

УДК 551

МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ И Rb–Sr ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ТЕРРИГЕННЫХ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ МААСТАХСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ ВЕНД, ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

© 2021 г. Т. А. Ивановская^{a, *}, Т. С. Зайцева^b, Б. Б. Звягина^a, Б. А. Сахаров^a,
Б. Б. Кочнев^c, Г. В. Константинова^b, О. В. Доржиева^d, Е. В. Покровская^a

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

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^cИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cНовосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090 Россия

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

*e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.12.2020 г.

После доработки 05.03.2021 г.

Принята к публикации 26.04.2021 г.

В работе впервые рассматриваются минералогические, структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические особенности двух образцов глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда (ГСС), отобранных из терригенных пород в двух разрезах нижней подсвиты маастахской свиты нижнего венда (рр. Хорбусуонка и Улахан-Сололи, северо-западный склон Оленекского поднятия). Методом моделирования дифракционных картин в обоих образцах были определены: содержание разбухающих слоев (9, 10%), типы разбухающих слоев (сметитовые и вермикулитоподобные) и их соотношение в трехкомпонентной смешанослойной структуре, параметр $c \sin \beta$ (9.98 Å) слюистых слоев, фактор ближнего порядка, характеризующий характер чередования слоев ($R = 2, 3$). Значения параметра элементарной ячейки b (9.027, 9.039 Å) соответствуют Al–Fe диоктаэдрическим слоистым силикатам, которые представлены Fe-иллитами (степень алюминиевости 0.71 и 0.82, содержание K_2O – 7.77 и 8.40%). Rb–Sr датирование маастахских ГСС впервые проведено в сочетании с расчетом теоретической картины распределения катионов в их структурах, результаты расчетов сопоставлены (с помощью программы “Optima”, дополненной “Irmes”) с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии. Полученные Rb–Sr датировки (Хорбусуонка и Улахан-Сололи: $1033, 913 \pm 12$ млн лет соответственно) “удревнены” по отношению к возрасту маастахской свиты венда ($\sim 640 \pm 5$ млн лет), что указывает на терригенное происхождение изученных зерен. Показано, что возраст ГСС из маастахской свиты близок возрасту сходным по составу аутигенным минеральным образованиям из среднерифейских нижнехайпахских отложений, изученных ранее (1172 ± 18 и 1112 ± 24 млн лет). Возраст образцов из маастахской свиты характеризуется меньшими значениями, что могло быть обусловлено начальным катионным разупорядочением в структуре ГСС и частичной потерей радиогенных изотопов в процессе перемыва и переотложения зерен Fe-иллита в осадки маастахской свиты, а возможно, и при катагенетических изменениях.

Ключевые слова: терригенные глобулярные слоистые силикаты, Fe-иллит, Rb–Sr изотопный возраст, мессбауэровская и инфракрасная спектроскопия, маастахская свита, Оленекское поднятие.

DOI: 10.31857/S0024497X21050037

Глобулярные слоистые силикаты (ГСС) глауконит-иллитового ряда из отложений верхнего протерозоя Оленекского поднятия изучались авторами ранее, обобщенные структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические данные приведены в работах [Ивановская и др.,

2012, Зайцева и др., 2017, 2018]. Были исследованы образцы из сыгынахтахской свиты нижнего рифея, а также из глауконитсодержащих пород среднего рифея – арымасской, дебенгдинской и нижней части хайпахской свит. Их изотопный возраст, полученный по аутигенным разновидно-

стям глобуль (образованным *in situ*), может быть как стратиграфически значимым [Зайцева и др., 2017], так и “омоложенным”, что связано с интенсивными вторичными изменениями глауконит-иллитовых минералов на разных стадиях литогенеза [Зайцева и др., 2018]. Аллотигенные зерна глауконит-иллитового ряда, которые претерпели перемыв в мелководно-морских условиях, изучались только в терригенно-карбонатных породах нижнего кембрия Оленекского поднятия – в верхней части кессюсинской серии и в основании эркекетской свиты [Ивановская и др., 2019]. По ним получены “омоложенные” датировки. Среди представительной коллекции рифейских образцов глобулярных слоистых силикатов (ГСС) глауконит-иллитового состава (около 100 образцов, коллекция Т.А. Ивановской и Т.С. Зайцевой), отобранных из разрезов Оленекского и Анабарского поднятий, Учуро-Майского региона, Южного Урала и п-ва Средний, терригенные зерна слоистых силикатов, переотложенные из древних отложений, характеризующиеся “удревненным” изотопным возрастом, не отмечались. Впервые подобные зерна встречены авторами в двух образцах терригенных пород в нижней подсвите маастахской свиты нижнего венда Оленекского поднятия. Минералогическим, структурно-кристаллохимическим и изотопно-геохронологическим характеристикам этих двух образцов, представленных минералами глауконит-иллитового ряда, посвящена настоящая работа.

“Удревненные” Rb–Sr и K–Ar возрасты наблюдались преимущественно в мезо-кайнозойских отложениях, где их появление связывают с наследованием радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar от минералов-предшественников. В этом случае не происходила полная перекристаллизация минералов-предшественников (“глауконитизация”), сопровождающаяся увеличением содержания K_2O в структуре минерала до 6.5–8% и изгнанием унаследованных радиогенных элементов. Кроме того, “завышенные” возрасты образцов объясняют присутствием переотложенных (терригенных) зерен глауконита, в разной степени сохранивших свои изотопные системы [Рубинштейн, 1959; Фирсов, Сухорукова, 1968; Николаева, 1977, 1986; Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992].

Важнейшей особенностью тонкодисперсных низкозарядных K-диоктаэдрических слюистых минералов (слоевой заряд $\approx 0.6\text{--}0.85$ на формульную единицу (ф.е.) при расчете на анионный состав $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) и, в частности, их Fe-содержащих разновидностей является широкое разнообразие изоморфных замещений катионов в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев. В настоящей работе используется обобщенная классификация этих минералов, в которой учитываются как рекомендации номенклатурных комитетов IMA и AIPEA

[Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006], так и дополнения и расширения, основанные на многолетних исследованиях представительной коллекции образцов из отложений от нижнего рифея до нижнего кембрия включительно, а также анализа литературных данных [Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Дриц и др., 2013; Ивановская и др., 2012, 2015; Zviagina et al., 2017; Зайцева и др., 2019, 2020]. В соответствии с этой классификацией, среди низкозарядных K-диоктаэдрических слюид выделяются два изоморфных ряда, которые включают разновидности, соответственно, с низким (≤ 0.3 ф.е.) и повышенным (> 0.3 ф.е.) содержанием катионов Fe. Первый ряд представлен разновидностями от иллитов с низким содержанием катионов Fe и Mg до алюмоселадонитов через иллиты с повышенным содержанием катионов Mg. Среди Mg-богатых иллитов встречаются разновидности с суммарным содержанием катионов Fe ~ 0.3 ф.е. Эти железосодержащие разновидности одновременно принадлежат и ко второму композиционному ряду – изоморфной серии Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюид, которые подразделяются на четыре группы по степени алюминиевости ($K_{\text{Al}} = {}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al})$): 1) иллиты, в том числе собственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты ($K_{\text{Al}} > 0.8$) и Fe-иллиты ($0.6 < K_{\text{Al}} \leq 0.8$); 2) Al-глаукониты ($0.5 \leq K_{\text{Al}} \leq 0.6$); 3) глаукониты ($K_{\text{Al}} < 0.5$) и 4) селадониты ($K_{\text{Al}} < 0.2$). Последние относятся к истинным слюдам (заряд слоя выше 0.85). Использование данной классификации позволяет преодолеть ограничения, заложенные в номенклатуре IMA и AIPEA.

Необходимо также отметить, что при распознавании генетических разновидностей зерен глауконит-иллитового ряда – аутигенных, аллотигенных (перемытых и сгруженных на месте и/или перемещенных из соседних зон палеобассейна) и терригенных (переотложенных из более древних отложений) – авторы настоящей работы придерживаются классификации И.В. Николаевой [1977], в которой аутигенные разности рассматриваются с позиций раннедиагенетического образования слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда. Отметим также, что поскольку для зеленых глобуль традиционно используется термин “глауконит”, то при общем описании мы будем использовать термин глауконитсодержащие породы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рифейские отложения Оленекского поднятия (солоолийская серия) с резким угловым несогласием налегают на различные горизонты нижепротерозойских образований и, в свою очередь, со структурным несогласием перекрываются отложениями хорбусуонской серии. В солоолий-

ской серии осорхатайская, сыгынахтакая и кютингдинская свиты относятся к нижнему рифею; арымасская, дебенгдинская свиты и нижняя часть хайпахской свиты включены в состав среднего рифея, а верхняя часть хайпахской свиты — в состав верхнего рифея [Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Зайцева и др., 2017 и др.], тогда как все три свиты хорбусуонской серии (маастахская, хатыспытская и туркутская) отнесены к венду (юдомиию). На породах хорбусуонской серии с размывом залегают отложения кессюинской серии (свиты), в верхней части которой по палеонтологическим данным проводится граница венда и кембрия [Хоментовский, 1985; Соколов, 2013 и др.].

Разрез вендских отложений Оленекского поднятия имеет достаточно сложное строение. Отчетливо выраженная нижняя граница венда обусловлена крупным предвендским перерывом в осадконакоплении, когда почти вся территория Сибирской платформы испытала воздымание, и осадконакопление, за исключением ряда прогибов по краям платформы, прекратилось. В юдомское (вендское) время уже начался плитный этап развития платформы с формированием сплошного чехла. На Сибирской платформе неметаморфизованный рифейский, а местами ранневендский чехол залегает практически горизонтально [Якшин, 1987; Короновский, Якушева, 1991; Мельников и др., 2005 и др.].

Наиболее древние отложения венда в Оленекском разрезе представлены маастахской свитой, впервые выделенной в работе [Журавлев, Сороков, 1954]. Отложения свиты залегают с размывом, а нередко и с угловым несогласием на подстилающих толщах солоолийской серии, и по мере приближения к своду Оленекского поднятия последовательно перекрывают все более древние горизонты рифея от хайпахской до арымасской свит. В основании свиты практически повсеместно прослеживаются гравийные конгломераты, лишь в верховьях р. Хорбусуонки они замещаются пачкой коричневато-зеленых тонкослоистых песчаных аргиллитов [Журавлев, Сороков, 1954]. В наиболее полных разрезах в верхнем течении р. Хорбусуонки свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю, терригенную и верхнюю, карбонатную, и характеризуется резкой изменчивостью мощности. Это объясняется выклиниванием нижней части подсвиты в северо-западном направлении и предхатыспытским размывом ее верхней части. Мощность нижней части свиты уменьшается с запада на восток: от 20–30 м в бассейне р. Хорбусуонка до 2–3 м в среднем течении р. Улахан-Солооли [Комар, 1966; Геологическая ..., 1983; Шпунт и др., 1979; Якшин, Воданюк, 1986; Якшин, 1987 и др.]. В наиболее северных разрезах на р. Хорбусуонке (5–8 км выше устья руч. Хайпах) терригенные породы полностью выклинива-

ются, и на известняках хайпахской свиты залегают доломиты верхней подсвиты маастахской свиты.

Нижняя подсвита маастахской свиты представлена косослоистыми гравийными конгломератами, кварцевыми гравелитами и песчаниками (от грубо- до среднезернистых), с прослоями редких алевролитов и алевритистых аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты коричневато-зеленые, зеленые, красновато-коричневые. Песчаники желтовато-серые светлые, красновато- и зеленоватобурые рыхлые и плотные, обычно косослоистые. Маастахская свита имеет ярко выраженный трансгрессивный характер, однако распространена на ограниченной территории и имеет сравнительно незначительную мощность. Маломощность ее связана, возможно, с запаздыванием ранневендской трансгрессии на севере Сибирской платформы, а ограниченность географического распространения маастахских пород — с локальностью этой трансгрессии и/или с глубоким предхатыспытским размывом [Геологическая ..., 1983; Якшин, 1987 и др.].

На нескольких стратиграфических уровнях терригенные породы нижней подсвиты маастахской свиты содержат небольшие количества зеленых зерен глауконит-иллитового ряда, которые, как будет показано далее, имеют терригенное происхождение. До настоящего времени реконструкции фациальной обстановки образования терригенных отложений нижней подсвиты маастахской свиты не проводилось, но отмечалось, что накопление этих отложений происходило в мелководном морском бассейне [Сметанникова и др., 2013 и др.].

Верхняя подсвита маастахской свиты, мощность которой может достигать 40 м, представлена желтовато-серыми, кремевыми и светло-серыми мелкозернистыми волнисто-слоистыми, в нижней части оолитовыми и интракластовыми доломитами с конкрециями светлых и темных кремней. Породы содержат плохо сохранившиеся фрагменты матообразующих цианобактерий и накапливались в обстановках протяженной мелководной карбонатной платформы [Knoll et al., 1995].

