (см. табл. 1).

Большие стрелки соответствуют дате извержения. Знаком “x” отмечен участок повышенных значений функции-индикатора U , не связанный с извержением (“ложная тревога”) (д). Малыми стрелками (в), (ж) отмечены извержения, соответствующие предыдущим (б), (е).

был выделен предвестник, к числу всех извержений N : $R = N_+/N$. Как показано на рис. 8а, абсолютному большинству извержений предшествует превышение функцией-индикатором U порогового значения $u = 1.0$. Существенное снижение величины R с увеличением вводимого порога u

показывает, что лишь небольшая часть извержений предваряется большими значениями предвестника: не более 1/3 извержений произошло при $U > u = 2.0$. Но относительная редкость больших значений U не означает бесполезность их мониторинга. Скорее, наоборот – этой ситуации со-

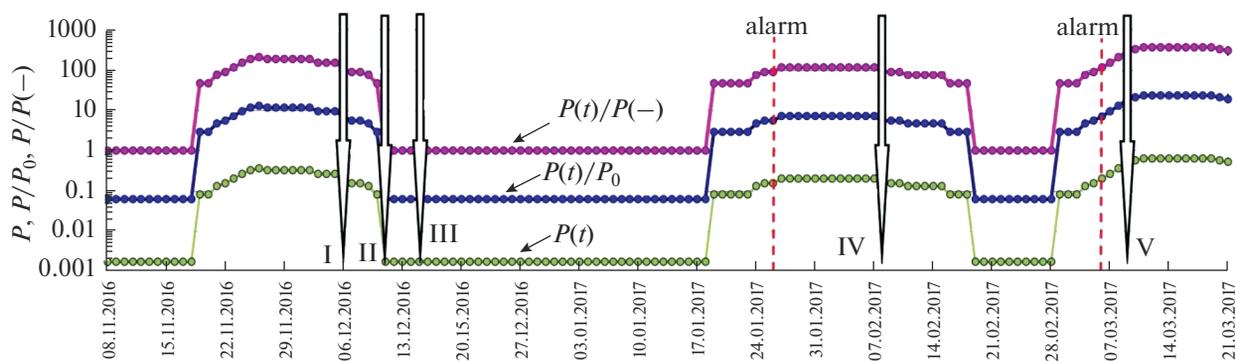


Рис. 7. Предвестниковые ситуации перед извержениями вулкана Безымянный в конце 2016—начале 2017 гг. P — вероятность извержения вулкана в течение 7 сут, P/P_0 — отношение вероятности извержения вулкана P к среднесуточной вероятности извержения в течение 7 сут, $P/P(-)$ — отношение вероятности извержения вулкана P к вероятности извержения в отсутствие рассматриваемого предвестника. Стрелками отмечены характерные стадии извержений: I — экструзивная фаза, II — эффузивная фаза, III — взрывное событие, IV — эффузивная фаза, V — взрывное событие. Пунктиры соответствуют времени подачи предупреждения.

