

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 1 • 2017 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А., Хотылев А.О., Кошелева И.А. Тараташский индентор и его роль в строении Урала	3
Прудникова А.Д., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Николаев Ю.Н., Читалин А.Ф. Оценка температуры кристаллизации жильного кварца золото-молбден-медно-порфирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка) по содержанию парамагнитных титановых центров в кварце	13
Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Расторгуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Щучьинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов)	22
Алексеев А.С., Старостин В.И. Новое месторождение золота в Нижнем Приамурье — Чульбаткан (Хабаровский край)	33
Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические свидетельства контактового преобразования руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал)	39
Васильчук Ю.К., Слышкина Е.С. Радиоуглеродное датирование небольших оползней на склонах в долине р. Мзымта	45
Сергеев В.И., Кулешова М.Л., Бычков А.Ю., Данченко Н.Н., Шимко Т.Г. Изучение поглощающих свойств грунтов в основании золохранилища проектируемой Сахалинской ГРЭС	49
Котов П.И., Роман Л.Т., Царапов М.Н. Влияние условий оттаивания и уплотнения на деформационные характеристики оттаивающих грунтов	58

CONTENTS

Tevelev A.I.V., Tevelev Ark.V., Fedorchuk V.A., Khotylev A.O., Koshcheleva I.A. Role of the Taratash indenter in the Ural mountains building	3
Prudnikova A.D., Koshchug D.G., Vyatkin S.V., Baksheev I.A., Nagornaya E.V., Marushchenko L.I., Nikolaev Y.N., Chitalin A.F. Crystallization temperature of vein quartz at Peschanka porphyry Cu-Mo-Au deposit, Western Chukchi Peninsula, Russia: Estimation from content of paramagnetic titanium centers in quartz	13
Sobolev I.D., Shadrin A.N., Rastorguev V.A., Kozyreva D.A. Primitive island arc granitoids of the Schuchinskaya zone, the Polar Urals (SIMS U-Pb zircon dating) .	22
Alekseev A.S., Starostin V.I. New gold deposit in Lower Amur — Chulbatkan (Khabarovsk region)	33
Yartsev E.I., Vikentyev I.V., Prokofiev V.Yu. Mineralogical and geochemical evidence of contact transformation of Dzhusa base metal massive sulfide deposit (South Urals) .	39
Vasil'chuk Yu.K., Slyshkina E.S. Radiocarbon dating small landslides on the slopes in the Mzymta river valley	45
Sergeev V.I., Kuleshova M.L., Bychkov A.Yu., Danchenko N.N., Shimko T.G. Study of sorption properties of soils at the base of ash storage site of proposed Sakhalin GRES-2	49
Kotov P.I., Roman L.T., Tsarapov M.N. Impact of compaction and thaw conditions on deformation characteristics of thawing soils	58

УДК 551.24+552.4 (470.5)

Ал.В. Тевелев¹, Арк.В. Тевелев², В.А. Федорчук³, А.О. Хотылев⁴, И.А. Кошелева⁵

ТАРАТАШСКИЙ ИНДЕНТОР И ЕГО РОЛЬ В СТРОЕНИИ УРАЛА

Приводятся результаты изучения зон, ограничивающих архейский и ранне-протерозойский Тараташский блок. Он нарушает меридиональную структуру Урала, пережимая его структурные зоны на широте г. Миасс. Изучены мезоструктуры зон разрывов, микроструктуры тектонитов, анизотропия магнитной восприимчивости и скорости прохождения сейсмических волн в бластомилонитах. Кинематическая история Тараташского блока складывается из двух фаз: 1) эксгумация в середине рифея в условиях растяжения; 2) формирование индентора в позднем палеозое в условиях сжатия.

Ключевые слова: Южный и Средний Урал, тараташская серия, структурный анализ, бластомилониты, сопряженные сдвиги.

The article presents the new data concerning the bounding zones of the Archean — Early Proterozoic Taratash block. It breaks the longitude structure of the Urals, squeezing all structural zones at a latitude of the town Miass. There were studied the meso- and microstructures of the boundary zones, anisotropy of magnetic susceptibility of faulted rocks and distribution of seismic waves velocities in to blastomylonites. We suggest that kinematic history of the Taratash block consists of two phases: 1) Middle Riphean exhumation of Taratash rocks in tension environment; 2) Late Paleozoic formation of Indenter due regional shortening setting.

Key words: Southern and Middle Urals, the Taratash series, structural analysis, blastomylonite, conjugate strike-slips.

Введение. Архейско-раннепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выходит на поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов, перекрывается полого залегающими комплексами чехла. Специфический случай представляет собой самый восточный выход фундамента — Тараташский блок, отделенный от ВЕП Предуральским краевым прогибом. Этот блок сложен интенсивно мигматизированными породами архейского и раннепротерозойского возраста, метаморфизованными в гранулитовой фации [Ленных, Петров, 1974; Тевелев и др., 2015]. Тараташский блок расположен на севере Башкирской мегазоны, сложенной рифейскими образованиями, и занимает особое место в покровно-складчатой структуре Южного Урала (рис. 1). Он вдается далеко на восток, на широте г. Миасс пережимая все меридиональные структурные зоны западного и восточного склонов Урала. Самое узкое место этого пережима — Миасский синтаксис.

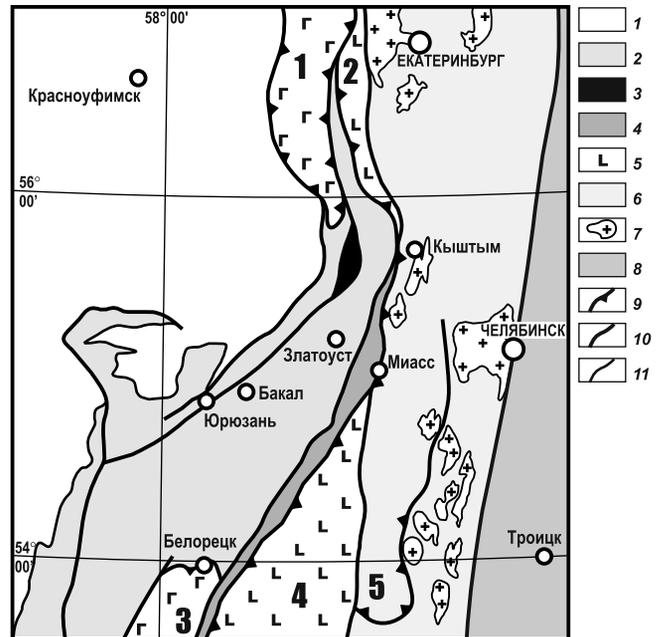


Рис. 1. Схема строения области сочленения Южного и Среднего Урала:

1 — Предуральский краевой прогиб (карбон-пермь); 2 — Башкирская и Уралтауская зоны (рифей); 3 — Тараташский блок (архей-ранний протерозой); 4 — Главный Уральский разлом (серпентинитовый меланж); 5 — палеозойские островодужные комплексы (палеозой); 6 — Восточно-Уральская мегазона; 7 — массивы гранитоидов; 8 — Зауральская мегазона; 9 — крупные надвиги; 10, 11 — прочие разрывы. Цифрами на схеме обозначены: 1, 3, 5 — аллохтоны (1 — Низьпетровский, 3 — Кракинский, 5 — Сухтелинский); мегазоны (2 — Тагильская, 4 — Магнитогорская)

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: atevelev@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: arctevlev@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: vitfedorchuk@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: akhotylev@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. инженер, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: foxalbit@rambler.ru