Имеющиеся данные о возрасте маастахской свиты относятся к ее верхней карбонатной подсвите. Доломиты этого стратиграфического уровня имеют умеренно-положительные значения $\delta^{13}\text{C}$, лежащие в интервале 2.3...6.5‰ V-PDB, тогда как минимальное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.7082 [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017]. Минимальные возрасты обломочных цирконов из песчаников в кровле маастахской свиты составляют около 600 млн лет, что в совокупности с хемотратиграфическими данными позволяет достаточно условно оценить ее возраст как ранневендский (570–600 млн лет)

[Vishnevskaya et al., 2017]. Общая мощность маастахской свиты на северном склоне Оленекского поднятия достигает 65–75 м.

Первый разрез, откуда были изучены ГСС маастахской свиты, был опробован в ходе совместных работ Т.А. Ивановской с аэрогеологами А.Г. Кацем и З.Б. Флоровой в 1987–1989 гг. (Космоаэрогеологическая экспедиция № 3) и находится на правом борту долины р. Улахан-Сололи, в 400 м юг–юго-восточнее высоты 312.0 м (70°56'10" с.ш. 124°39'15" в.д.) (рис. 1, точка 1). Нижняя подсвита маастахской свиты представлена здесь горизонтом серых кварцевых гравелитов с прослоями песчаников, мощностью около 2 м, из которых отобран образец 557. Второй разрез нижней подсвиты маастахской свиты, мощностью 25 м, расположен в верхнем течении р. Хорбусуонки, на левом ее берегу, в 3 км ниже устья руч. Хатыспыт (70°56'50" с.ш. 124°01'40" в.д.) (см. рис. 1, т. 2). Из этого разреза, в 8 м выше подошвы маастахской свиты, Б.Б. Кочневым взят образец K16-020 из слоя (5 см) рыхлых светло-зеленых глинистых песчаных алевролитов, залегающего среди пестроцветных (красноватых, бурых, серых) гравелитов и песчаников.

На рис. 1 представлены точки отбора образцов на геологической карте-схеме нижнекембрийских, вендских и рифейских отложений Оленекского поднятия (по [Якшин, 1987; Шенфильд, 1991] с изменениями).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика выделения мономинеральных фракций ГСС. Выделение зерен включало дробление проб, рассеивание, промывку, высушивание при комнатной температуре и разделение размерных фракций на электромагнитных сепараторах. Деление размерных фракций (0.4–0.315, 0.315–0.2, 0.2–0.16 и 0.16–0.1 мм) на плотностные в интервале плотности от 2.4 до 2.9 г/см³ (с шагом 0.05 г/см³) проводилось для обр. 557, а в обр. K16-020 – для зерен размером 0.2–0.1 мм. На заключительном этапе проводилась ультразвуковая обработка зерен и окончательное отделение их от сростков иглой под бинокулярным микроскопом.

Рентгеновская дифракция. Рентгеновские дифракционные картины образцов были получены с помощью дифрактометра D8 Advance фирмы Bruker (CuK_α излучение). Дифракционные картины регистрировались в интервале углов от 3.0° до 49.5° 2θ для ориентированных и от 16.0° до 64.0° 2θ для неориентированных порошковых препаратов. Интенсивности измерялись дискретно с шагом 0.02° θ и экспозицией 40 с.

Химический анализ. Полный силикатный анализ обр. 557 проводился классическим химическим методом (аналитик К.А. Степанова, Хи-

мическая лаборатория, ГИН РАН). Исследование микроструктуры зерен из этого образца в полированных шлифах, в отдельных сколах зерен и в участках вмещающей породы, а также полуколичественный анализ катионного состава зерен и окружающих их минералов осуществлялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) CamScan MV-2300, снабженного энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument). Микроанализ проводился в точке размером 1 мкм². Погрешность измерений соответствует четвертой категории точности по требованиям Научного Совета по Аналитическим методам (ГИН РАН).

Микроструктура и состав зерен обр. K16-020 по их профилям были изучены при помощи СЭМ JEOL JSM 6510LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200. Разрешающая способность анализатора 6 мкм. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1%. Точность определения ±1% (ИГГД РАН).

Мессбауэровская спектроскопия. С помощью мессбауэровской спектроскопии оценивалось химическое и структурное состояние железа в 2 : 1 слоистых силикатах глауконит-иллитового ряда (обр. 557, K16-020). Мессбауэровские спектры были получены в ИГГД РАН при комнатной температуре на мессбауэровском спектрометре CM1201. Аппаратурная ширина линии в спектре эталонного α-Fe составляла 0.23 ± 0.01 мм/с. Угол между нормалью к образующей конуса и направлением к источнику гамма-излучения составлял 54.7° и позволял исключить асимметрию дублетов квадрупольного расщепления, связанную с ориентацией образца [Ericsson, Wäppling, 1976]. Плотность поглотителя по природному железу не превышала 5 мг/см². Качество разложения спектра оценивалось при помощи критерия Пирсона (χ²).

ИК-спектроскопия. Инфракрасные спектры поглощения обр. 557 и K16-020 были получены на ИК Фурье-спектрометре VERTEX 80v фирмы Bruker, оснащенном детектором DTGS и KBr-светоделителем (ГИН РАН). Для каждого образца проводилось 256 сканирований в средней области (4000–400 см⁻¹) в условиях вакуумной откачки с разрешением 4 см⁻¹. Предварительно истертый и спрессованный в виде таблетки с KBr образец прогревался в стеклянном бюксе с CaCl₂ в течение суток при температуре 105°C. Обработка результатов была проведена при помощи программы OPUS 7.0. Коррекция базовой линии производилась в интерактивном режиме методом рассеивания Rubberband (количество итераций – 5 и 10, соответственно, для образцов 557 и K16-020). Разложение и фиттинг области валентных колебаний ОН-групп спектров проводились с помощью программы GalacticPeakSolve™. Качество разложения оценивалось с помощью функции

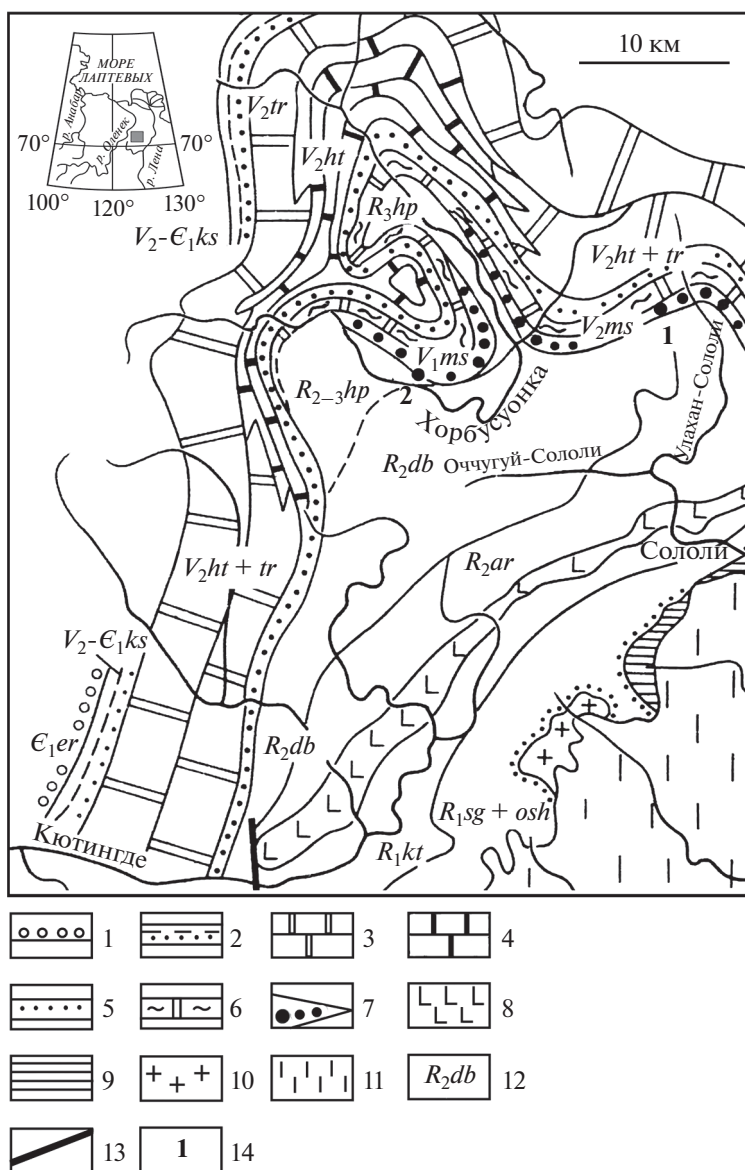


Рис. 1. Географическое положение района работ и геологическая карта-схема нижнекембрийских, вендских и рифейских отложений Оленекского поднятия со снятыми дизъюнктивными нарушениями [Якшин, 1987; Шенфильд, 1991], с дополнениями по [Зайцева и др., 2017].

Точки отбора образцов: 1 – обр. 557 (р. Улахан-Сололи), 2 – обр. К16-020 (р. Хорбусуонка).

1 – базальные конгломераты еркекетской свиты (Є_{1er}); 2 – терригенно-карбонатные породы кессюсинской свиты; 3 – доломиты туркутской свиты, 4 – черные известняки и сланцы хатыспытской свиты, 5 – базальный горизонт хатыспытской свиты; 6 – доломиты с кремнями маастахской свиты; 7 – базальный горизонт маастахской свиты; 8 – силлы диабазов; 9 – отложения нижнепротерозойской экильской свиты; 10 – дорифейские гранитоиды; 11 – пермские и четвертичные отложения; 12 – индексы свит: R_{1sg} + osh – нижний рифей, сыгынахтахская и осорхатахская свиты; R₂ – средний рифей: ag – арымасская, db – дебэнгдинская свиты, и R₂₋₃ – hp – (нижняя и верхняя подсвиты) хайпахской свиты; V_{1ms} – нижний венд, маастахская свита; V_{2ht} + tr – верхний венд, хатыспытская и туркутская свиты, V₂–Є_{1ks} – верхний венд–нижний кембрий, кессюсинская свита, Є_{1er} – нижний кембрий, еркекетская свита; 13 – тектонические нарушения.

минимизации χ^2 , коэффициента корреляции R^2 , по величине остаточной среднеквадратичной ошибки (Local residual RMS error), а также по степени соответствия катионного состава образца, рассчитанного из ИК-данных, его кристаллохимической формуле.

Изотопная геохронометрия. При изучении Rb–Sr систематики навески монофракций ГСС разлагали в смеси концентрированных HF, HCl и HNO₃ при температуре 100°C в течение трех суток. Образцы предварительно обрабатывали 1 N HCl для удаления Sr, адсорбированного на поверхности

зерен глауконита и/или входящего в состав аутигенных не силикатных минералов. Содержание Rb и Sr в вытяжке (L), остатке от выщелачивания (R) и в образце, не подвергавшемся выщелачиванию (W), определяли методом изотопного разбавления со смешанным индикатором ^{87}Rb – ^{84}Sr . Из этих же данных вычисляли отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Измерение изотопного состава Rb проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261, а изотопного состава Sr — на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН). Среднее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изотопном стандарте NIST SRM-987 в ходе работы составляло 0.710281 ± 0.000005 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 26$). Аналитическая погрешность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минералах оценивалась равной $\pm 1\%$ (2σ), а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как $\pm 0.1\%$ (2σ). Воспроизводимость и правильность методики проведения исследований контролировались анализом стандартного полевого шпата NIST 70a. Среднее содержание Rb и Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом образце в процессе работы составляли соответственно 523 и 65.5 мкг/г и 1.20075. Параметры изохрон рассчитывались полиномиальным методом наименьших квадратов [McIntyre et al., 1966]. Погрешности определения Rb–Sr возраста приведены на уровне двух стандартных отклонений (2σ).

Сопоставление теоретических картин распределения катионов в октаэдрической сетке ГСС с данными инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии. Методология реконструкции двумерного катионного распределения в октаэдрической сетке диоктаэдрических 2 : 1 слоистых силикатов базируется на представлениях Л.Г. Дайняк с соавторами [Dainyak, Drits, 1987; Dainyak et al., 2009, 2013]. Процесс реконструкции двумерного распределения октаэдрических катионов выполнен в рамках программы “Optima” [Зайцева и др., 2016, 2017], дополненной новым программным блоком “Irmes”. Этот подход основан на концепции формирования и преобразования ГСС [Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992; Горохов и др., 1995] и детально изложен в статье Т.С. Зайцевой с соавторами [2016]. Коротко суть его сводится к тому, что в обычных ситуациях для структуры “зрелого” аутигенного ГСС характерен доменно-упорядоченный характер распределения катионов. Изотопный возраст такого минерала соответствует времени раннего диагенеза вмещающих осадков. Воздействие же вторичных процессов может приводить к преобразованию структуры ГСС, потере радиогенных элементов и “омоложению” полученных изотопных датировок.