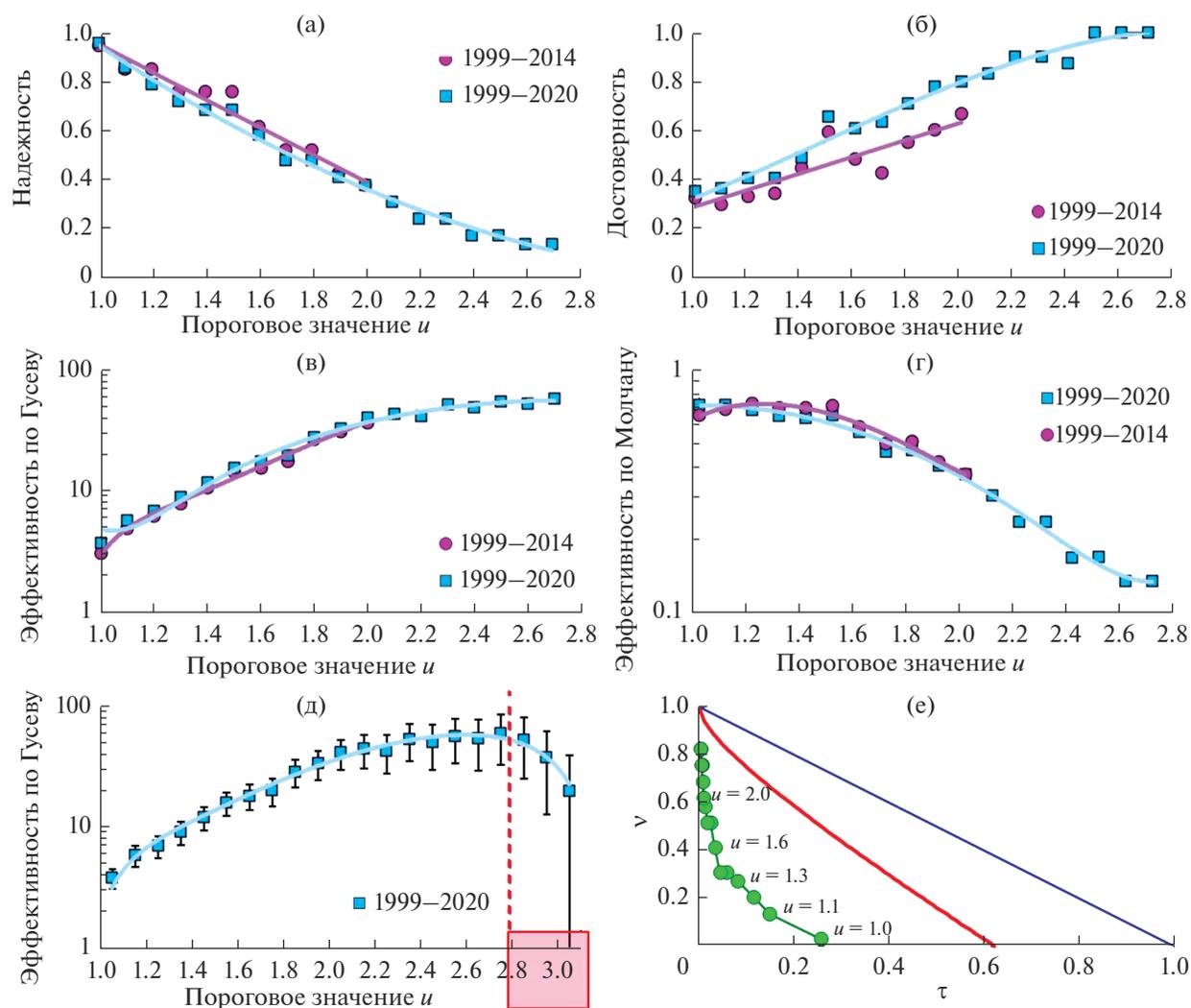


Рис. 8. Параметры методики прогноза извержений вулкана Безымянный. а–г — сопоставление величин параметров методики, полученных для 1999–2014 и 1999–2020 гг.; д — иллюстрация выбора диапазона используемых значений u ; е — диаграмма Молчана. Описание всех графиков см. в тексте.

ответствуют повышенные значения других параметров, как будет показано ниже.

Достоверность предвестника V определена как отношение числа предвестниковых аномалий $N(A_E)$ (т.е., в нашем случае, число участков превышений U порогового значения u_i , сопровождавшихся извержением) к общему числу выделенных аномалий $N(A)$: $V = N(A_E)/N(A)$. Лишь 1/3 предвестников с порогом $u = 1.0$ завершается извержением (см. рис. 8б), но при увеличении порога u величина этого параметра растет: в частности, при превышении предвестником порога $u = 2.0$ в 80% случаев происходит извержение, а при превышении $u = 2.5$ ложных тревог пока не наблюдалось.