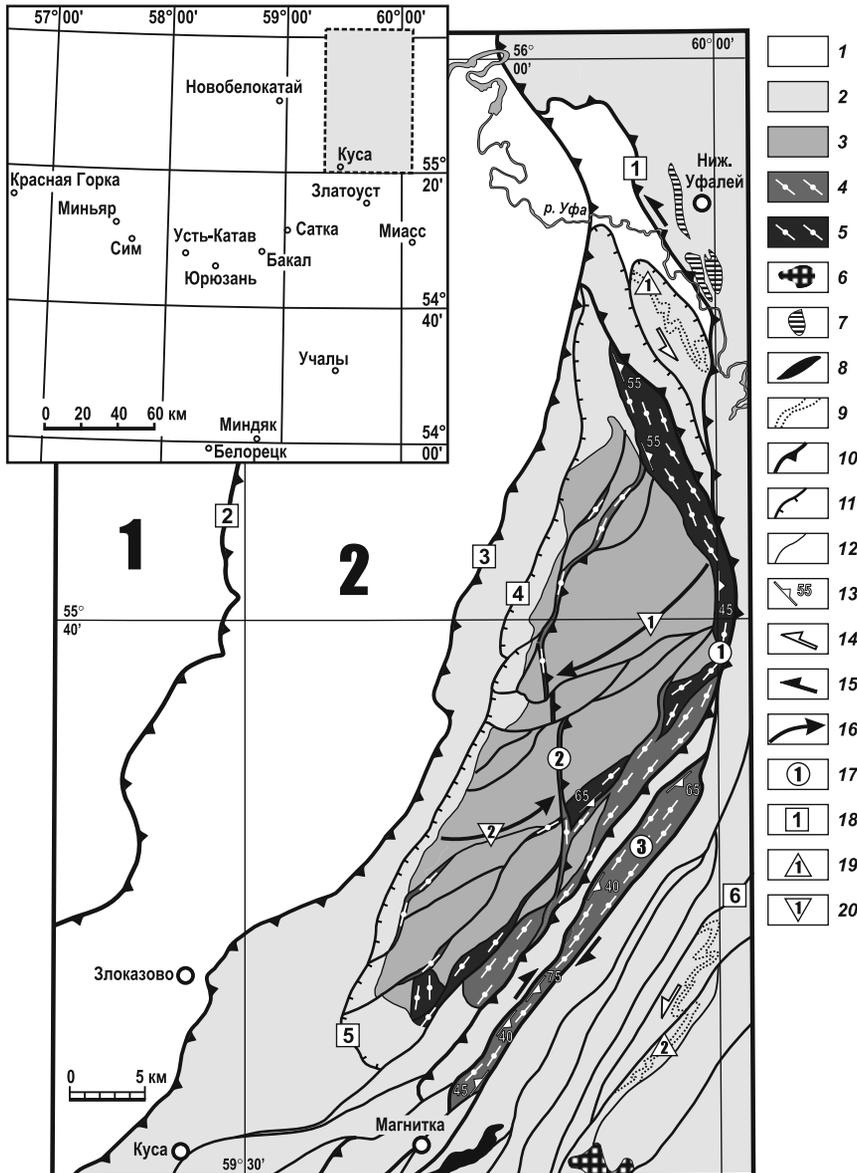


Рис. 2. Схема строения Тараташского индентора: 1 — палеозой; 2 — рифей; 3 — архей и ранний протерозой; 4, 5 — бельдишский комплекс (4 — милониты второго подкомплекса, 5 — бластомилониты первого подкомплекса); 6–8 — плутонические комплексы (6 — тургайско-сыроштанский среднекаменноугольный гранитовый, 7 — козлингорский ордовикский щелочных гранитоидов, 8 — кусинско-копанский среднерифейский габбро-пироксенитовый); 9 — маркирующие пласты кварцитов; 10, 11 — надвиги (10 — крупные, 11 — прочие); 12 — несогласные контакты; 13 — элементы залегания тектонической полосчатости; 14, 15 — направления смещения по сдвигам (14 — первой фазы, 15 — второй фазы); 16 — оси складок в тараташской серии; 17 — номера зон тектонитов (1 — Бельдишко-Куватальская, 2 — Тагайско-Тахтинская, 3 — Александровская); 18 — номера разрывов (1 — Мерзелинский сдвиг-надвиг, 2 — Карантравский надвиг, 3 — Каратауский взброс, 4 — Ушатский надвиг, 5 — Миясский надвиг, 6 — Юрминский взброс); 19 — номера зон складок (1 — Курминская, 2 — Таганайская); 20 — номера осей складок (1 — Куватальско-Лысогорская, 2 — Тураташская). Цифрами на схеме показаны: 1 — Предуральский краевой прогиб, 2 — Западно-Уральская зона складок

Тараташский блок имеет в плане форму неправильного тупоугольного треугольника, длинная сторона которого ориентирована меридионально, а тупой угол обращен на восток. С востока Тараташский блок ограничен мощной зоной тектонитов, которые мы предлагаем называть бельдишским комплексом. Этот комплекс тектонитов был выделен В.И. Петровым с коллегами при проведении крупномасштабного геологического картирования [Ленных, Петров, 1974]. Он не имел собственного названия и выделялся как серия разномасштабных зон милонитов, которые ограничивают Тараташский выступ с востока, а также пересекают слагающие его архейско-раннепротерозойские метаморфиты.

По положению в структуре выделены три главные зоны распространения тектонитов бельдишского комплекса (рис. 2): Бельдишко-Куватальская фронтальная, Тагайско-Тахтинская тыловая и Александровская краевая. Небольшие по протяженности и маломощные зоны тектонитов

прослеживаются по всей территории Тараташского выступа. По данным крупномасштабных геологосъемочных работ мощность отдельных зон бластомилонитов может колебаться от нескольких дециметров до нескольких десятков метров. Согласно данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], в строении комплекса участвуют диафторированные в разной степени тектониты, которые в нашем понимании относятся к двум фазам тектонизации, т.е. к двум подкомплексам:

- первый подкомплекс сложен бластомилонитами по мигматизированным метаморфическим породам, диафторированными до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма;

- второй подкомплекс представлен милонитами и ультрамилонитами по метаморфическим породам, диафторированными до зеленосланцевой фации метаморфизма.

Для изучения состава и физических свойств бластомилонитов были отобраны пробы из керна скважин 311, 319 и 323 (рис. 3), пробуренных Гео-

логоразведочной партией Магнитогорского металлургического комбината на железорудном проявлении Куватал, которое расположено в восточной вершине Тараташского треугольного блока.

Краткая петрографическая характеристика тектонитов. В некоторых местах в зонах бластомилонитов присутствуют мигматиты. Бластомилониты наряду с новообразованными эпидотом, сине-зеленой роговой обманкой, альбитом и олигоклазом содержат реликты первичных метаморфических пород — мелкие порфиробласты пироксенов, кварца, плагиоклаза. Поздние милониты состоят из тонкоперетертого материала, сильно хлоритизированного.

Микроскопически бластомилониты представляют собой тонкополосчатые породы, сложенные параллельными тонкими (до волосяной толщины) ленточками (ширина от 1 до 10 мм) чередующегося состава — часть ленточек сложена практически прозрачным микроагрегатом зерен кварца и, возможно, полевого шпата, почти неразличимого; среди кварц-полевошпатового агрегата довольно равномерно рассеяны более крупные (до 0,5 мм) линзовидные порфиробласты кварца. Эти кварцево-полевошпатовые ленточки-полоски переслаиваются с более темными непрозрачными ленточками, сложенными коричневатым пелитовым материалом, в котором так же, как и в кварц-полевошпатовых полосках, рассеяны линзовидные порфиробласты кварца, а также овальные, изометричные и неправильной формы выделения кальцита. Преобладают очень мелкие зерна. Полосчатость в породе, помимо параллельнополосчатых участков, создает весьма прихотливые завихренные, закрученные участки, где выделения кварца или кальцита достигают 3–5 мм, образуя раздувы и пересечения с замещением полевошпатового агрегата карбонатом (рис. 4).