В рамках программы “Optima” рассматривались две модели: неупорядоченного распределения октаэдрических катионов (Модель 1), свойственного до-глауконитовой стадии существования

глинистой матрицы, и “доменно-упорядоченного” распределения (Модель 2), характерного для “зрелых” ГСС на завершающем этапе глауконитизации. Кроме того, в рамках новой программы “Irmes” выполнен расчет теоретических картин распределения октаэдрических катионов по данным ИК-спектроскопии, дающей информацию о составе и количестве пар катион–ОН-катион в области валентных колебаний ОН-групп (3700 – 3500 см $^{-1}$). Полученные модели сравнивались с моделями, полученными в программе “Optima”; наиболее близкое их совпадение являлось главным условием для выбора картины катионного распределения. Такой выбор оптимального варианта структуры ГСС позволял связать полученное значение изотопного возраста с конкретным геологическим (геохимическим) событием, вызвавшим структурное преобразование минерала.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткая характеристика пород

Изученные глауконитсодержащие терригенные породы нижней подсвиты маастахской свиты представлены гравелитами и крупно-среднезернистыми песчаниками в разрезе на р. Улахан-Сололи (обр. 557) и глинистыми песчанистыми алевролитами в разрезе на р. Хорбусуонка (обр. K16-020), расположенном в 23 км западнее первого разреза (см. рис. 1). Микроскопические исследования пород (в полированных шлифах) проводились только для обр. 557. Для образцов 557 и K16-020 с помощью рентгенографического метода также изучались отдельные минералы и глинистые фракции, выделенные из вмещающих пород.

Образец 557. Песчаники и гравелиты (обр. 557) светло-желтоватые и серые, массивные и косо-слоистые, прослоями сильно выветрелые и иногда ожелезненные. По составу породы кварцевые и полевошпат-кварцевые, участками глинистые, с зернами слоистых силикатов зеленого цвета (1–5%), с многочисленными бесцветными чешуйками мусковита (до 0.4 мм), выделениями лейкоксена, анатаза, органического вещества (ОВ), гидроксидов Fe буровато-желтого цвета и др. Зерна кварца и К-полевых шпатов часто трещиноватые и несут следы коррозии (рис. 2, 3). Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, монацитом, турмалином, амфиболами и др.

В породах интенсивно развиты процессы конформации, микролитолитизации и инкорпорации; преобладает конформно-регенерационный кварцевый и полевошпат-кварцевый цемент, реже поровое пространство заполнено глинистыми минералами или слюдисто-кварцевым агрегатом, а также гематитом и гетитом (см. рис. 3).

Образец K16-020. Глинистые глауконитсодержащие светло-зеленые песчанистые алевролиты

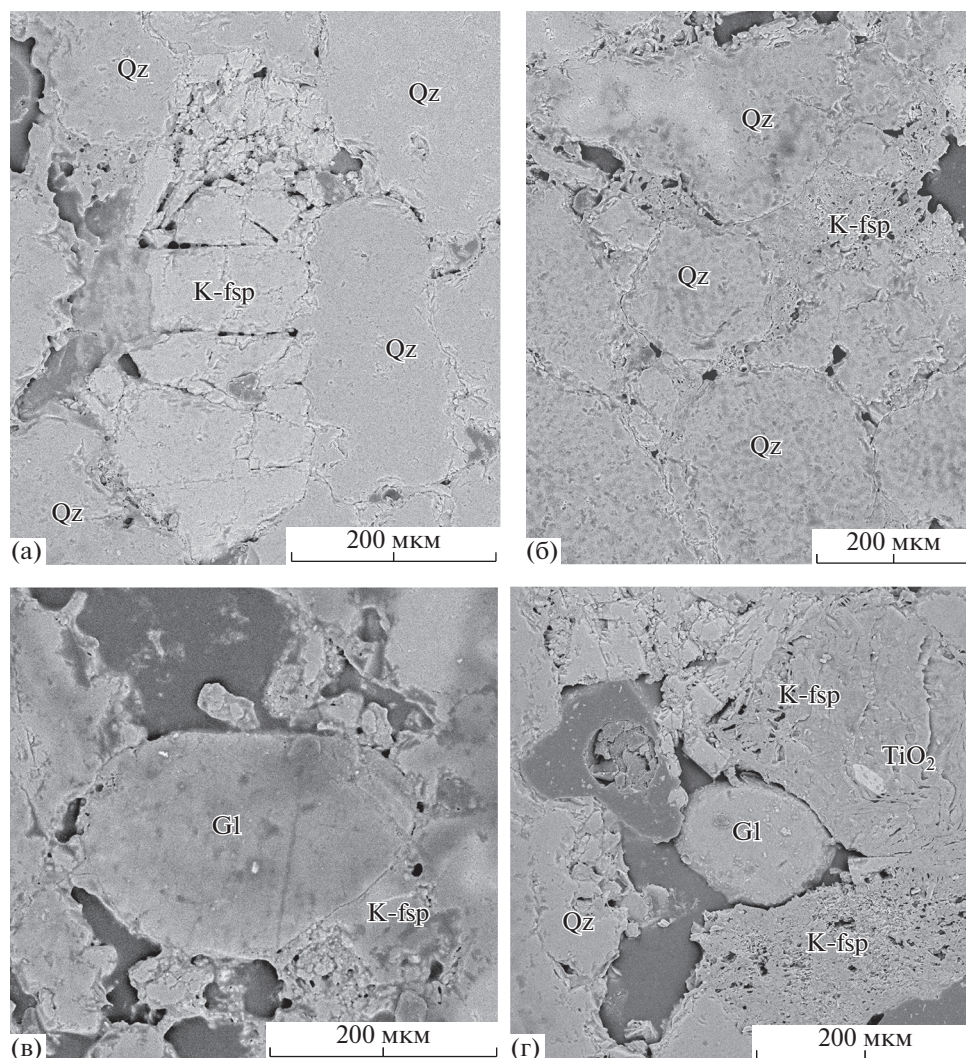


Рис. 2. Микрофотографии песчаников нижней подсвиты маастахской свиты в СЭМ (обр. 557): а, б — зерна кварца и полевого шпата разной степени выветривания, в, г — участки песчаников с глобулами слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда.

Сокращения — кварц (Qz), К-полевые шпаты (K-fsp), глобулярные слоистые силикаты (Gl), рутил (TiO_2). Темные участки — органическое вещество (OB).

(обр. K16-020) по составу кварцевые с примесью полевых шпатов, с зелеными зернами слоистых силикатов (до 5%), многочисленными бесцветными чешуйками мусковита (до 0.4 мм) и титанистыми образованиями лейкоксенового типа. Акцессорные минералы такие же, как в обр. 557.

Рентгеновские исследования глинистых фракций обр. 557 (<0.6 мкм, <1 мкм) и обр. K16-020 (<5 мкм) показали следующее. В образцах на дифрактограммах ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прогревом при 550°C состояниях наблюдается серия базальных отражений, позволяющая судить о преобладании слюдистого минерала с малым количеством разбухающих слоев. В качестве незна-

чительной примеси в образцах отмечаются каолинит, кварц, полевые шпаты и ярозит. На дифрактограммах, полученных от неориентированных препаратов образцов, значения $d(060) \sim 1.500 \text{ \AA}$ (параметр элементарной ячейки $b = 9.000 \text{ \AA}$), что соответствует диоктаэдрическому слюдистому минералу Al-состава.

Структура и минеральный состав маастахских терригенных пород указывают на вторичные преобразования, в целом характерные для зоны глубинного катагенеза. Об этом свидетельствуют мозаичные (конформно-регенерационные) и фестончатые структуры; новообразованные кварц и полевые шпаты, нередко образующие регенерационные каемки; часто встречающиеся скопле-

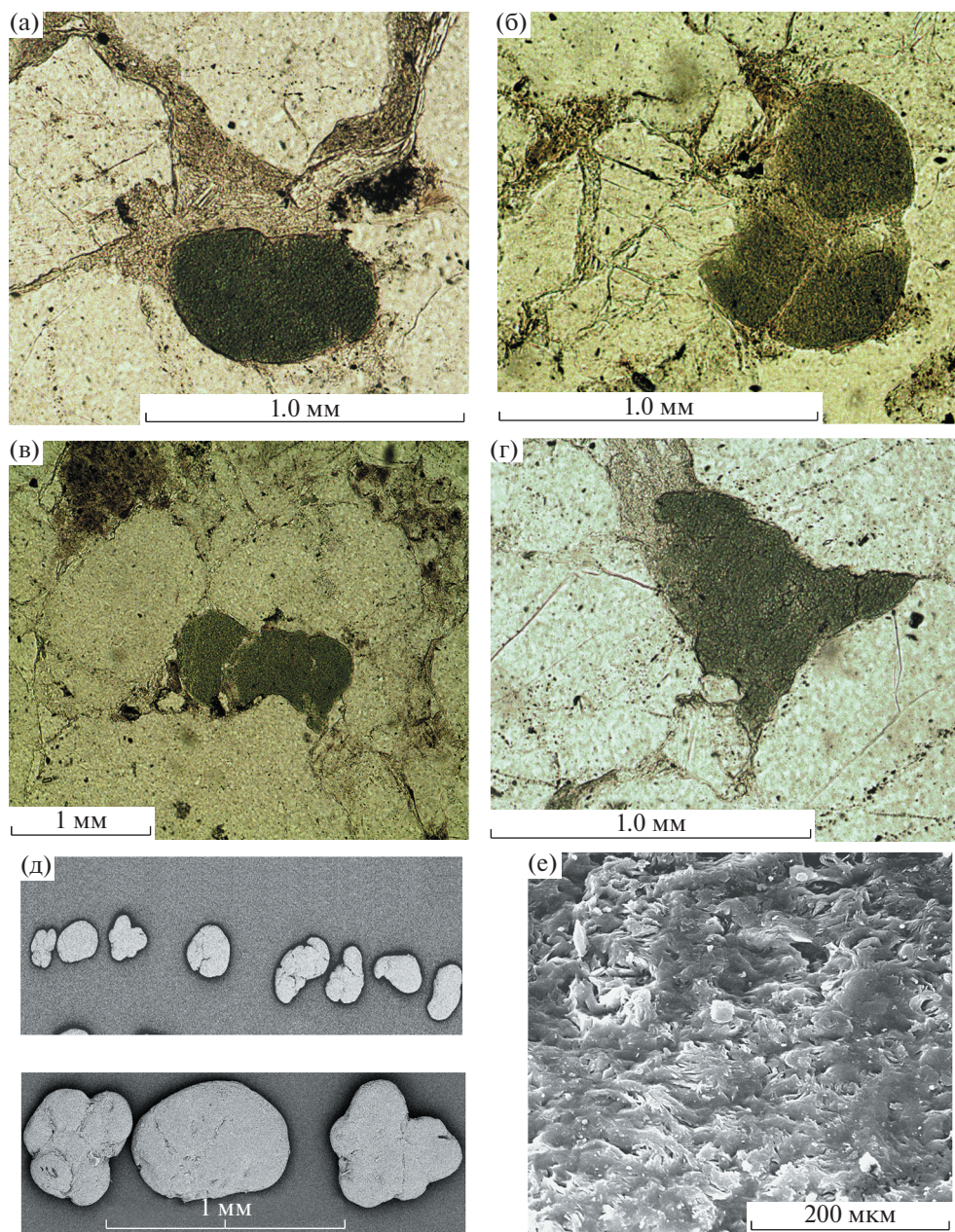


Рис. 3. Макро- и микроскопические особенности зерен слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда обр. 557. а–г — фотографии петрографических шлифов: а, б — зерна, практически сохранившие глобулярную форму, в — зерно, слабо деформированное, г — цементная масса, образованная при давлении более плотных соседних зерен на глобулы в процессе гравитационного уплотнения породы; д, е — микрофотографии в СЭМ: д — внешний вид глобуль, е — микроструктура внешней поверхности одной из глобуль.

ния лейкоксена и др. Глинистые минералы представлены диоктаэдрическими слюистыми минералами Al-состава.

При поднятии территории в процессе регрессивного катагенеза и в гипергенезе произошло частичное замещение тонкодисперсного слюисто-кварцевого цемента каолинитом, гематитом, гетитом, а в отдельных участках — частичная дезинтеграция пород.