Эффективность предвестника по методике А.А. Гусева J_G [Гусев, 1974] определяется для каждого конкретного порогового значения u по формуле:

$$J_G = \frac{N_+}{N \frac{T_{alarm}}{T}},$$

где T – общее время мониторинга сейсмической обстановки по рассматриваемой методике; N_+ – количество случаев успешного прогноза за время T_{alarm} ; N – общее количество извержений, произошедших за время T ; T_{alarm} – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга).

Знаменатель дроби отражает среднее число возникновения извержений за время T_{alarm} в случае отсутствия связи прогнозов с извержениями. Соответственно, эффективность J_G показывает, во сколько раз количество спрогнозированных извержений превышает оценку числа попавших в “тревожное” время случайным образом. При случайном угадывании эффективность J_G равна 1.

На рис. 8д указаны оценки эффективности J_G с их среднеквадратичными отклонениями в зависимости от используемого порога u . Начиная с $u = 2.8$, наблюдается снижение эффективности с одновременным увеличением относительной ошибки ее оценки. Вероятно, это связано не с природой предвестника, а с небольшим размером выборки событий. По этой причине для всех остальных графиков на рис. 8 сделано ограничение $u_{max} = 2.7$. Оценки делались исходя из гипергеометрического распределения N_+ при условии соответствия потока событий (в нашем случае извержений вулкана) распределению Пуассона [Гусев, 1974]. Гипотеза о пуассоновском характере потока извержений 1999–2020 гг. (что эквивалентно экспоненциальному распределению временных интервалов

между ними) не отклоняется при применении статистических критериев Шапиро–Уилка и Колмогорова–Смирнова [Кобзарь, 2006] на уровне значимости не хуже $\alpha = 0.1$.

Эффективность предвестника по методике Г.М. Молчана. Другим способом оценки эффективности является построение диаграммы Молчана для различных величин порога u . На диаграмме Г.М. Молчана [Molchan, 1990] (см. рис. 8е) абсцисса точки определяется как мера тревоги

$$\tau = \frac{T_{alarm}}{T},$$

а ордината – как доля пропусков цели v :

$$v = 1 - \frac{N_+}{N}.$$

Диагональ диаграммы Молчана $\tau + v = 1$, соединяющая точки (0; 1) (точка “оптимиста”) и (1; 0) (точка “пессимиста”) соответствует случайному прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью α . В нашем случае представляет интерес только нижняя ветвь этого доверительного интервала (см. рис. 8е, сплошная кривая при $\alpha = 0.01$). Для всего диапазона рассматриваемых значений порога u экспериментальные точки (τ, v) лежат ниже этой ветви, что интерпретируется как высокая степень надежности выявленной связи аномалий (превышение U порогового значения u) с происходящими извержениями вулкана Безымянный.

Эффективность предвестника J_M по методике Г.М. Молчана определяется как $J_M = 1 - v - \tau$. Для случайного прогноза $J_M = 0$, а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) – $J_M = 1$. В контексте данной работы сами значения J_M не используются, ограничиваясь констатацией неслучайности связи рассматриваемого предвестника с извержениями, что иллюстрируется диаграммой Молчана (см. рис. 8е).

При дополнении базовых для прогностической методики исходных данных, соответствующих извержениям вулкана Безымянный 1999–2014 гг., новыми данными за 2015–2020 гг. параметры методики изменились незначительно. Это следует из сопоставления приведенных на рис. 8а–г значений параметров по [Салтыков, 2016] и с учетом более поздних данных. Различие значений достоверности (см. рис. 8б) связано с исправлением непринципиальной методической некорректности расчета в работе [Салтыков, 2016] и не является помехой при дальнейшем использовании методики в ее первоначальном виде почти без внесения изменений. Единственным изменением является расширение диапазона используемых значений порога u с $u = 1.0–2.0$ до $u = 1.0–2.7$.