Часть бластомилонитов имеет лепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру, они состоят из биотита, кварца, полевых шпатов и эпидота. Все эти минералы образуют мелкозернистые агрегаты, вытянутые в цепочки, полоски и линзы. Размер минералов от 0,01 до 0,5 мм. На фоне этих полосок присутствуют крупные порфиробласты плагиоклаза размером до 2 мм, изъеден-

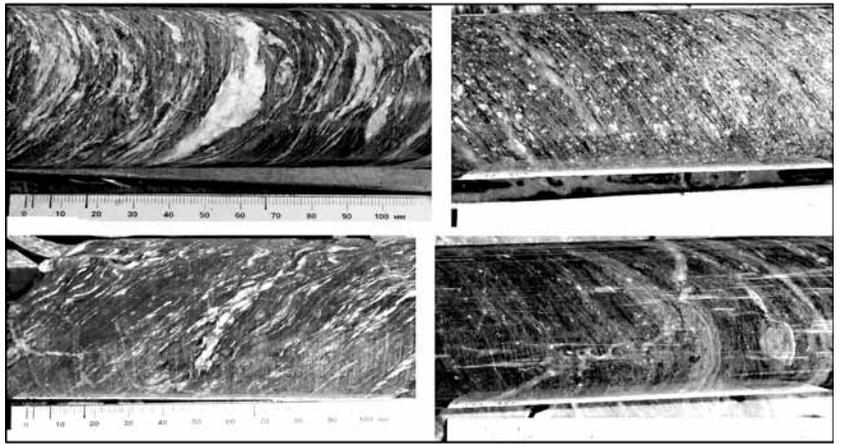


Рис. 3. Фото керн бластомилонитов бельдишского комплекса (скважина № 323)

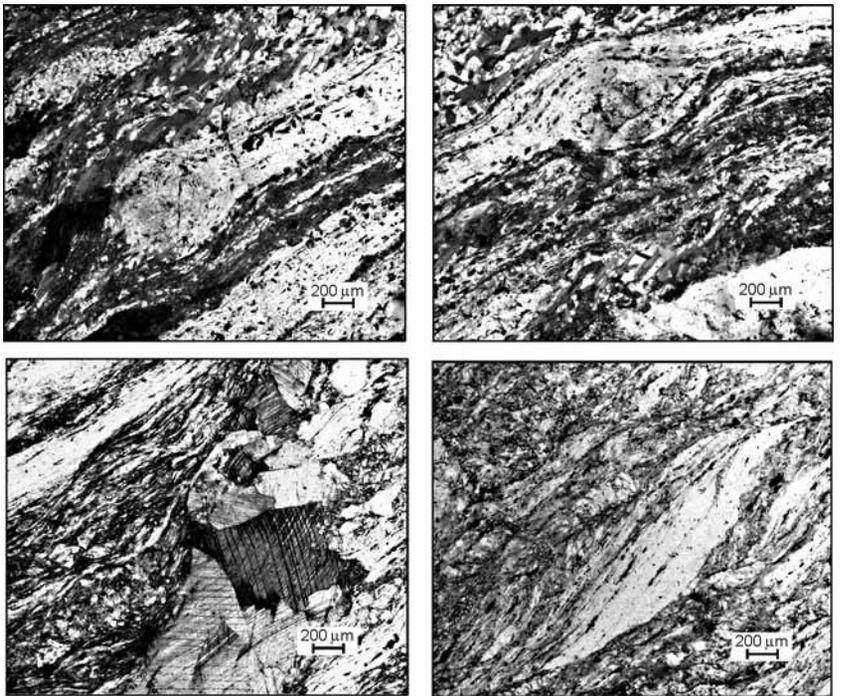


Рис. 4. Микрофотографии бластомилонитов бельдишского комплекса (николи параллельны)

ные кварц-биотитовым матриксом, удлиненные листочки биотита с соотношением сторон 1:10 и размером до 1 мм, а также таблитчатые зерна, вероятно, эпидота и амфибола с келифитовыми каймами. Количество бластопорфировых выделений составляет ~10%, листочков биотита — до 30%. Эпидот дает непрерывный ряд по размерам зерен от 0,01 до 1 мм. Листочки биотита часто выстраиваются в кулисные зоны, параллельные полосчатости.

Милониты кварц-хлорит-карбонатные представляют собой тонкополосчатые породы, в которых незакономерно чередуются полоски и ленточки, сложенные параллельно-ориентированными листочками хлорита, иногда составляющими единый листочек, и полоски, сложенные мелко- и микрозернистыми агрегатами кварца. Эти полоски

переслаиваются с линзовидными выделениями карбоната.

Строение зон тектонитов. *Бельдишско-Куватальская фронтальная зона* тектонитов почти непрерывной широкой (1,5–3 км) дугообразной полосой, выгнутой на восток, ограничивает весь Тараташский выступ с востока. Плоскопараллельные элементы бластомилонитов и вся зона в целом погружаются в восточных румбах под углами 70–30°, в южном сегменте — более круто, в северном — более полого. В целом наклонная в восточных румбах ориентировка полосчатости сохраняется во всей Бельдишско-Куватальской зоне, однако в некоторых местах отмечены мелкие изоклинальные складки западной vergentности, а также зеркала скольжения со штриховкой сбросо-взбросового типа. В ориентированных шлифах из скважины № 319 обнаружены структуры вращения порфиорокластов и кинк-зоны, причем и правосторонние, и левосторонние, т.е. и сбросового, и взбросового характера. Аналогичные, но только взбросовые микроструктурные элементы (SC-текстуры и порфиорокласты σ -типа) упомянуты Ю.Л. Ронкиным с коллегами [Ронкин и др., 2012], но, к сожалению, эти авторы не указывают конкретное местоположение и не приводят их описания.

В строении зоны участвуют тектониты обоих подкомплексов бельдишского комплекса, причем ранние бластомилониты распространены во всей зоне, а поздние — известны только в ее южном сегменте. Правда, не исключено, что в северном сегменте они не обнаружены из-за плохой обнаженности. Тектониты второй фазы слагают относительно маломощные ветвящиеся и выклинивающиеся тела, а местами выходят за пределы Бельдишско-Куватальской зоны.

Тагаякско-Тахтинская тыловая зона милонитов и бластомилонитов узкой (до 0,5 км) дугообразной полосой, выгнутой на запад, сечет метаморфиты Тараташского выступа в меридиональном направлении. Она также погружается на восток. Тагаякско-Тахтинская зона бластомилонитов представлена вторым подкомплексом бельдишского комплекса и по строению и составу пород мало отличается от аналога в Бельдишско-Куватальской зоне. Структурно эта зона разделяет две крупные антиклинали в пределах Тараташского выступа — Куватальско-Лысогорскую и Тураташскую. Центральная часть Тагаякско-Тахтинской зоны расположена практически ортогонально к осям этих антиклиналей, а на концах косо срезает северо-западное крыло первой и юго-восточное крыло второй. Скорее всего, Тагаякско-Тахтинская зона имеет левосдвиговую компоненту, за счет которой ось Куватальско-Лысогорской антиклинали оказалась смещенной на 7,5 км на север относительно оси Тураташской антиклинали. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], в

пределах Тагаякско-Тахтинской зоны бластомилониты бывают смяты в складки второй фазы, наложенные на складки первой фазы. Простирающие шарниры складок 20–40°, так же ориентирована и метаморфическая линейность. Такие структуры в меридиональных зонах возникают в условиях левосторонней транспрессии. Кроме описанных выше двух крупных зон тектонитов, в пределах Тараташского блока присутствует серия маломощных и непротяженных зон милонитов, ориентированных преимущественно на запад-северо-запад (азимут 300°) [там же].

Александровская краевая зона тектонитов протягивается юго-восточнее Тараташского выступа в северо-северо-восточном направлении приблизительно на 30 км при ширине от 0,8 до 2,5 км, параллельно южному сегменту Бельдишско-Куватальской зоны. Как правило, все породы в Александровской зоне исследователи относят к единому александровскому метаморфическому комплексу [Пыстин, 1976]. Проведенные нами исследования и анализ литературных материалов показали, что в этот комплекс объединены породы, имеющие разный генезис и возраст. Все эти образования в разной степени тектонизированы и погружены в матрикс, состоящий из динамосланцев и бластомилонитов. Фрагмент разреза Александровской зоны вскрыт в стенках канала Изранда–Куса, который пересекает зону с запада на восток. Строение разреза весьма неоднородно и сильно изменяется в этом направлении. Выделяется несколько интервалов, имеющих принципиально разную структуру:

1) 0–100 м — практически моноклинально падающая на северо-восток (азимут падения 120–140°, угол 70°) «пачка» интенсивно рассланцованных гнейсов, отдельные участки которых разделены зонами сплошных динамосланцев и единичными телами (крупными будинами) амфиболитов (рис. 5, слева (1));

2) 100–170 м — сложнопостроенная «пачка», представляющая собой чередование небольших линзообразных тел, или «будин», гнейсов и амфиболитов, погруженных в метабазитовые динамосланцы;

3) 170–225 м — гнейсы и амфиболиты, в меньшей степени тектонизированные, в амфиболитах иногда сохраняется габбровая структура.