Минералогическая характеристика зерен ГСС

В обр. 557 размер зерен колеблется от 0.4 до 0.1 мм, но преобладает размерная фракция 0.315–0.2 мм, которая делилась на плотностные фракции. В этой размерной фракции присутствуют, в основном, зерна плотностью 2.6–2.65 (40%) и 2.65–2.7 (45%) г/см³, а в подчиненном количестве — плотностью 2.7–2.75 (15%) г/см³, которые анализировались совместно. Таким образом, в обр. 557

Таблица 1. Рентгеноструктурные характеристики изученных образцов нижней подсвиты маастахской свиты

№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Состояние образца	Разбухающие слои				Слюдистые слои, $c\sin\beta$, Å	R	$d(060)$, Å	Параметр b , Å	$c\cos\beta/a$,
				сметитовые		вермикулитовые						
				h , Å	%	h , Å	%					
557	0.315—0.2	2.6—2.75	возд. -сух.	12.5	5	14.4	4	9.98	3	1.5065	9.039	—0.390
			эт. -гл.	16.85	6	14.0	3					
K16-020	0.2—0.1	2.6—2.7	возд. -сух.	12.5	5	14.2	3	9.98	2	1.5045	9.027	—0.390
				15.1	2							
			эт. -гл.	16.75	7	14.0	3					

Примечание. Образцы в воздушно-сухом (возд.-сух.) и насыщенном этиленгликолем (эт.-гл.) состояниях; h – высота разбухающих слоев, R – фактор ближнего порядка.

детально исследовались зерна размером 0.315–0.2 мм, плотностью 2.6–2.75 г/см³. Цвет изученных зерен зеленый разной интенсивности, форма неправильная (полуугловатая, угловатая и др.), нередко деформированная окружающими более плотными зернами кварца и К-полевых шпатов, а также глобулярная (округлая, овальная, почковидная, мозговидная и др.) (см. рис. 2в, г, 3а–д).

В обр. K16-020 преобладают зерна размером 0.2–0.1 мм, плотностью 2.6–2.7 г/см³ светло- и темно-зеленого цвета, разной формы (округлой, овальной, угловатой и др.); именно эти зерна изучались в работе.

Изученная с помощью СЭМ внутренняя структура зерен является характерной для ГСС глауконит-иллитового состава и образована плавно изгибающимися, по-разному ориентированными микрокристаллами размером 1–3 мкм (см. рис. 3е).

Рентгенографические данные ГСС

Особенности дифракционных картин от ориентированных препаратов. Дифрактограммы, полученные от природных и насыщенных этиленгликолем препаратов обр. 557 и K16-020, являются типичными для слюдистых минералов с небольшим количеством разбухающих межслоев (рис. 4). На дифрактограммах природных образцов регистрируется нецелочисленная серия отражений с $d = 10.33$ и 10.35 для первого базального рефлекса, которые смещаются в сторону больших углов 2θ при насыщении препаратов этиленгликолем до значений $d = 10.01$ и 9.938 соответственно. Моделирование экспериментальных дифракционных картин [Sakharov et al., 1999] показало, что в смешанослойной структуре ГСС обр. 557 и K16-020 слюдистые и разбухающие слои (сметитовые и вермикулитоподобные, или высокозарядные сметитовые) чередуются в соотношении

ях 0.91 : 0.09 и 0.90 : 0.10 с максимально возможной степенью порядка при факторе ближнего порядка R , равном 3 и 2 соответственно [Дриц, Сахаров, 1976; Sakharov, Lanson, 2013]. Высоты и концентрации сметитовых и вермикулитоподобных слоев для воздушно-сухого и насыщенного этиленгликолем препаратов приведены в табл. 1.

Особенности порошковых дифрактограмм. Для обоих образцов, приготовленных из зерен слоистых силикатов, характерны четкие и интенсивные рефлекссы 11/1, 20/ (рис. 5), что свидетельствует о высокой степени структурной упорядоченности слюдистых минералов, содержащих небольшое число дефектов упаковки. Это позволяет определить параметры структуры минерала, b и $c\cos\beta/a$, используя значения $c\sin\beta$, установленные для слюдистых слоев при моделировании дифрактограмм ориентированных образцов, и величины $d(060)$, $d(\bar{1}12)$ и $d(112)$, с учетом, что $a = b/\sqrt{3}$ (см. табл. 1) [Дриц и др., 1993].

Кристаллохимические особенности ГСС

Общие кристаллохимические формулы были рассчитаны по данным полного силикатного анализа (обр. 557) и по усредненным результатам полуколичественного микронзондового анализа (обр. K16-020), с учетом данных термического анализа, позволившего рассчитать содержание воды в структуре минералов (табл. 2, 3). При этом принималось во внимание соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, полученное методом мессбауэровской спектроскопии. Катионные составы образцов приводятся в расчете на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (см. табл. 3, анализы 1, 2).

В обобщенной классификации, как отмечалось выше, низкозарядные Fe-содержащие К-диоктаэдрические слюды подразделяются на три группы по степени алюминиевости $K_{\text{Al}} = {}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al})$: иллиты (в том числе соб-

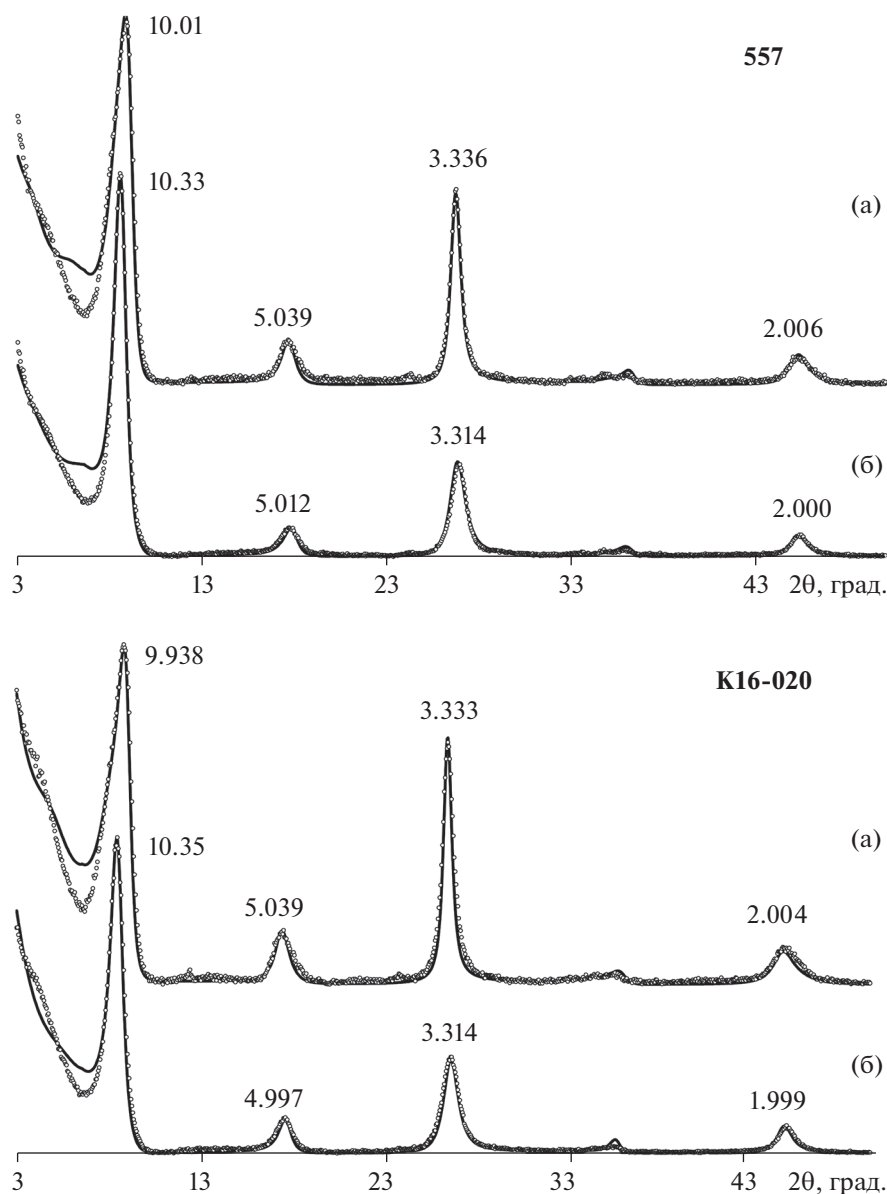


Рис. 4. Дифрактограммы образцов 557 и K16-020, полученные для ориентированных препаратов ГСС (кружки) в воздушно-сухом (а) и насыщенном этиленгликолем (б) состояниях, и их сравнение с дифракционными картинками (сплошные линии), рассчитанными для моделей смешанослойных структур Fe-иллит–сметит, параметры которых даны в табл. 1.

ственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты ($K_{Al} > 0.8$), Fe-иллиты ($0.6 < K_{Al} \leq 0.8$), Al-глаукониты ($0.5 \leq K_{Al} \leq 0.6$) и глаукониты ($K_{Al} < 0.5$). В работе Б.Б. Звягиной с соавторами [2017] показано, что каждая из этих групп характеризуется конкретной комбинацией диапазонов колебания параметров элементарной ячейки b , $c \sin \beta$, $c \cos \beta / a$ и, помимо K_{Al} , дополнительными параметрами катионного состава — суммарным содержанием катионов Al (Al_{total}) и Fe (Fe_{total}), а также специфическими ИК-спектроскопическими особенностями.

В обоих образцах отмечается относительно высокое содержание межслоевых катионов К (ф.е.), характерное для низкозарядных слюдистых минералов — 0.71 (обр. 557) и 0.74 (обр. K16-020). Содержание тетраэдрических катионов в образцах является близким, так же, как и содержание катионов ^{VI}Mg (см. табл. 3, ан. 1, 2).

В обр. 557 катионный состав ($^{VI}Al = 1.20$; $Al_{total} = 1.66$; $Fe^{3+} = 0.49$; $Fe_{total} \sim 0.6$ ф.е.; $K_{Al} = 0.71$) и параметры элементарной ячейки ($b = 9.039 \text{ \AA}$, $c \sin \beta = 9.98 \text{ \AA}$, $c \cos \beta / a = -0.390$) почти по всем

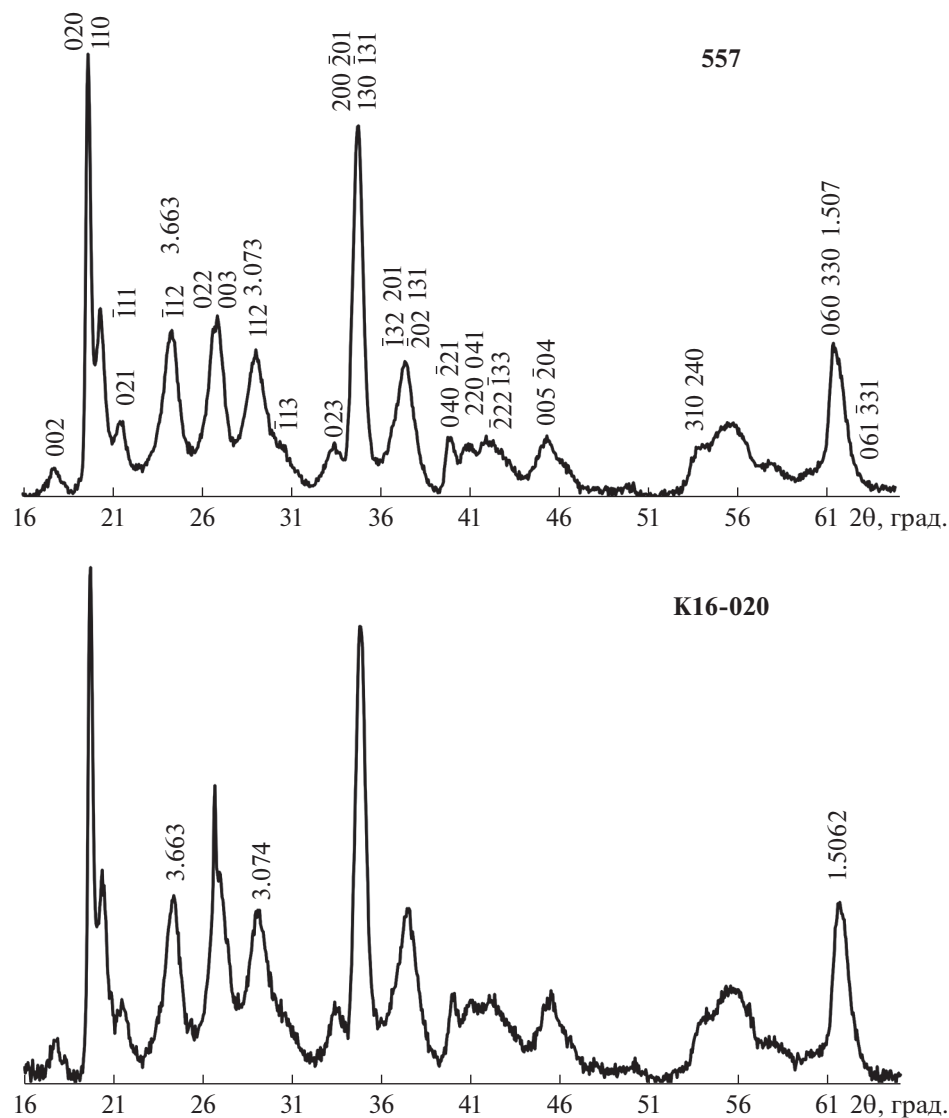


Рис. 5. Дифрактограммы образцов 557 и K16-020, полученные для неориентированных препаратов ГСС.