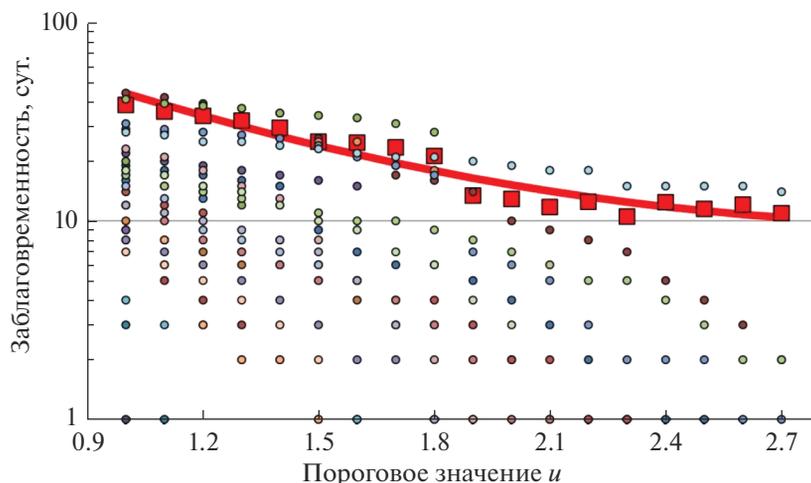


Рис. 9. Заблаговременность предвестника извержения вулкана Безымянный.

Квадраты – значения заблаговременности при достижении предвестником порогового значения u . Точки – длительность предвестника перед извержениями 1999–2020 гг.

Также новые данные не изменяют оценки вероятности реализации прогноза. Рассчитанные значения λ (параметра экспоненциального распределения временных интервалов между извержениями вулкана Безымянный) изменились с $\lambda = 0.0041 \text{ сут}^{-1}$ до $\lambda = 0.0035 \text{ сут}^{-1}$, при этом изменение λ не превышает его стандартного отклонения: $\sigma_\lambda = 0.0007\text{--}0.0009$. Как показано выше, эффективность J_G предвестника также не изменилась в существенной степени. Поэтому расчетные оценки вероятности реализации прогноза в течение времени t при превышении функцией-индикатором U порогового значения u , полученные по формуле $p(n > 0) = 1 - e^{-J_G \lambda t}$ [Салтыков, 2016] также значимо не изменятся.

Заблаговременность предвестника рассматривалась ранее [Салтыков, 2016] лишь в процессе оценки эффективности предвестника. Здесь предлагается дополнить прогностическую методику “заблаговременностью T ” как еще одним параметром, позволяющим оценить время реализации прогноза. Параметр “заблаговременность T ” вводится как временной интервал, начиная с появления предвестника (т.е. начиная с превышения функцией-индикатором U порогового значения u), в течение которого условная (условием здесь является обязательная реализация тревоги извержением) вероятность реализации прогноза p^* составляет 90%. Параметр рассчитывается на основе известных продолжительностей предвестника $t_i(u)$ (для каждого конкретного значения порога u) перед извержениями 1999–2020 гг. (рис. 9). Для значений $u = 1.0\text{--}2.3$, согласно критерию Колмо-

горова-Смирнова, гипотеза об экспоненциальном распределении $t_i(u)$ не отклоняется¹. Тогда, задавая вероятность p^* , можно оценить величину заблаговременности T : $T(u) = \ln(1 - p^*) \overline{t_i(u)}$, где $\overline{t_i(u)}$ – средняя продолжительность предвестника при заданном пороге u . Аппроксимация полученных значений $T(u)$ (кривая, см. рис. 9) формирует номограмму, предполагаемую к использованию при дальнейшем прогнозировании извержений вулкана Безымянный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная ранее [Салтыков, 2016] полностью формализованная методика прогнозирования извержения вулкана Безымянный на основе статистической оценки уровня сейсмичности “СОУС’09” показала свою работоспособность в режиме реального времени: выявлена подготовка всех восьми извержений вулкана Безымянный в 2015–2020 гг.