В середине второго интервала в динамосланцах присутствуют мезоструктурные элементы, идентифицируемые как SC-текстуры [Кирмасов, 2011]. Они представляют собой зоны изгиба сланцеватости (S-текстура), разделенные между собой зоной микроразрывных нарушений (C-система), и свидетельствуют о левостороннем сдвиге-надвиге субширотного простираения. Кроме того, в начале второго интервала рассланцованные гранито-гнейсы слагают асимметричную складку волочения (рис. 5, в центре (2)) с осевой поверхностью,



1 Рис. 5. Мезоструктуры Александровской зоны тектонитов (объяснения см. в тексте)

падающей на восток под углом 55°, и шарниром, падающим на северо-северо-восток под углом 50°, которая сформировалась в обстановке левостороннего взбросо-сдвига. Милониты иногда смяты в асимметричные кулисные складки волочения, связанные с взбросами, круто падающими на восток (рис. 5, справа (3)). На аналогичные по кинематике взбросовые микроструктурные элементы указывают и Ю.Л. Ронкин с коллегами [2012].

По данным В.И. Петрова с коллегами [Ленных, Петров, 1974], мощные зоны бластомилонитов расположены параллельно западному контакту Александровской зоны, а, кроме того, несколько

субпараллельных полос бластомилонитов общей мощностью 25–30 м косо секут кристаллические сланцы (азимут падения 30°, угол 70–75°).

Возраст милонитов. Относительный возраст милонитов определяется тем, что милонитизации подвержены метаморфиты архейско-раннепротерозойской тараташской серии, а их галька содержится в конгломератах нижнерифейской айской свиты, перекрывающей тараташскую серию со структурным несогласием. Вместе с тем соотношения бластомилонитов с мигматитами до последнего времени оставалось дискуссионным. Возраст мигматизации тараташской серии известен достаточно

Таблица

Измеренные изотопные характеристики цирконов из бластомилонитов бильдишского комплекса (проба № К-311)

Номер точки замера	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, млн лет (1)	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет (1)	±1σ	D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (1)	±%	Rho
9.1	2,60	137	33	0,25	32,8	1545	±20	1740	±94	13	3,677	1,5	0,1064	5,1	3,97	5,3	0,2708	1,5	0,279
3.1	3,22	104	102	1,01	29,1	1749	±23	1943	±92	11	3,188	1,5	0,119	5,1	5,12	5,4	0,3117	1,5	0,285
13.1	0,34	559	267	0,49	163	1878	±15	2010	±19	7	2,954	0,94	0,1237	1,1	5,768	1,4	0,3383	0,94	0,653
8.2	0,00	541	25	0,05	175	2061	±15	2037	±16	-1	2,654	0,85	0,1256	0,88	6,525	1,2	0,3767	0,85	0,695
15.1	0,00	96	88	0,94	31,2	2062	±26	2054	±34	0	2,653	1,5	0,1268	1,9	6,59	2,4	0,3769	1,5	0,607
6.1	0,09	131	102	0,81	42,4	2061	±23	2057	±31	0	2,654	1,3	0,127	1,7	6,6	2,2	0,3768	1,3	0,609
11.1	0,00	869	268	0,32	282	2064	±13	2058	±12	0	2,65	0,74	0,12706	0,66	6,61	1,0	0,3773	0,74	0,746
16.1	0,00	100	95	0,98	32,5	2059	±30	2060	±34	0	2,657	1,7	0,1272	1,9	6,6	2,6	0,3764	1,7	0,660
1.1	0,00	1717	52	0,03	557	2064	±11	2061,5	±7,6	0	2,65	0,62	0,12733	0,43	6,625	0,76	0,3774	0,62	0,823
18.1	0,05	203	106	0,54	65,4	2053	±19	2063	±24	0	2,667	1,1	0,1274	1,3	6,59	1,7	0,375	1,1	0,623
2.1	0,00	70	116	1,72	23	2090	±29	2067	±41	-1	2,611	1,6	0,1277	2,3	6,74	2,8	0,3829	1,6	0,568
17.1	0,00	134	144	1,11	43,3	2052	±24	2069	±30	1	2,668	1,4	0,1279	1,7	6,61	2,2	0,3748	1,4	0,625
8.1	0,00	114	123	1,11	37,1	2064	±23	2070	±30	0	2,65	1,3	0,128	1,7	6,66	2,1	0,3774	1,3	0,604
5.2	0,00	85	87	1,06	28,4	2126	±43	2076	±62	-2	2,56	2,4	0,1284	3,5	6,92	4,2	0,3906	2,4	0,563
4.1	0,01	1127	48	0,04	392	2193	±12	2182,9	±8,8	0	2,468	0,66	0,13648	0,5	7,626	0,83	0,4052	0,66	0,795
14.1	0,12	219	31	0,15	80,4	2292	±19	2280	±25	-1	2,341	1	0,1443	1,4	8,5	1,8	0,4271	1	0,571
5.1	0,01	1203	107	0,09	471	2420	±14	2424,3	±7,4	0	2,196	0,68	0,15707	0,44	9,864	0,81	0,4555	0,68	0,840
7.1	0,08	2592	153	0,06	1140	2661	±14	2719,4	±8,3	2	1,957	0,63	0,18739	0,5	13,2	0,81	0,511	0,63	0,781
10.1	0,18	624	704	1,17	292	2796	±20	2795,9	±9,6	0	1,84	0,88	0,1963	0,59	14,7	1,1	0,5431	0,88	0,833
12.1	0,01	556	720	1,34	259	2789	±21	2797,9	±9	0	1,847	0,91	0,1966	0,55	14,67	1,1	0,5414	0,91	0,856

Примечания: Pb_c — нерадиоогенный свинец; Pb* — радиоогенный свинец; (1) — скорректировано по ²⁰⁴Pb; D — дискордантность; Rho — коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U.

хорошо и подтвержден многочисленными совпадающими датировками — 2050 ± 10 млн лет [Тевелев и др., 2015]. Изотопный возраст бластомилонитов изучен пока недостаточно. Единственная датировка в 1847 ± 4 млн лет (U-Pb SRIMP-II, по цирконам [Ронкин и др., 2012]) показывает, что милониты могут быть моложе примерно на 200 млн лет. Изучение цирконов из пробы № К-311 (милониты, керн скважины № 311) не подтвердило и не опровергло эти данные (таблица, рис. 6). Возраст по конкордии — 2061 ± 8 млн лет (U-Pb, SRIMP-II, по цирконам, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) совпадает и с дискордантным возрастом (2057 ± 16 млн лет), и с возрастом мигматизации. При этом очевидно, что такие значения получены для краевых зон цирконов, а их ядра часто имеют архейский возраст. Поскольку проба отобрана из бластомилонитов без видимых участков лейкомы, полученные результаты можно интерпретировать следующим образом: эти бластомилониты образовались по мигматитам, которым и принадлежат изученные цирконы.

Анизотропия физических свойств бластомилонитов. Поскольку изучение мезоструктурных элементов зон тектонитов затруднено из-за плохой обнаженности, нами изучена анизотропия скоростных и магнитных свойств бластомилонитов, для чего отобраны ориентированные образцы (34 шт.) из керна скважин № 311, 319 и 323. Вертикальная ось ориентирована вниз по керну (по данным инклинометрии стволы скважин вертикальны), а направление на восток выбрано соответственно направлению падения полосчатости бластомилонитов, поскольку таково их общее падение, зафиксированное наземными наблюдениями и разрезами по серии скважин. Из образцов выпилены ориентированные кубики с длиной ребра 2 см (рис. 7, Л).

Измерение скорости прохождения сейсмических волн выполнено в лаборатории волновых процессов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на акусто-полярископе. Прибор состоит из двух ультразвуковых датчиков. Один из них производит поляризованный ультразвуковой импульс, другой — его принимает. Фиксируется время прихода продольной и поперечной волн, по которому вычисляется их скорость. Измерения производились по трем направлениям, перпендикулярным граням кубика.

Измерение анизотропии магнитной восприимчивости проводилось на каппа-мосте «AGICO MKF1-A» в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Магнитную восприимчивость измеряли по трем направлениям, соответствующим эллипсоиду анизотропии. Программное обеспечение прибора создает файл с данными, по которым строятся диаграммы Йолинека [Jelinek, 1973].