параметрам соответствуют Fe-иллитам [Zviagina et al., 2017].

В обр. K16-020 изученный минерал характеризуется более высоким содержанием ^{VI}Al (1.41, Al_{total} = 1.88 ф.е.) и более низким – Fe³⁺ (0.31,

Fe_{total} ~ 0.4 ф.е.). Величины K_{Al} (0.82) и Fe_{total} являются пограничными между Fe-иллитами и собственно иллитами, в то время как наблюдаемое значение Al_{total} более характерно для иллитов. Параметры элементарной ячейки b = 9.027 Å и

Таблица 2. Химический состав изученных образцов нижней подсвиты маастахской свиты, Оленекское поднятие (мас. %)

№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Оксиды								Σ
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
557	0.315–0.2	2.6–2.75	49.59	19.72	9.81	1.42	1.87	—	0.28	7.77	90.46
K16-020	0.2–0.1	2.6–2.7	51.01	23.14	5.87	1.43	1.86	0.15	0.04	8.40	91.90

Примечание. Содержание воды в обр. 557, по данным полного силикатного анализа, составляет 9.57%; в обр. K16-020, по данным термического анализа – 8.1%. Результаты анализов приведены с уточнением соотношения двух- и трехвалентного железа по данным мессбауэровской спектроскопии.

Таблица 3. Кристаллохимические формулы глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда (ф.е.) из докембрийских отложений Оленекского поднятия

№ пп	№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Катионы										VIAl / (VIAl + VIFe ³⁺)	Заряды			Fe ²⁺ /Fe ³⁺
				тетраэдри- ческие		октаэдрические					межслоевые				тетраэдрические	октаэдрические	межслоевые	
				Si	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ _{окт}	K	Na	Ca					
Нижний венд, нижняя подсвита маастахской свиты																		
1	557*	0.315–0.2	2.6–2.75	3.54	0.46	1.20	0.49	0.12	0.20	2.01	0.71	0.04	Нет	0.71	15.54	5.71	0.75	0.24
2	K16-020*	0.2–0.1	2.6–2.7	3.53	0.47	1.41	0.31	0.08	0.19	1.99	0.74	0.01	0.01	0.82	15.53	5.70	0.77	0.27
Средний рифей, нижняя подсвита хайпахской свиты																		
3	576	0.4–0.2	2.6–2.7	3.56	0.44	1.26	0.38	0.14	0.28	2.06	0.63	0.01	0.01	0.77	15.56	5.76	0.66	0.37
4	575*	0.4–0.2	2.65–2.7	3.70	0.30	1.09	0.50	0.21	0.23	2.03	0.64	0.01	Нет	0.69	15.70	5.65	0.65	0.41
5	577/6*	0.4–0.2	2.6–2.7	3.63	0.37	1.06	0.42	0.24	0.33	2.07	0.65	0.05	0.05	0.72	15.63	5.58	0.80	0.58
6	577/2	0.4–0.2	2.45–2.5	3.69	0.31	1.03	0.51	0.18	0.29	2.01	0.65	0.02	0.04	0.67	15.69	5.56	0.75	0.35
7	552	0.63–0.2	2.6–2.7	3.59	0.41	1.22	0.41	0.14	0.25	2.02	0.65	0.04	0.02	0.75	15.59	5.67	0.73	0.34
8	552a	0.63–0.2	2.5–2.65	3.69	0.31	1.15	0.41	0.18	0.26	2.00	0.66	0.04	0.02	0.74	15.69	5.56	0.74	0.44

Примечание. K_{Al} – степень алюминиевости $V^{VI}Al / (V^{VI}Fe^{3+} + V^{VI}Al)$. * – выделены анализы с уточненным соотношением двух и трехвалентного железа по данным мессбауэровской спектроскопии. Формулы 3–8 взяты из работы [Ивановская и др., 2012].

$c \sin \beta = 9.98 \text{ \AA}$ типичны как для Fe-иллитов, так и для собственно иллитов. Как и в случае обр. 557, величина $|\cos \beta / a| = 0.390$ повышена и более характерна для собственно иллитов, однако диагностическое значение этого параметра здесь не столь велико, как в случае селадонитов и алюиноселадонитов [Zviagina et al., 2017]. Таким образом, можно заключить, что, по катионному составу и параметрам элементарной ячейки, обр. K16-020 является пограничным между собственно иллитами и Fe-иллитами (далее в работе обр. K16-020 мы относим к Fe-иллиту).

Следует подчеркнуть, что любая, даже самая подробная классификация является отчасти условной, так как всегда основывается на ограниченном массиве экспериментальных данных. Более того, промежуточное положение образца ГСС в классификации слюистых минералов может быть связано с высокой степенью его кристаллохимической гетерогенности, проявляющейся на микро- и нано-уровнях, когда глобулы представляют собой физическую смесь индивидуальных слюистых разновидностей в широком диапазоне составов [Дриц и др., 2013].

ИК-спектроскопия ГСС

Профиль и положения полос поглощения в средней области ИК-спектров изученных образцов (рис. 6) типичны для Fe-иллитов и отражают гетерогенность их катионного состава. Наиболее информативными с диагностической точки зре-

ния являются области деформационных и валентных колебаний Si–O ($600\text{--}400$ и $\sim 1200\text{--}850 \text{ см}^{-1}$) и область валентных колебаний OH-групп ($3700\text{--}3500 \text{ см}^{-1}$) [Zviagina et al., 2017, 2020]. Спектры обр. 557 и обр. K16-020 в области деформационных и валентных колебаний Si–O практически совпадают по профилю и положению полос, что согласуется с почти идентичным катионным составом их тетраэдрических сеток и близким составом октаэдрических катионов. В области деформационных колебаний Si–O ($600\text{--}400 \text{ см}^{-1}$) отмечаются три полосы поглощения, характерные для Fe-содержащих K-диоكتаэдрических слюистых минералов с относительно высоким содержанием катионов Al: Si–O (433 см^{-1}), Si–O–Si (473 см^{-1}) и Si–O–Al^{VI} (522 см^{-1}). Положения этих полос хорошо согласуются со значениями, приведенными в работах [Zviagina et al., 2017, 2020], для K-диоктаэдрических слюд с $K_{Al} \geq 0.6$ ($434\text{--}440$, $469\text{--}471$ и $514\text{--}526 \text{ см}^{-1}$ соответственно). В области валентных колебаний Si–O в спектрах обоих образцов наблюдается интенсивная полоса при 1020 см^{-1} и плечо при 1080 см^{-1} , что соответствует колебаниям $\nu(\text{SiO})$ и $\nu(\text{SiO}_{\text{apical}})$ в Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюдах ($987\text{--}1017$ и $1070\text{--}1100 \text{ см}^{-1}$ соответственно) [Zviagina et al., 2017, 2020].

Область валентных колебаний OH-групп является результатом наложения индивидуальных полос поглощения, которые соответствуют OH-группам, связанным с различными типами пар

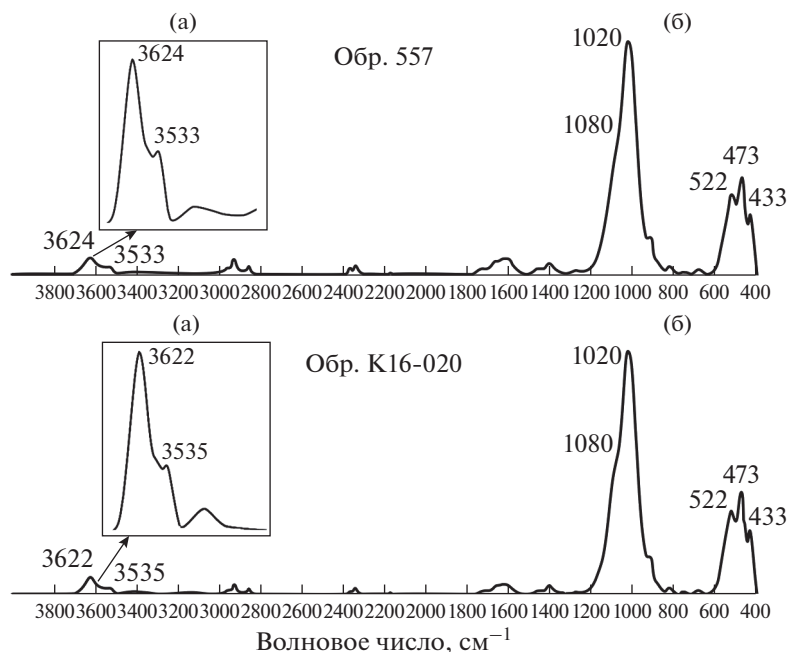


Рис. 6. ИК-спектры обр. 557 и K16-020 в средней области: области валентных колебаний OH-групп (а) и деформационных и валентных колебаний Si—O (б).

октаэдрических катионов [Besson, Drits, 1997a, б; Zviagina et al., 2020]. Спектры обр. 557 и K16-020 в этой области близки как по профилю, так и по положениям полос, типичным для Fe-иллитов. В обоих спектрах наблюдаются две широкие полосы поглощения при 3533–3535 и 3622–3624 см^{-1} , причем вторая из них, которая включает колебания OH-групп, связанных с катионами Al и Mg, значительно интенсивнее первой, которая относится к колебаниям, связанным с катионами Fe. В спектре обр. 557 полоса, включающая колебания, связанные с катионами Fe, более интенсивна по сравнению с соответствующей полосой в спектре обр. K16-020, что обусловлено относительно более высоким содержанием катионов Fe в обр. 557.

Следует подчеркнуть, что профиль и распределение интенсивностей в области валентных колебаний OH-групп спектра обр. K16-020, который по составу ($K_{\text{Al}} = 0.82$) является пограничным между собственно иллитами ($K_{\text{Al}} > 0.8$) и Fe-иллитами ($0.6 \leq K_{\text{Al}} \leq 0.8$), типичны для Fe-иллитов и резко отличаются от наблюдаемых в иллитах (широкая полоса с максимумом при 3607–3630 см^{-1} [Zviagina et al., 2017, 2020]).

Разложение ИК-спектров обр. 557 и K16-020 в области валентных колебаний OH-групп и сопоставление индивидуальных полос поглощения проведено в соответствии с методологией, изложенной в работах [Besson, Drits, 1997a, б; Zviagina et al., 2017, 2020]. Критерием корректности разло-

жения являлось максимально близкое соответствие катионного состава образца, рассчитанного из ИК-данных, его кристаллохимической формуле, а также значения соответствующих статистических параметров (табл. 4, 5). Относительно высокие значения χ^2 связаны, по-видимому, с меньшей точностью аппроксимации профиля полосы поглощения молекул абсорбированной воды, что не отражается на степени соответствия катионного состава.