В 2017–2020 гг. в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений заблаговременно были поданы предупреждения о возможности извержения вулкана Безымянный с указанием вероятности реализа-

¹ Уровень значимости α для порогов u в диапазоне от 1.2 до 2.3 не хуже 0.25, для $u = 1.1$ $\alpha = 0.05$, для $u = 1.0$ $\alpha = 0.01$. Применение критерия для более высоких значений порога в настоящее время проблематично из-за недостаточного количества прецедентов. Снижение значимости при $u = 1.0\text{--}1.1$ связывается с неустойчивостью предвестника при малых величинах порога u .

ции прогноза в зависимости от продолжительности тревоги.

Перерасчет всех характеристик методики показал их устойчивость при добавлении новых данных, что позволяет использовать методику и далее без изменений ключевых параметров.

Методика прогнозирования дополнена новым параметром – заблаговременность T , позволяющим формально оценить время ожидания реализации прогноза.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность рецензентам за доброжелательные отзывы о представленной статье.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00576-21) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный: новый eruptивный цикл – 50 лет активности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 1. Вып. 7. С. 10–13.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 168–194.

Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 3–13.

Гирина О.А. О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 14–22.

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.

Иванов В.В. Средне- и краткосрочные прогнозы извержений вулканов на Камчатке (1956–2012 гг.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 98–119.

Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 816 с.

Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 262 с.

Малышев А.И. Направленный взрыв вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (вопросы интерпретации) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 46–53.

Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI в. //

Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0203030620010058>

Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.

Салтыков В.А. Формализованная методика прогноза извержений вулкана Безымянный (Камчатка) на основе статистической оценки уровня сейсмичности // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 3. С. 45–59. <https://doi.org/10.21455/gr2016.3-4>

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В. Первое применение в режиме реального времени методики вероятностного прогноза извержений вулкана Безымянный // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 1. С. 49–54. <https://doi.org/10.21455/gr2018.1-4>

Сенюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2013. 152 с.

Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.

Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40. <https://doi.org/10.7868/S0203030613010021>

Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке // По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998–2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.

Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>

Belousov A., Voight B., Belousova M. Directed blasts and blast-currents: a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufriere Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits // Bull. of Volcanology. 2007. V. 69. № 7. P. 701–740.

Girina O.A. Chronology of Bezymianny volcano activity, 1956–2010 // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 22–41.

Molchan G.M. Strategies in strong earthquake prediction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1990. V. 61. P. 84–98.

Thelen W., West M., Senyukov S. Seismic characterization of the fall 2007 eruptive sequence at Bezymianny Volcano, Russia // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2010. V. 194. № 4. P. 201–213. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.05.010>

West M.E. Recent eruptions at Bezymianny volcano – a seismological comparison // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 42–57.

Forecasting of Bezmyanny Volcano Eruptions (Kamchatka) 2015–2020: Results of Using the Methodology Based on SESL'09, Verification of Parameters

V. A. Saltykov*

*Kamchatka Branch of Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: saltkam@mail.ru*

One of the most dangerous volcanic objects in Russia is Bezmyanny volcano (Kamchatka). In recent decades, Bezmyanny volcano has experienced an average of 1–2 short-term but strong explosive-effusive eruptions per year. It is likely that the most reliable source of information for identifying a precursor situation for the Bezmyanny volcano is seismicity, continuous data on which are provided by the Kamchatka seismic monitoring system. The formalized methodology for predicting the eruption of Bezmyanny volcano, developed by author earlier, based on the statistical estimation of the level of seismicity “SESL'09”, has shown its operability in real time: the preparation of all eight eruptions of Bezmyanny volcano in 2015–2020 was revealed. The recalculation of all characteristics of the methodology (efficiency, reliability, validity) showed their stability when new data are added. The forecasting technique has been supplemented with a new parameter – “lead time”, which makes it possible to formally estimate the waiting time for the implementation of the forecast.

Keywords: precursor, forecast, earthquake, eruption, Kamchatka, Bezmyanny volcano, SESL'09

К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА “ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ” ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН АЛЕКСЕЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА МАЛОВИЧКО

DOI: 10.31857/S0203030622060037



А.А. Маловичко – известный ученый в области сейсмологии и геофизики, автор или соавтор более 270 научных работ, в том числе 7 монографий, 5 авторских свидетельств и патентов.