Диаграммы Йолинека (рис. 7, 2–4) представляют данные измерения анизотропии магнитной восприимчивости. На стереограмму (*нижняя полу-сфера*) наносятся оси эллипсоидов анизотропии: K_1 — длинная ось, K_2 — средняя и K_3 — короткая ось эллипсоида. На графиках внизу построены зависимости степени анизотропии (P) от средней магнитной восприимчивости (K_m), а также параметра, отражающего форму эллипсоида (T), от степени анизотропии. Параметры вычисляются по следующим формулам:

$$P = P_2 = K_1/K_3; K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3,$$

$$T = (\ln L - \ln F) / (\ln L + \ln F),$$

где $L = P_1 = K_1/K_2$, $F = P_3 = K_2/K_3$.

В нашем случае (для образцов из скважин № 311, 319, 323) обычно $T > 0$, т.е. эллипс имеет сигарообразную форму (одноосный эллипсоид растяжения): $K_1 > K_2 \approx K_3$, а степень анизотропии (P) при этом невелика. Считается, что эллипсоид анизотропии магнитной восприимчивости подобен эллипсоиду напряжений, которые действовали на породу [Borradaile, Henry, 1997; Tarling, Hroudá, 1993]. Короткая ось эллипсоида анизотропии (K_3) соответствует оси максимального сжатия, а длинная (K_1) — оси максимального растяжения. Принимая это положение, мы можем интерпретировать диаграммы следующим образом.

Если включить в диаграмму все образцы (рис. 7, 2), разброс значений оказывается очень большим, чем объясняются широкие доверительные интервалы определения положения главных осей эллипсоида на стереограмме. Исключение составляет короткая ось эллипсоида (K_3), интерпретируемая как ось сжатия, которая определяется достаточно уверенно. Она погружается на юг под углом $\sim 40^\circ$.

Построение стереограммы отдельно для образцов из скважины № 311 (рис. 7, 3) позволило существенно уменьшить доверительные интервалы. Короткая ось эллипсоида (K_3) — ось сжимающего напряжения — под углом $\sim 40^\circ$ погружается на юг, а длинная ось (K_1) — ось растягивающего напряжения — имеет падение на север под углом $50-55^\circ$.

На стереограмме для образцов из скважин 323 и 319 (рис. 7, 4), которые расположены на 650 м восточнее скважины 311, сжатие также действует вдоль меридиана, ось сжатия тоже погружается на юг под углом 55° . Плоскости же среднего и растягивающего напряжения слегка повернуты относительно тех же осей для скважины 311. Ось максимального растяжения, соответствующая длинной оси эллипсоида (K_1), падает на северо-восток под углом $\sim 30^\circ$, а средняя ось под таким же углом — на северо-запад.

Изучение анизотропии скорости прохождения сейсмических волн отличалось тем, что значения

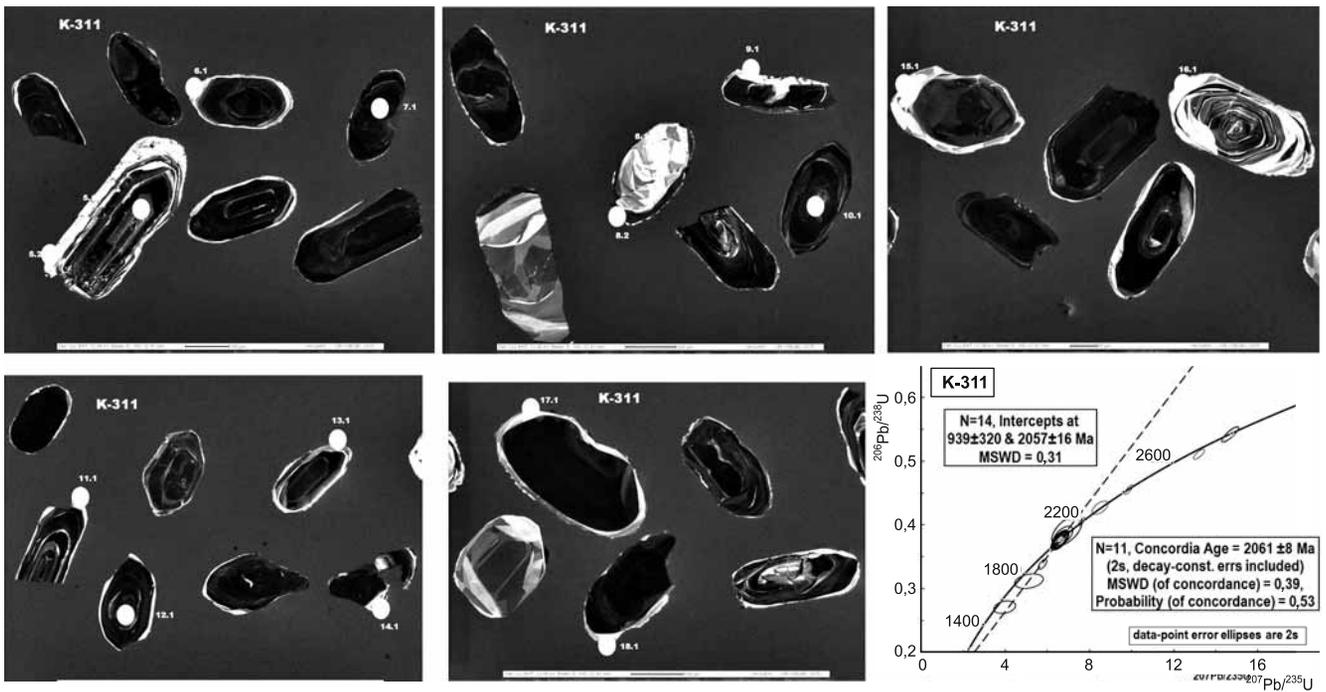


Рис. 6. Катодолюминесцентные фото цирконов из бластомилонитов (проба № К-311) и диаграмма с конкордией и дискордией для цирконов из бластомилонитов

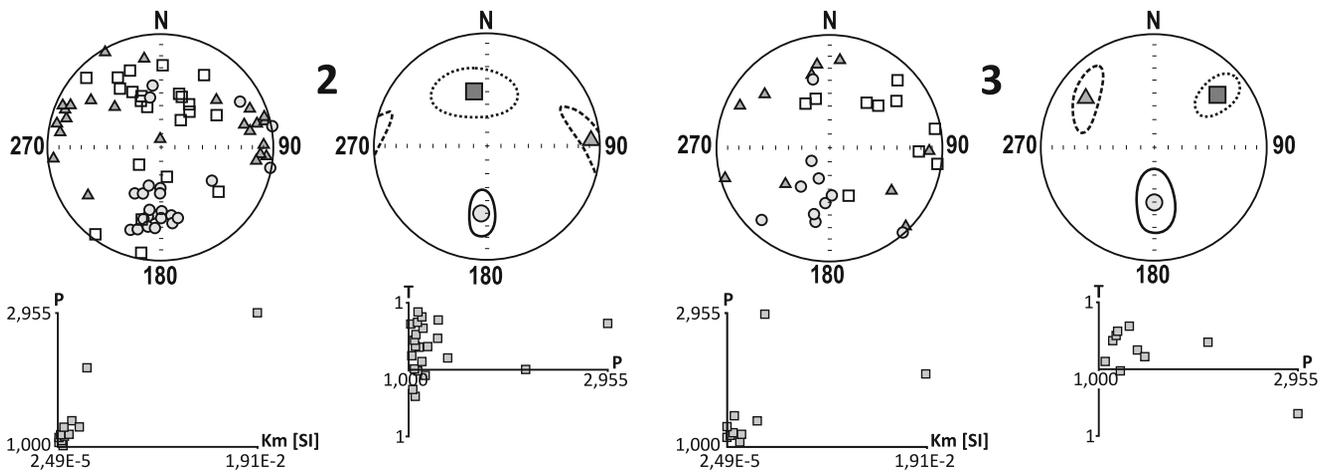
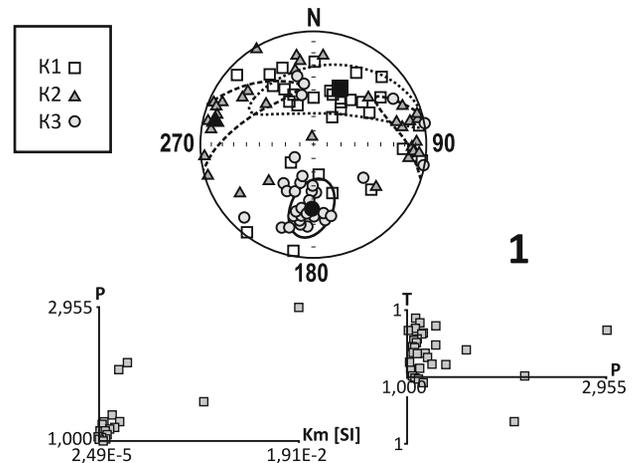
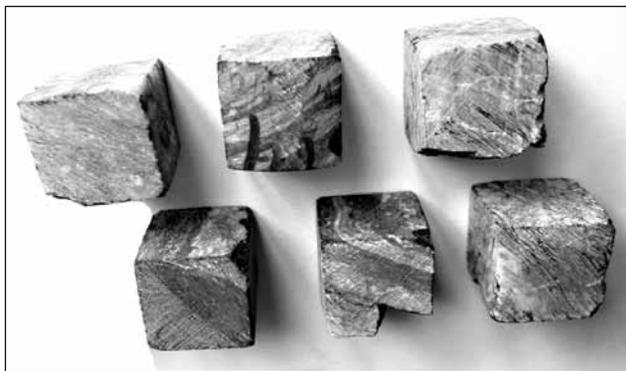