Наиболее интенсивная полоса с максимумом при 3622 см^{-1} в спектре обр. 557 является результатом наложения полос поглощения AlOHMg и AlOHAl (рис. 7). Менее интенсивная полоса при 3533 см^{-1} в спектре обр. 557 представляет собой суперпозицию полос поглощения $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$ и $\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$. Слабо выраженное плечо при $\sim 3667 \text{ см}^{-1}$ определяет полоса поглощения AlOHFe^{3+} , а также перекрывающиеся полосы $\text{Fe}^{3+}\text{OHMg}$ и AlOHFe^{2+} (см. рис. 7а, табл. 4). Общее число и положения индивидуальных полос поглощения в спектре обр. K16-020 близки к наблюдаемым в спектре обр. 557 (см. рис. 7б, табл. 4), однако отмечаются и определенные различия. В спектре обр. K16-020 отсутствует полоса $\text{Mg}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$. Более высокая относительная интегральная интенсивность полос поглощения AlOHAl и, особенно, полосы при 3622 см^{-1} в спектре обр. K16-020 отражают более высокое содержание катионов Al в этом образце по сравнению с обр. 557. Несмотря на это, полоса AlOHMg в

Таблица 4. Положения ($\nu(\text{OH})$, см^{-1}) и относительные интегральные интенсивности (A) индивидуальных полос поглощения в области валентных колебаний ОН-групп в ИК-спектрах обр. 557 и К16-020

Полоса поглощения	$\nu(\text{OH})^*$	Обр. 557		Обр. К16-020	
		$\nu(\text{OH})$	A	$\nu(\text{OH})$	A
$\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$	3521 ± 6	3516	0.029	3515	0.032
$\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$	3533 ± 3	3533	0.144	3535	0.120
$\text{Mg}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$	3561 ± 5	3556	0.018	—	—
AlOHFe^{2+}	3563 ± 3	3556	0.054	3559	0.061
AlOHFe^{3+}	3576 ± 3	3579	0/115	3579	0.124
AlOHMg^{2+}	3605 ± 5	3605	0.217	3602	0.146
AlOHAl	3621 ± 6	3625	0.198	3622	0.282
AlOHAl	3641 ± 5	3643	0.134	3641	0.120
AlOHAl	3661 ± 5	3660	0.075	3658	0.103
AlOHAl (пуг.)	3675 ± 5	3680	0.015	3672	0.013
R^2	—	0.999		0.999	
$RMS\ error$	—	4.7×10^{-5}		4.4×10^{-5}	
χ^2	—	8.38		8.48	

Примечание. * Значения волновых чисел для индивидуальных полос поглощения катион–ОН-катион [Zviagina et al., 2020].

Таблица 5. Сравнение содержания октаэдрических катионов (ф.е.) в 2 : 1 слоях ГСС маастахской свиты, рассчитанного разными методами

№ обр.	Вид анализа	Содержание октаэдрических катионов			
		Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg
557	1	1.20	0.49	0.12	0.20
	2	1.23	0.45	0.08	0.23
К16-020	1	1.41	0.31	0.08	0.19
	2	1.37	0.40	0.09	0.15

Примечание. 1 — данные кристаллохимической формулы, 2 — данные ИК-спектроскопии.

спектре обр. 557 более интенсивна, чем в спектре обр. К16-020, что может свидетельствовать о тенденции к более высокой степени упорядоченности в распределении катионов Al и Mg в структуре обр. 557.

Распределение интенсивностей индивидуальных полос поглощения в спектрах изученных образцов позволяет сделать некоторые выводы об особенностях распределения октаэдрических катионов в их структурах. В обоих образцах катионное распределение не является полностью неупорядоченным, так как в их спектрах не выявлены полосы поглощения, соответствующие конфигурациям $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{2+}$ и MgOHFe^{2+} . На рис. 8а, б сравниваются экспериментальные значения относительных интегральных интенсивностей полос катион–ОН-катион, соответствующие относительным содержаниям пар катионов данного типа, со значениями, которые наблюдались бы

при полностью случайном катионном распределении. Эти данные показывают, что в обеих структурах отмечается тенденция к сегрегации катионов Fe^{3+} по отношению к катионам Al, так как содержания конфигураций $\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$ и AlOHFe^{3+} , соответственно, выше и ниже значений для неупорядоченного катионного распределения. С другой стороны, в структуре обр. К16-020 катионное распределение ближе к случайному, по сравнению с обр. 557, в структуре которого отмечается тенденция к упорядочению катионов Al и Mg, а также более выраженная сегрегация катионов Fe^{3+} и Al (см. рис. 8).

Мессбауэровская спектроскопия ГСС

Величина отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, необходимая при расчетах кристаллохимических формул ГСС,

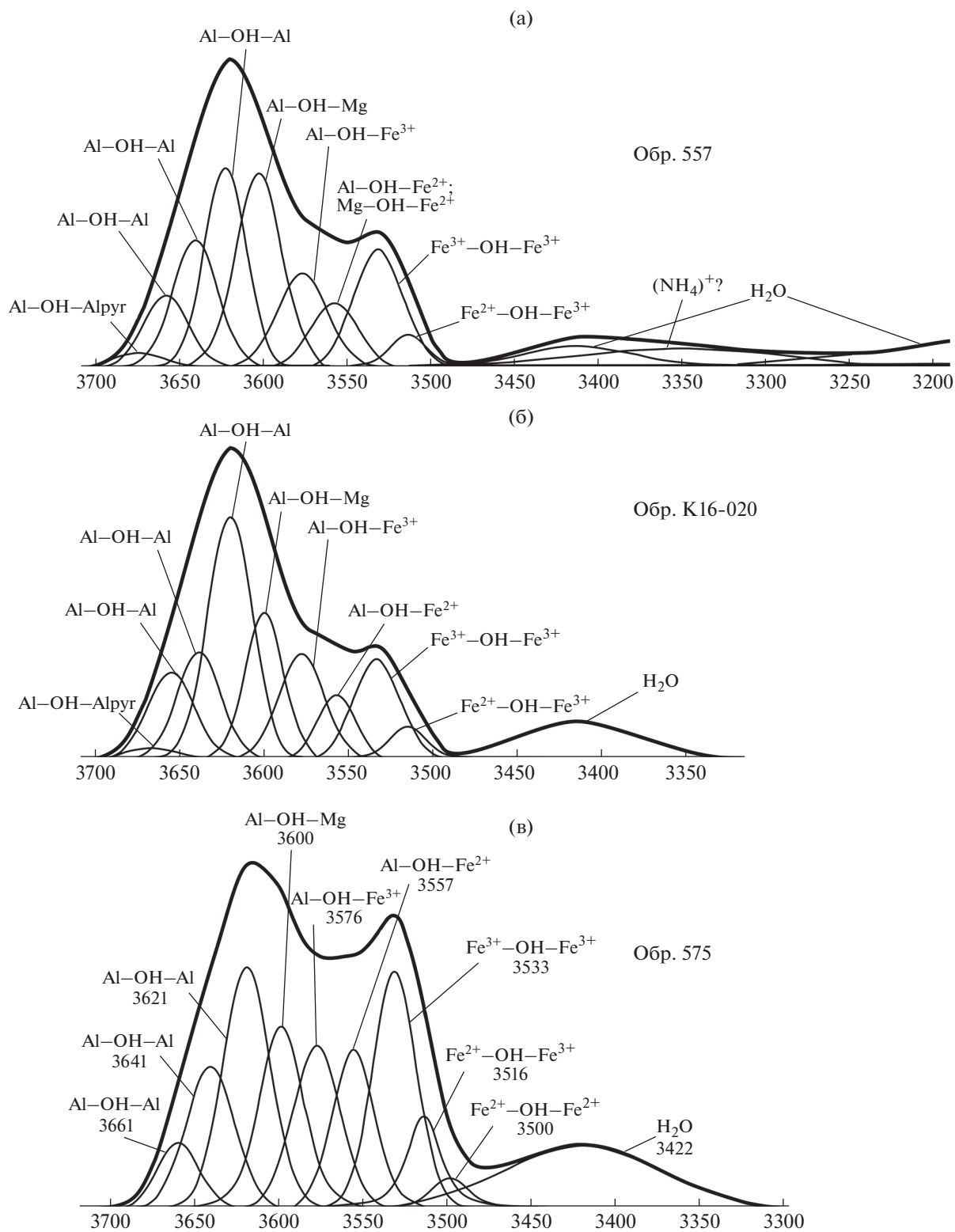


Рис. 7. Результаты разложения ИК-спектров ГСС из нижней подсвиты маастахской свиты нижнего венда (а, б) и нижней подсвиты хайпахской свиты среднего рифея (в) в области валентных колебаний ОН-групп: обр. 557 (а), K16-020 (б) и обр. 575 (в).

определялась методом мессбауэровской спектроскопии. Линии гамма-резонансного поглощения в мессбауэровских спектрах изучаемых ГСС раскладывались на пять дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} (3 дублета) и Fe^{2+} (2 дублета) (табл. 6). Полученные отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в маастахских ГСС варьируют в пределах 0.25–0.27.

Теоретическое моделирование структуры ГСС

При расчете теоретических картин распределения октаэдрических катионов в структуре маастахских ГСС с помощью программы “Optima” [Зайцева и др., 2016], дополненной новым программным блоком “Irmes”, рассматривались две модели: 1) неупорядоченного распределения октаэдрических катионов, свойственного до-глауконитовой стадии существования глинистой матрицы, и 2) “доменно-упорядоченного” распределения, отражающего стадию формирования “зрелого” ГСС на завершающем этапе глауконитизации. Для обр. 557 и обр. K16-020 установлен “доменно-упорядоченный” характер распределения октаэдрических катионов (Модель 2), поскольку значение параметра R (мера соответствия модельного мессбауэровского спектра экспериментальному) для Модели 2, по сравнению с другими моделями, оказалось минимальным и изменялось в пределах 5.9–9.8 (рис. 9). Важно, подчеркнуть, что отклонение этого параметра от единицы может указывать на начальную стадию разупорядочения распределения катионов в структуре маастахских ГСС, возникшего под воздействием вторичных процессов. Эти результаты хорошо согласуются с данными ИК-спектроскопии о том, что в структурах обр. 557 и обр. K16-020 отмечается тенденция к сегрегации и упорядочению катионов Fe^{3+} по отношению к катионам Al.

Rb–Sr систематика ГСС

Rb–Sr изохронный возраст ГСС, вычисленный для обр. K16-020 по трем фракциям (W – образец, не подвергавшийся лабораторному выщелачиванию; R – остаток от выщелачивания в 1 N растворе HCl и L – кислотная вытяжка в 1 N растворе HCl), составил 913 ± 12 млн лет (СКВО = 0.8) при первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7073 \pm 0.0003$ (рис. 10). Положение фигуративной точки обр. 557 выше изохроны (см. рис. 10) указывает на несколько более древний возраст (1031–1033 млн лет, табл. 7). Полученное значение первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для обр. K16-020 согласуется с величиной этого отношения в морской воде позднего рифея [Кузнецов и др., 2014], тогда как первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах маастахской свиты составляет

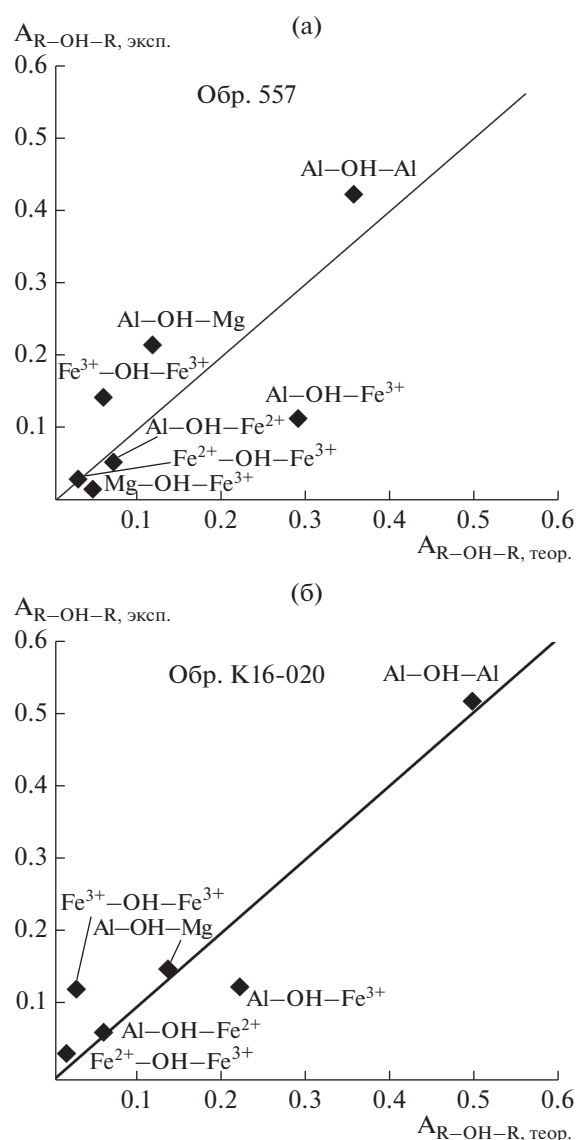


Рис. 8. Сравнение экспериментальных значений относительных интегральных интенсивностей полос катион–ОН-катион, соответствующих относительным содержаниям пар катионов данного типа, со значениями, которые наблюдались бы при полностью случайном катионном распределении: а – обр. 557, б – обр. K16-020.