Свою трудовую деятельность Алексей Александрович начал после окончания Пермского государственного университета в Камском отделении Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института (г. Пермь). В этот период его основные научные интересы были связаны с исследованием проблем расширенной кинематической интерпретации данных сейсмограммы отраженными волнами. Все эти результаты составили основу защищенных кандидатской (1979 г.) и докторской (1991 г.) диссертаций.

В дальнейшем А.А. Маловичко являлся одним из активных организаторов и создателей Горного института Уральского отделения Российской академии наук, где долгое время работал заместителем директора по научной работе и заведующим

лабораторией природной и техногенной сейсмичности.

На этом этапе под руководством А.А. Маловичко на Западном Урале сформировалось и успешно развивается новое научное направление, связанное с решением проблем техногенной сейсмичности. Под его руководством разработаны и внедрены на горнодобывающих предприятиях Западного Урала современные автоматизированные системы сейсмического контроля зон с повышенным уровнем техногенной сейсмичности. Разработаны эффективные методы прогноза сейсмоактивных и сейсмоопасных зон, а также зон формирования провалов на земной поверхности над затопленными рудниками Верхнекамского месторождения калийных солей.

С 2005 по 2018 гг. он возглавлял Геофизическую службу РАН, где организовал масштабные работы по развитию и коренной модернизации национальной системы сейсмологических наблюдений, вовлечению бывших советских республик в двусторонний обмен сейсмологическими данными для обеспечения сейсмотехнической безопасности территорий стран-участниц обмена. В результате его работы в период с 2005 по 2012 гг. в основных сейсмоактивных регионах России (Камчатка, Сахалин, Курильские острова, Приморский край, Хабаровск, Магаданская область, Иркутская область, Северная Осетия, Дагестан, Кабардино-Балкария, Краснодарский край) открыто более 65 новых сейсмических станций, при этом на Дальнем Востоке России создана сейсмическая подсистема Системы предупреждения о цунами нового поколения. К концу 2010 г. под его руководством была проведена сертификация 10 сейсмических станций и обеспечено вхождение России в систему международного мониторинга за проведением ядерных испытаний. За период руководства ГС РАН А.А. Маловичко наладил международный обмен сейсмологическими данными с более чем 40 специализированными организациями в 25 странах мира.

В 2016 г. по его инициативе произошло объединение Геофизической службы РАН и Геофизической службы Сибирского отделения РАН, в результате чего был создан Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (ФИЦ ЕГС РАН).

Фактически ФИЦ ЕГС РАН является национальной сейсмической службой страны, объединяющей сейсмические сети всех сейсмоактивных регионов. Сегодня в национальной сети функционируют свыше 400 сейсмических станций.

А.А. Маловичко является одним из основателей ежегодных Уральских молодежных научных школ по геофизике, которые с 2000 г. попеременно проводятся в Перми и Екатеринбурге.

Алексей Александрович Маловичко – член Бюро Отделения наук о Земле РАН, председатель Научного совета по проблемам прикладной геофизики Отделения наук о Земле РАН, член Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, член российской части Координационного комитета в рамках реализации Соглашения между Правительством Российской Федерации и Подготовительной комиссией Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) о проведении мероприятий в отно-

шении объектов Международной системы мониторинга.

За большой вклад в развитие отечественной науки, подготовку высококвалифицированных кадров и в связи с 275-летием Российской академии наук награжден почетным званием “Заслуженный деятель науки РФ” (1999 г.). За достигнутые трудовые успехи, значительный вклад в социально-экономическое развитие Российской Федерации, заслуги в гуманитарной сфере, активную законотворческую и общественную деятельность, многолетнюю добросовестную работу награжден медалью ордена “За заслуги перед Отечеством” II степени (2014 г.).

Поздравляем Алексея Александровича с его юбилеем и желаем крепкого здоровья и творческого долголетия!

*Редколлегия журнала
“Вулканология и сейсмология”*