Рис. 7. Фото кубиков для изучения анизотропии магнитной восприимчивости и скорости сейсмических волн, диаграммы Йоу-нека для бластомилонитов и средние значения для них с доверительными эллипсами: 1 — для всех образцов, 2 — для образцов из скважины № 311, 3 — для образцов из скважин № 319 и 323

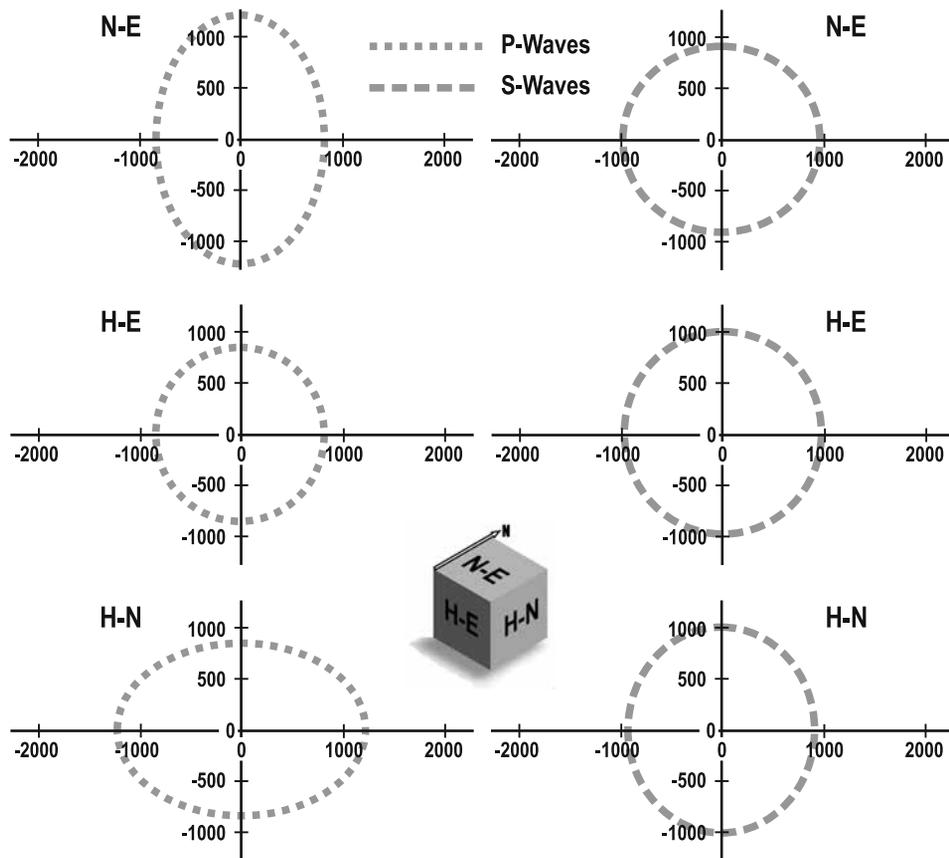


Рис. 8. Проекция эллипсоидов анизотропии скорости продольных и поперечных волн на ортогональные плоскости: N–E — горизонтальная, H–E — вертикальная широтная, H–N — вертикальная меридиональная; P-Waves — продольные волны, S-Waves — поперечные волны

скорости измеряли только относительно граней кубика, поэтому полученный эллипсоид может быть несколько искажен относительно истинного, оси которого могут быть расположены под острым углом к граням кубика, тем не менее основные закономерности определяются и в этом случае. Считается, что максимальные значения скорости продольных волн (длинная ось эллипсоида) соответствуют направлению главной оси сжатия, а минимальное (короткая ось эллипсоида) — направлению оси растяжения. Интерпретация анизотропии скорости поперечных волн обратная — максимальной скорости соответствует направление оси сжатия, а минимальной — оси растяжения.

На рис. 8 изображены проекции средних эллипсоидов анизотропии скорости продольных (P) и поперечных (S) волн, рассчитанные для всех образцов. Для удобства изображения показаны не сами значения скорости, а их превышения над условным уровнем. Продольные волны имеют максимальную скорость в меридиональном направлении, что хорошо видно на двух сечениях — на горизонтальном (N–E) и меридиональном вертикальном (H–N). Значения скорости продольных волн в широтном и вертикальном направлениях (сечение H–E) примерно одинаковы. Таким образом, распределение скорости продольных сейсмических волн можно аппроксимировать сигарообразным (одноосным) эллипсоидом, длинная

ось которого, указывающая направление сжатия, ориентирована меридионально.

Анизотропия скорости поперечных волн (S) проявлена незначительно. Тем не менее распределение их скорости подтверждает выявленную закономерность — максимальная по вертикали и минимальная по меридиану.

Кинематическая модель эволюции Тараташского индентора. Идея о том, что Тараташский блок представляет собой индентор, пережимающий все основные зоны Уральской складчатой системы, довольно очевидна и неоднократно описана. Известно, что Главный Уральский надвиг на отрезке, расположенном севернее Тараташского блока, имеет левостороннюю компоненту, а южнее его — правостороннюю [Пучков, 2010]. Кинематическая эволюция Тараташского блока во многом связана с тем, что он расположен в крупной широтной зоне, разделяющей главные структурные элементы Среднего и Южного Урала — Тагильскую и Магнитогорскую палеоостровные дуги. В современной структуре Урала эта широтная зона фиксируется по градиенту гравитационного поля. В пределах Восточно-Уральского поднятия в ней расположен крупный Челябинский плутон.

Вместе с тем кинематика зон тектонитов и разрывов, ограничивающих Тараташский блок, разработана еще недостаточно. Имеющиеся данные позволяют считать, что движения по разрывам

происходили неоднократно. Например, отметим, что зоны бластомилонитов и филлонитов установлены и в породах нижнерифейской саткинской свиты. По мнению В.И. Петрова, формирование зон зеленосланцевого рассланцевания происходило при кинематике смещения, обратной той, при которой формировались зоны бластомилонитов первой фазы. Основанием для такого вывода послужило обнаружение в бластомилонитах первой фазы реликтов мезоструктур сбросового характера, т.е. структур растяжения, а не сжатия.

Таким образом, разные исследователи в пределах зон тектонитов обнаруживают мезоструктурные и микроструктурные элементы преимущественно сбросового или взбросового характера, а сдвиговые структуры редки. Кроме того, наши данные изучения анизотропии физических свойств бластомилонитов показывают отсутствие признаков широтного сжатия, т.е. в милонитах первой фазы бельдишского комплекса нет существенных признаков сдвиговых дислокаций. Это означает, что они вряд ли могли сформироваться при движении индентора с запада на восток (здесь и далее — в современных координатах).