0.7082 и характерно для морской воды венда [Vishnevskaya et al., 2017], а в известняках хайпакской свиты это значение ближе к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде среднего рифея – 0.70499 [Зайцева и др., 2017]. Изохронный возраст обр. K16-020, а также модельные возрасты обр. K16-020 и обр. 557, рассчитанные с учетом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде как рифея, так и венда (0.705 и 0.708 соответственно, см. табл. 7), варьируют в пределах 913–1030 млн лет и, в любом варианте расчета, “удревнены” по отношению к стратиграфическому положению маастахской свиты венда, возраст

Таблица 6. Параметры мессбауровских спектров ГСС маастахской свиты

Дублеты квадрупольного расщепления	Г, мм/с	IS, мм/с	QS, мм/с	S, %	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
Обр. 557					
Fe ³⁺ (1)	0.420	0.375	0.304	49	0.25
Fe ³⁺ (2)	0.348	0.376	0.529	10	
Fe ³⁺ (3)	0.468	0.477	1.041	21	
Fe ²⁺ (4)	0.654	1.013	1.840	10	
Fe ²⁺ (5)	0.346	1.132	2.728	10	
Обр. K16-020					
Fe ³⁺ (1)	0.404	0.354	0.369	37	0.27
Fe ³⁺ (2)	0.514	0.405	0.478	36	
Fe ³⁺ (3)	0.401	0.453	1.044	6	
Fe ²⁺ (4)	0.639	1.015	1.922	11	
Fe ²⁺ (5)	0.314	1.157	2.768	10	

Примечание. Г — полуширина линии поглощения; IS — химический сдвиг относительно α -Fe; QS — величина квадрупольного расщепления; S — интегральная интенсивность дублетов разложения.

Таблица 7. Rb—Sr аналитические данные для ГСС маастахской свиты

Номер образца	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Препарат	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Модельный возраст*, млн лет	
								0.705	0.708
557	0.315–0.2	2.6–2.75	W	260	9.64	87.84	2.0032	1033	1031
K16-020	0.2–0.1	2.6–2.7	W	261	26.4	29.02	1.0898	928	921
			R	252	18.8	40.02	1.2228		
			L	8.11	6.76	3.001	0.7464		

Примечание. W — исходные минеральные фракции, не подвергавшиеся лабораторному выщелачиванию; L — ацетатная вытяжка в 1 N растворе ацетата аммония; R — остаток от выщелачивания. * Модельный возраст приведен в расчете на первичные отношения в морской воде рифея и венда (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.705 и 0.708 [Кузнецов и др., 2014].

которой оценивается в пределах 570–600 млн лет [Vishnevskaya et al., 2017].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генетические особенности ГСС

В докембрийском осадочном бассейне Оленекского поднятия формированию вендских отложений предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении и глубокий размыв рифейских толщ. Как видно на карте (см. рис. 1), нижнемаастахские терригенные породы залегают на среднерифейских отложениях арымасской и дебенгдинской свит, а также на и средне-верхнерифейской хайпахской свите.

Rb—Sr датировки, полученные по двум образцам ГСС из нижней подсвиты маастахской свиты из разрезов на реках Хорбусуонка (обр. K16-020) и Улахан-Сололи (обр. 557), равны 913 ± 12 и ~ 1030 млн лет соответственно (см. табл. 7). Эти

датировки “удревнены”, то есть не отвечают возрастным значениям, принятым ранее для нижней границы венда $\sim 650 \pm 5$ млн лет [Дополнения ..., 2000; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019 и др.].

Переотложение зерен из рифейских глауконитсодержащих пород в терригенные маастахские отложения произошло во время маастахской трансгрессии после длительного предвендского перерыва в осадконакоплении. На востоке изученного района (см. рис. 1), где хайпахские отложения размыты, зерна слоистых силикатов, по видимому, могли попасть в маастахские породы при размыве глауконитсодержащих песчаников и алевролитов нижней подсвиты хайпахской свиты, в то время как западнее, где были изучены шесть образцов Fe-иллита, глауконитсодержащие отложения сохранялись [Ивановская и др., 2012].

На вероятность переотложения ГСС непосредственно из нижней подсвиты хайпахской

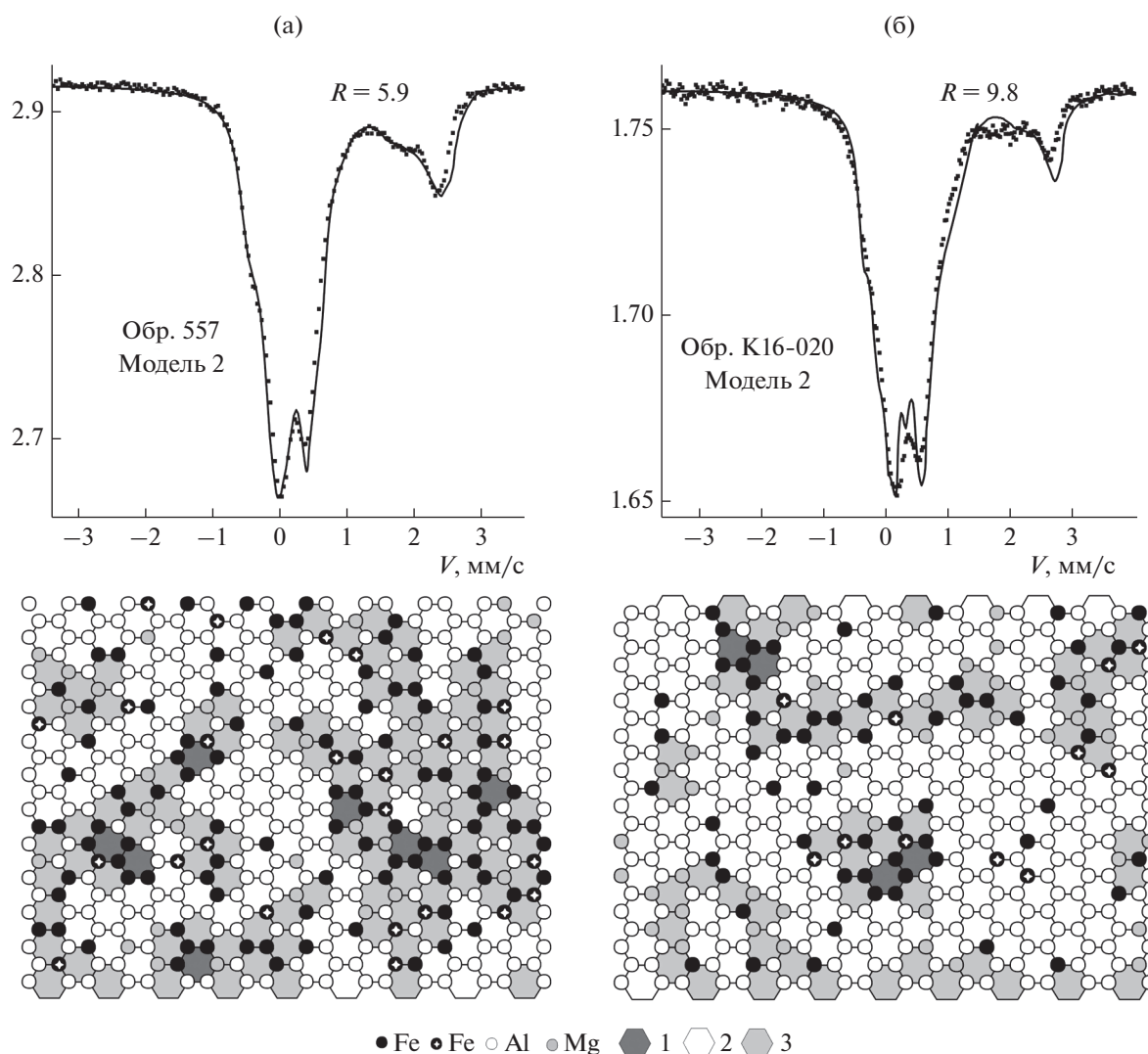


Рис. 9. Сопоставление модельного (сплошная линия) и экспериментального (точки) мессбауэровских спектров ГСС маастахской свиты и фрагменты октаэдрической сетки в структуре ГСС, полученные в результате моделирования упорядоченного распределения катионов для обр. 557 (а) и для обр. К16-020 (б).

1 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Fe^{3+} ; 2 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Al^{3+} ; 3 — домены, в которых нет преобладания какого-либо катиона.

свиты может указывать достаточно хорошая сохранность маастахских зерен (незначительное ожелезнение только отдельных разностей), наряду с неправильной (обломочной) и глобулярной формой, присутствие достаточно крупных зерен (до 0.4 мм) вместе с мелкими, а также сходная окраска с глобулями некоторых хайпахских образцов. Как известно, глобули (зерна овальной, почковидной, округлой формы) преобладают среди аутигенных образований и могут составлять значительную часть аллотигенных зерен, но важно отметить, что глобули могут нередко присутствовать и среди терригенных разновидностей зерен, если их перенос происходил в морской воде и на незначительные расстояния [Николаева, 1977].

Сравнительные структурно-кристаллохимические и изотопные характеристики рифейских (хайпахских) и вендских (маастахских) ГСС

Изученные маастахские образцы ГСС относятся к Fe-иллитам ($K_{\text{Al}} = 0.71, 0.82$). В нижней подсвите хайпахской свиты ранее были изучены шесть образцов ГСС, отобранных на четырех стратиграфических уровнях в двух разрезах на р. Хорбусуонке [Ивановская и др., 2012]. Их кристаллохимические формулы приведены в табл. 3 (анализы 3–8). По степени алюминиевости они также отвечают Fe-иллитам ($K_{\text{Al}} = 0.67–0.77$). Обр. К16-020 из маастахской свиты по составу более алюминиевый, он относится к пограничной области иллит/Fe-иллит ($K_{\text{Al}} = 0.82$).

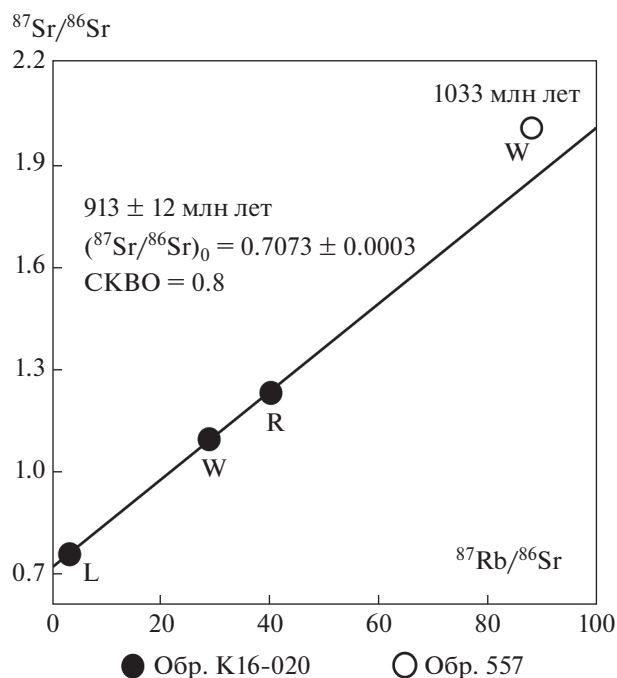


Рис. 10. Rb–Sr диаграмма ГСС маастахской свиты (обр. К16-020) и положение обр. 557 относительно изохроны (сплошная линия). W – образец, не подвергавшийся лабораторному выщелачиванию; R – остаток от выщелачивания в 1 N растворе HCl; L – кислотная вытяжка в 1 N растворе HCl.

Хайпахские образцы, для которых не проводились прецизионные дифракционные исследования, представлены смешанослойными (слюда-сметит) образованиями (15–20% разбухающих слоев), фактор ближнего порядка $R \geq 1$ [Ивановская и др., 2012], в отличие от двух маастахских, у которых степень смешанослойности меньше и составляет 9 и 10%, а фактор ближнего порядка соответственно $R = 2$ и $R = 3$. Параметр b , определенный по рентгеновским и электронографическим данным для образцов из нижней подсвиты хайпахской свиты, колеблется от 9.02 до 9.04 Å [Ивановская и др., 2012, табл. 1] и является близким параметру b в ГСС маастахских образцов (см. табл. 1).

Очевидно, что сравнение носит достаточно условный характер. Однако при сравнении физических свойств зерен (размер, форма, цвет) всех ранее изученных образцов глауконит-иллитового состава из отложений нижнего и среднего рифея (осорхатинская, арымасская, дебегдинская и хайпахская свиты Оленекского поднятия) только особенности хайпахских Fe-иллитов в целом наиболее близки маастахским ГСС.