В соответствии с имеющимися данными можно предположить, что первая фаза бельдишского комплекса сформировалась в середине рифея в условиях растяжения при эксгумации Тараташского блока. Скорее всего, Бельдишко-Куватальская зона в это время имела более или менее прямолинейную форму и представляла собой пологий сброс с выраженной левосдвиговой компонентой. В пользу такого предположения свидетельствует и то, что в структуре среднерифейских комплексов, расположенных северо-восточнее (хр. Курма) и юго-восточнее (хр. Бол. Таганай) Тараташского блока, картируются практически одинаковые присдвиговые левокулисные складки (рис. 2). Если бы эти складки образовались за счет движения индентора, то на хр. Бол. Таганай они должны были бы быть правокулисными. Кроме того, на хр. Курма кварциты таганайской свиты среднего рифея смяты в мелкие изоклинные складки волочения, связанные с пологим сбросом (рис. 9), т.е. со структурой растяжения. Таким образом, структуры субширотного и северо-восточного растяжения фиксируются в восточном обрамлении метаморфитов Тараташского блока и на микроуровне, и на мезоуровне, и в анизотропии физических свойств бластомилонитов. Из этого следует, что образование фронтальной зоны бластомилонитов, скорее всего, соответствовало времени эксгумации и всплывания Тараташского блока из-под расплывающейся покрывки.

Возраст эксгумации исследователи трактуют по-разному. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], зоны бластомилонитов возникли 1200–1100 млн лет назад (л. н.) в условиях эпидотамфиболитовой фации метморфизма. По пред-



Рис. 9. Фото опрокинутых складок юго-западной вергентности, хр. Курма (кварциты таганайской свиты среднего рифея)

ставлениям С. Синдерна с коллегами [Синдерн и др., 2006], возраст зон милонитов оценивается в 1200–1350 млн лет. По мнению Ю.Л. Ронкина с коллегами [2012], эксгумация произошла около 300 млн л. н., а зоны бластомилонитов сформировались около 1800 млн л. н. Все эти представления основаны на изучении P – T характеристик минеральных парагенезов и изотопного возраста метаморфитов, однако они не всегда соответствуют данным о структурной эволюции. Вероятнее всего, время эксгумации совпадает со временем среднерифейского рифтинга.

Примерно 315 млн л. н., на границе башкирского и московского веков, началась орогенная история Урала. Вероятно, с этого времени Тараташский блок существовал уже только в обстановке субширотного сжатия. Важно, что и с востока, и с запада он ограничен надвигами, имеющими восточное падение, причем Каратауский, Ушатский и Миасский надвиги более пологие, чем Бельдишко-Куватальская зона, т.е. в разрезе Тараташский блок имеет форму клина, погружающегося на восток. Бельдишко-Куватальская зона тектонитов, первоначально маркировавшая более или менее прямолинейный пологий сброс, была деформирована (изогнута) и превратилась в зону надвига, расположенного во фронтальной части Тараташского индентора. По отношению к ней Тагаякско-Тахтинская зона представляет тыловую, компенсирующую напряжение сжатия. На этом этапе разрывы в деформируемых индентором комплексах, параллельных южному сегменту Бельдишко-Куватальской зоны, должны были иметь правосдвиговую кинематику, а в параллельных северному сегменту — левосдвиговую. Мезоструктуры, указывающие на левосдвиговую кинематику, отчетливо выражены в зоне Мерзелинского разрыва в береговых обрывах р. Уфа в дер. Уфимка. Здесь девонские тонкослоистые известняки смяты в мелкие наклонные и опрокинутые складки волочения западной вергентности (рис. 10), по которым Мерзелинский разрыв опознается как левый сдвиг-надвиг. Мезоструктуры



Рис. 10. Фото опрокинутых складок северо-западной вергентности в зоне Мерзелинского правого сдвига-надвига (девонские известняки)

правосдвиговой кинематики описаны в Александровской зоне [Хотылев, 2014].

Благодарности. Авторы искренне благодарны, ведущему специалисту рудника ГОП ОАО «ММК» А.Б. Власову за помощь в организации изучения

керна поисковых скважин, Р.В. Веселовскому за помощь в измерении анизотропии магнитной восприимчивости и интерпретации результатов, А.Н. Ошкину за помощь в измерении скорости прохождения сейсмических волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

Ленных В.И., Петров В.И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса // Тез. докл. Третьего Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1974. С. 49–52.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пыстин А.М. Александровский гнейсово-мигматитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1976. С. 3–32.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): Т-*t* ограничения // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322–330.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27–42.

Хотылев А.О. Строение, состав и история развития раннепротерозойского александровского комплекса (Южный Урал) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Мат-лы XLVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2014. С. 276–280.

Borradaile G.J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Sc. Rev. 1997. Vol. 42. P. 49–93.

Jelinek V. Precision AC Bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy // Studia Geoph. et Geod. 1973. Vol. 17. 36 p.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. N.Y.: Chapman and Hall, 1993. 217 p.

Поступила в редакцию
01.04.2016

УДК 549.514.51; 549.08; 553.430

А.Д. Прудникова¹, Д.Г. Кошуг², С.В. Вяткин³, И.А. Бакшеев⁴,
Е.В. Нагорная⁵, Л.И. Марущенко⁶, Ю.Н. Николаев⁷, А.Ф. Читалин⁸

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ЗОЛОТО-МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА) ПО СОДЕРЖАНИЮ ПАРАМАГНИТНЫХ ТИТАНОВЫХ ЦЕНТРОВ В КВАРЦЕ

Методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) определена концентрация структурных парамагнитных Al и Ti примесных центров в предрудном и рудоносном кварце золото-молибден-медно-порфирового месторождения Песчанка. Концентрация $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ в предрудном и рудоносном кварце варьирует от 29 до 124 и от 13 до 101 at. ppm соответственно. Содержание $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ - и $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров достигает 20 и 6,3 at. ppm соответственно. Анализ содержания структурных примесей показывает, что кварц предрудной стадии, связанной с образованием биотит-калишпат-кварцевых метасоматитов, и кварц рудной стадии, сопряженной с формированием кварц-серицитовых пород и последующим рудоотложением, существенно различаются по содержанию титановых центров, особенно $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров: концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ существенно выше в кварце предрудной стадии (>2 at. ppm), тогда как в кварце, сопряженном с медной минерализацией, концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0 < 2$ at. ppm. Концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ -центров также снижается от предрудного к рудоносному кварцу. Температура образования предрудного и рудоносного кварца, оцененная по концентрации Ti, составляет 590–470 °C (средневзвешенное значение 520 °C) и 510–310 °C (средневзвешенное значение 430 °C) соответственно. Полученный диапазон температуры (590–310 °C) практически идентичен таковому, определенному по значениям температуры гомогенизации флюидных включений в кварце предрудной и рудной стадий.

Ключевые слова: кварц, парамагнитные центры, ЭПР-спектроскопия, медно-порфировое месторождение Песчанка, геотермометр TitaniQ.

The Al and Ti paramagnetic impurity center concentrations in pre-ore and ore-bearing quartz at the Peschanka porphyry copper–molybdenum–gold deposit in the Western Chukchi Peninsula, Russia were determined using electron paramagnetic resonance (EPR). The $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ concentration in pre-ore and ore-bearing quartz varies from 29 to 124 and from 13 to 101 at. ppm, respectively. The contents of $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ - and $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -centers reach 20 and 6,3 at. ppm, respectively. Pre-ore stage quartz associated with the formation of biotite–potassium feldspar–quartz alteration and quartz of the ore stage associated with the formation of quartz–sericite rocks followed by the ore deposition are substantially in content of the titanium centers, especially $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -centers: the $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ concentration is much higher in the pre-ore stage quartz (>2 at. ppm) than that in quartz related to copper mineralization (<2 at. ppm). The $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ concentration also decreases from pre-ore to ore-bearing quartz. Taking into account the data obtained, the formation temperature of pre-ore and ore-bearing quartz estimated from a titanium-in-quartz geothermometer is 590–470 °C (average 520 °C) and 510–310 °C (average 430 °C), respectively. The obtained temperature range of 590 to 310 °C is similar to that determined from homogenization of fluid inclusions in pre-ore and ore-bearing.