ИК-спектроскопические особенности хайпахских Fe-иллитов ранее изучались только в обр. 575 [Зайцева и др., 2017], состав которого, рассчитанный по ИК данным, так же, как и в маастахских

образцах, соответствует кристаллохимической формуле Fe-иллита (см. табл. 3, ан. 4). Для ИК-спектров маастахских и хайпахских образцов (рис. 7) характерны интенсивные полосы поглощения AlOHAl , AlOHMg , однако маастахские образцы отличаются пониженной интенсивностью полосы $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$, что объясняется более низким общим содержанием катионов железа в структуре минерала, которые под воздействием вторичных процессов частично могли быть вынесены из структуры минерала. В структуре ГСС обр. 557 и обр. К16-020 установлен “доменно-упорядоченный” характер распределения октаэдрических катионов, который характерен и для обр. 575 из хайпахской свиты [Зайцева и др., 2017].

Как отмечалось, изотопные Rb–Sr возрасты маастахских ГСС варьируют в пределах 913–1030 млн лет (см. табл. 7) и “удревнены” по отношению к возрасту маастахской свиты венда (570–600 млн лет). Полученные нами датировки наиболее близки к стратиграфически значимым Rb–Sr и K–Ar возрастам (1172 ± 18 и 1112 ± 24 млн лет соответственно) аутигенных ГСС из нижележащей хайпахской свиты. Изотопные системы перераспределенных зерен глауконит-иллитовых минералов могут частично или полностью сохранять свои первичные изотопные системы [Николаева, 1977]. В нашем исследовании возраст изученных маастахских образцов имеет меньшие значения, по сравнению с возрастом хайпахских ГСС, что, как показали расчеты распределения октаэдрических катионов в структуре минерала, возможно, связано с частичной потерей радиогенных элементов при начальном катионном разупорядочении структуры ГСС в ходе вторичных преобразований.

Если говорить о вторичных изменениях, которые отмечаются обычно при длительном перемыве зерен (потеря калия, увеличение количества разбухающих слоев в структуре смешанослойных образований, окисление железа и др. [Фирсов, Сухорукова, 1968; Николаева, 1977 и др.], то маастахские образцы характеризуются высоким содержанием катионов K (0.71, 0.74 ф.е.), достаточно низким содержанием разбухающих слоев (9, 10%), высокой степенью совершенства структуры и др. Это подтверждает вывод авторов о происхождении терригенных зерен Fe-иллита из нижней подсвиты хайпахской свиты и их захоронении после перемыва и незначительного переноса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Терригенные глобулярные слоистые силикаты впервые изучены в отложениях нижней подсвиты маастахской свиты (нижний венд, разрезы по прр. Хорбусуонка и Улахан-Сололи, северо-западный склон Оленекского поднятия). Изученные ГСС представлены смешанослойными образова-

ниями (9 и 10% разбухающих смектитовых и вермикулитоподобных слоев), с высоким содержанием K_2O (7.77 и 8.40%), характерных для “зрелых” ГСС, и являются Fe-иллитами с разной степенью алюминиевости ($K_{Al} = {}^{VI}Al/({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al)$), составляющей 0.71 и 0.82.

Впервые Rb–Sr датирование маастахских ГСС проведено в сочетании с расчетами теоретической картины распределения катионов в их структуре и сопоставлением результатов расчета с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии с помощью программы “Optima” [Зайцева и др., 2016], дополненной новым программным блоком “Irmes”. Этот подход основан на предположении о том, что формирование и преобразование изотопных систем в ГСС синхронны с эволюцией кристаллической структуры минерала на различных этапах геологической и геохимической истории осадочных толщ.

На терригенное происхождение изученных зерен Fe-иллитов указывает изохронный возраст обр. K16-020, а также модельные возрасты обоих образцов маастахских ГСС, которые варьируют в пределах 913–1030 млн лет. По отношению к стратиграфическому положению маастахской свиты венда (570–600 млн лет) они “удревнены”.

Изученные ГСС попали в вендские маастахские отложения в результате размыва рифейских хайпахских глауконитсодержащих пород на востоке северо-западного склона Оленекского поднятия, в то время как на юге изученного района хайпахские отложения сохранились, ГСС из нижней подсвиты изучались ранее [Ивановская и др., 2012]. Глобулы Fe-иллита из нижнехайпахских отложений отчасти сходны по минералогическим (макро- и микроскопическим), структурно-кристаллохимическим особенностям (состав, $c\sin\beta$ слюдистых слоев, параметры b) и близки по изотопным характеристикам к ГСС из маастахской свиты.

На примере изученных глобулярных слоистых силикатов из пород маастахской свиты, как и ранее в работах И.В. Николаевой [1977, 1986], показано, что основное значение при распознавании терригенных ГСС протерозойского возраста имеют результаты изотопного анализа, а также комплекс геолого-литологических, минералогических и структурно-кристаллохимических данных, помогающий установить первичное залегание зерен глауконит-иллитового состава, степень их перемыва, дальность переноса, проявление вторичных изменений на макро- и микроуровне, включая тонкую структуру минералов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем Государственных заданий ГИН РАН (№ 0135-2019-0043, № 0135-2019-

0068), ИГГД РАН, ИГЕМ РАН, ИНГГ СО РАН (проект ФНИ № 0331-2019-0002), а также при поддержке проектов РФФИ (№ 17-05-00418, № 19-05-00886).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52. Тикси. Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, 1983. 135 с.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb–Sr и K–Ag возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 615–631.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.

Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдистых минералов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 552–580.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / Под ред. А.И. Жамойды. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Журавлев В.С., Сороков Д.С. Литолого-стратиграфическое подразделение кембрийских отложений Оленекского сводового поднятия // Сборник статей по геологии Арктики. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики. Вып. 3. Л., М.: Водотрансиздат, 1954. С. 27–48.

Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Rb–Sr и K–Ag возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. № 6. С. 3–29.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. “Омоложденные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и геологическое значение Rb–Sr и K–Ag датировок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5S. С. 3–26.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Доржиева О.В. Структурно-кристаллохимические особенности и Rb–Sr возраст глобулярного глауконита усть-ильинской свиты (нижний рифей, Анабарское

- поднятия) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 549–568.
- Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.Б. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А. и др. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
- Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т. и др. Глауконит в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия (Северная Сибирь, Оленекское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 4. С. 295–317.
- Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991. 416 с.
- Косовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеомстратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2005. 428 с.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Николаева И.В. Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система). Новосибирск: Наука, 1986. 47 с.
- Рубинштейн М.М., Чикваидзе Б.Г., Хуцаидзе А.Л., Гельман О.Я. К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргоновым методом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 12. С. 77–83.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Сметанникова Л.И., Гриненко Ю.А., Маланин А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 — Джарджан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.
- Соколов Б.С. Вендская система в общей стратиграфической шкале России // Приложение к сборнику статей конференции “Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства”. М.: ГИН РАН, 2013. 48 с.
- Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. О “четвертичном” глауконите мелового возраста в низовье Енисея // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 4. С. 914–917.
- Хоментовский В. В. Венд Сибирской платформы // Вендская система. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 83–161.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы // Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
- Якишин М.С., Воданюк С.А. Хорбусунская серия бассейна р. Хорбусунки (Оленекское поднятие) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия. Палеонтология. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 21–32.
- Якишин М.С. Венд Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 18–30.
- Besson G., Drits V.A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Part I. Identification of the stretching bands // Clay Clay Miner. 1997a. V. 45. P. 158–169.
- Besson G., Drits V.A. Refined relationship between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Part II. The main factors affecting OH vibration and quantitative analysis // Clay Clay Miner. 1997b. V. 45. P. 170–183.
- Clauer N., Keppens E., Stille P. Sr isotopic constraints on the process of glauconitization // Geology. 1992. V. 20. № 2. P. 133–136.
- Dainyak L.G., Drits V.A. Interpretation of the Mössbauer spectra of nontronite, celadonite, and glauconite // Clay Clay Miner. 1987. V. 35. P. 363–372.
- Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A. et al. An improved model for the interpretation of Mössbauer spectra of dioctahedral 2 : 1 trans-vacant Fe-rich micas: refinement of parameters // Eur. J. Mineral. 2009. V. 21. P. 995–1008.
- Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A., Drits V.A. Octahedral distribution in glauconites from Southern Urals by combination of crystal-chemical model and quasi-continuous model-independent quadrupole splitting distributions (QSD) fitted to their Mössbauer spectra // Eur. J. Mineral. 2013. V. 25. P. 405–414.
- Ericsson T., Wäppling R. Texture effects in 3/2–1/2 Mössbauer spectra // J. Phys. Colloq. 1976. V. 37. № C6. P. 719–723.
- Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L’etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clay Clay Miner. 2006. V. 54. P. 761–772.
- Knoll A.N., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 251–270.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb–Sr isochrones // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 54–59.
- Odin G.S., Dodson M.H. Zero isotopic age of glauconies // Numerical Dating in Stratigraphy. Chichester: Wiley et Sons, 1982. P. 277–305.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // Can. Mineral. 1998. V. 36. P. 41–48.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // Clay Clay Miner. 1999. V. 47. P. 555–566.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures // Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications. Chapter 2.3 (Modeling of Diffraction Effects) / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I. et al. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the

Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform // Gondwana Res. 2017. V. 51. P. 255–271.

Zviagina B.B., Drits V.A., Sakharov B.A. et al. Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clay Clay Miner. 2017. V. 65. P. 234–251.

Zviagina B.B., Drits V.A., Dorzhieva O.V. Distinguishing features and identification criteria for K-dioctahedral 1M micas (illite-aluminoceladonite and illite-glaucanite-celadonite series) from middle-infrared spectroscopy data // Minerals. 2020. V. 10. 153. P. 1–27.

Mineralogical, Crystal-Chemical and Rb–Sr Isotope Data of Terrigenous Globular Phyllosilicates of the Maastakh Formation (Lower Vendian, Olenek Uplift)

T. A. Ivanovskaya^{1,*}, T. S. Zaitseva², B. B. Zviagina¹, B. A. Sakharov¹, B. B. Kochnev³,
G. V. Konstantinova², O. V. Dorzhieva⁴, E. V. Pokrovskaya¹

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

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova, 2, St. Petersburg, 199034 Russia

³Department of Stratigraphy and Sedimentology, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB RAS, prosp. Akad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

⁴Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Pirogova str., 1, Novosibirsk, 630090 Russia

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

For the first time, mineralogical, structural, crystal-chemical and isotope-geochronological data were obtained for two samples of globular phyllosilicates of the glauconite-illite series (GPS) collected from terrigenous rocks in two sections of the lower part of the Lower Vendian Maastakh Formation (the rivers Khorbusuonka and Ulakhan-Sololi, north western slope of the Olenek Uplift). Simulation of experimental X-ray diffraction patterns for both samples in the air-dried and ethylene glycol solvated states was used to determine the expandable layer contents (9, 10%), the types of expandable layers (smectite- and vermiculite-like), their ratios in a three-component interstratified structure, the $c\sin\beta$ parameter (9.98 Å) of mica layers and the short-range order factor describing the alternation of different layer types ($R = 2, 3$). The values of the unit-cell b parameter (9.027, 9.039 Å) correspond to dioctahedral Al, Fe-bearing micaceous minerals. The mica components in the studied mixed-layer minerals are shown to be represented by Fe-illites ($K_{Al} = {}^{VI}Al/({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al) = 0.71, 0.82$) with K_2O contents = 7.77 and 8.40%. The Rb–Sr dating of the Maastakh GPS was, for the first time, carried out in combination with the calculation of theoretical patterns in the cation distribution in the mineral structure and comparison of the calculation results with Mössbauer and IR spectroscopy data the computer program “Optima”, supplemented by a new program block “Irmes”. The Rb–Sr data obtained for two Fe-illites (the rivers Khorbusuonka and Ulakhan-Sololi: $1033, 913 \pm 12$ Ma, respectively) are “older” in relation to the age of the Vendian Maastakh Formation, since the accepted lower Vendian boundary is $\sim 640 \pm 5$ Ma years [and others]. The “older” dates indicate the terrigenous origin of the studied grains. The GPS from the Lower Khaipakh deposits studied earlier were shown to be similar in mineralogical features and in isotopic data to terrigenous grains from the Maastakh Formation. The Rb–Sr and K–Ar ages (1172 ± 18 and 1112 ± 24 Ma, respectively), corresponding to their stratigraphic position, were obtained from the Middle Riphean authigenic Khaipakh GPS. The age of the studied GSS samples from the Maastakh Formation has a lower value ($1033–913$ Ma) than that of the Lower Khaipakh GPS, which is apparently due to the initial cationic disordering in the structure of the GPS and partial loss of radiogenic elements during secondary alterations of terrigenous grains (rewashing and redeposition of Fe-illite grains in the sediments of the Maastakh Formation, and probably during catagenetic changes in the Maastakh rocks).

Keywords: Terrigenous globular phyllosilicates, Fe-illite, Rb–Sr age, Mössbauer and IR spectroscopy, Maastakh Formation, Olenek Uplift.