Key words: quartz, paramagnetic centers, EPR spectroscopy, porphyry copper deposit Peschanka, TitaniQ geothermometer.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирантка; *e-mail:* nasemina@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор, заведующий кафедрой; *e-mail:* koshchug@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, науч. с.; *e-mail:* vut_box@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент; *e-mail:* bakshееv@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, вед. инж.; *e-mail:* chp312@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, инж.; *e-mail:* luba.gogacheva@gmail.com

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, доцент; *e-mail:* nikolaev@geol.msu.ru

⁸ Институт геотехнологий, Москва, зам. ген. директора, гл. геолог, *e-mail:* a.chitalin@igeotech.ru

Введение. Порфиновые системы имеют сложную многостадийную историю формирования, поэтому реконструкция физико-химических условий минералообразования на каждой стадии важна для понимания всей картины в целом. На месторождениях порфирикового типа традиционно выделяют несколько типов метасоматических пород (от ранних к поздним): 1) биотит-калишпат-кварцевые, 2) пропилиты, 3) кварц-серицитовые, 4) аргиллизиты. Основной объем оруденения связан с кварц-серицитовыми метасоматитами. Главные рудные минералы — халькопирит, борнит, пирит — на медно-порфириковых месторождениях слагают вкрапленность в гидротермально-измененных породах и входят в состав кварцевых жил и прожилков, сопровождающих метасоматиты. С аргиллизитами сопряжено благороднометалльное оруденение. Незначительный объем руд связан с биотит-калишпат-кварцевыми породами, а пропилиты безрудные.

Кварц на месторождениях порфирикового типа — главный жильный минерал, формирующийся в широком диапазоне температуры от ~500 до ~200 °С, и представляет особый интерес для реконструкции условий рудоотложения. В многочисленных работах приведены результаты изучения флюидных включений в кварце разных стадий образования порфириковых месторождений [Sevari et al., 2014; Jun et al., 2014; Wilkinson, 2001; Maydagán et al., 2015; Müller et al., 2010; Николаев и др., 2014]. В кварце некоторых месторождений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) и масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) определено содержание Li, Ti, и Al, с помощью чего можно установить или уточнить некоторые физико-химические условия образования, а именно температуру и pH среды [Rusk et al., 2012; Maydagán et al., 2015; Müller et al., 2010].

Однако методы, применяемые для количественного анализа примесей (SIMS, LA-ICP-MS), обладают известной неопределенностью, поскольку не ясно находятся ли анализируемые компоненты в структуре кварца, входят в состав минералов, слагающих микровключения, или в раствор мельчайших газовой-жидких включений, которые захватываются при анализе. Поэтому наиболее надежно различить локализацию примесей позволяет лишь спектроскопия электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Безусловный недостаток этого метода заключается в том, что он не локальный.

К главным структурным дефектам в кварце относятся ионы Al^{3+} , Ti^{4+} , Ge^{4+} , замещающие Si^{4+} в кислородных тетраэдрах, а также связанные с ними ионы H^+ , Li^+ , Na^+ , находящиеся интерстициально в каналах структуры кварца и играющие роль компенсаторов заряда [Weil, 1984].

Метод ЭПР-спектроскопии широко применяется при изучении кварца из месторождений различного типа — от пегматитовых до гидротермальных [Гамянин и др., 1999; Гурбанов и др., 1999]. Однако публикации по изучению структурных дефектов в кварце порфириковых месторождений методом ЭПР нами не найдены.

Нами впервые с помощью ЭПР-спектроскопии изучены примесные центры в кварце предрудной и рудной стадий одного из крупнейших в России золото-молибден-медно-порфирикового месторождения Песчанка на Чукотке; на основе полученных данных оценена температура формирования кварца этих двух стадий.

Геологическое строение месторождения Песчанка. Au–Mo–Cu порфириковое месторождение Песчанка, расположенное на Северо-Востоке России в 250 км на юго-запад от г. Билибино (Чукотский АО), крупное по запасам меди (6,39 млн т), золота (345,7 т) и серебра (3440 т), оно входит в двадцатку крупнейших медно-порфириковых месторождений мира [Читалин и др., 2013]. Оруденение прослежено на глубину до 750 м. Месторождение локализовано в восточной части интрузирующего верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения крупного многофазного Егдыкгычского плутона, сложенного монцодиоритами, и прорванного телами кварцевых монцодиорит-порфириков, с которыми пространственно и парагенетически связано оруденение. Возраст плутона ~140 млн лет, что соответствует раннему мелу [Бакшеев и др., 2016]. Месторождение контролируется крупным меридиональным разломом. Преобладающий тип околорудных метасоматитов — биотит-калишпат-кварцевые породы, тела которых рассеяны зонами кварц-серицитового изменения мощностью от 1 до 10 м. Внешняя часть метасоматического ореола сложена пропилитами. Редко встречаются аргиллизиты.

Рудные тела — зоны и штокверки кварцевых жил и прожилков субмеридионального простирания, секущие кварц-серицитовые и биотит-калишпат-кварцевые метасоматиты. Рудные минералы образуют вкрапленность в серицитизированных биотит-калишпат-кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитах и входят в состав жил и прожилков. К главным рудным минералам относятся пирит, борнит и халькопирит; молибденит, содержащий 1000–2000 г/т Re, развит незначительно. Карбонат-полисульфидная минеральная ассоциация на месторождении развита слабо и сложена галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами ряда теннантит–тетраэдрит; жильные минералы представлены кварцем, доломитом и турмалином. Благороднометалльная минерализация представлена самородным золотом (пробность 700–900) и гесситом в борните в ассоциации с селенистым галенитом и клаусталитом. Завершают

процесс минералообразования разноориентированные кварц-карбонатные и флюоритовые прожилки и субгоризонтальные гипс-ангидритовые прожилки.

Материалы и методы исследования. Исследуемые породы — кварц-серицитовые метасоматиты и кварц-биотит-калишпатовые породы с разной степенью проявления более позднего кварц-серицитового метасоматоза, рассеянные многочисленными кварцевыми прожилками. Образцы, из которых изготавливали пробы кварца, представляют собой штуфы, отобранные из разведочных канав, и фрагменты керна буровых скважин. Основная часть медной минерализации сопряжена именно с кварц-серицитовыми метасоматитами. Нерудные минералы в основном представлены альбитом, кварцем, серицитом, хлоритом и реликтовыми К-На полевым шпатом, биотитом и диопсидом. Главные рудные минералы — халькопирит, пирит и борнит, второстепенные — молибденит, минералы группы блеклых руд (теннантит-тетраэдритового ряда), галенит, клаусталит, также встречаются самородное золото, петцит, гессит.

Пробоподготовка. Для изучения структурных дефектов отобрано 58 проб кварца из кварцевых жил и прожилков предрудной и рудной стадий минералообразования в кварц-серицитовых метасоматитах.

Предрудный кварц отобран из мономинеральных кварцевых прожилков с использованием бинокуляра и измельчен до размера 0,15–0,25 мм. Рудоносный кварц отобран из наиболее обогащенных рудными минералами зон пирит-халькопирит-кварцевых прожилков, также измельчен до размера 0,15–0,25 мм. Для дополнительной очистки от

сульфидов проведена электросепарация на сепараторе ЭС-2.

Измерение Al- и Ti-ЭПР спектров проводилось на навесках от 40 до 50 мг. Для измерения концентрации Ti-центров навески облучали γ -излучением от источника ^{60}Co дозами 1,5–2 Мрад, и дозой 50 Мрад для измерения Al-центров. При малом количестве кварца сначала регистрировались ЭПР-спектры титана, а после дооблучения — алюминия.

ЭПР-исследования проведены на спектрометрах «Varian E-115» и «CMS 8400» в X-диапазоне (~9,4 ГГц) при амплитуде модуляции 0,1 мТл, частоте модуляции 100 кГц и мощности СВЧ излучения 10 мВт при температуре жидкого азота (77 К) с использованием кварцевого криостата.

Концентрация Al и Ti радиационных центров измерена методом сравнения интенсивности характеристических линий в спектрах ЭПР исследуемых и эталонных образцов с известной концентрацией центров [Концентрационные..., 1986]. В качестве характеристических линий использовали высокополевые линии сверхтонкой структуры (рис. 1) с $g_{\text{эф}}=1,993$ для $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$, с $g_{\text{эф}}=1,913$ для $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ и $g_{\text{эф}}=1,915$ для $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$. Предел обнаружения составляет 0,2 ат. ppm (число атомов примеси на 10^6 атомов кремния) для $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$; 0,1 ат. ppm для $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ и 0,05 ат. ppm для $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$. Погрешность определения концентрации составляет 15–20 отн. %.

Катодоллюминесцентные исследования кварца проведены на сканирующем электронном микроскопе «Jeol 6610 LV» с встроенной системой регистрации катодоллюминесценции «Gatan Chroma CL2» на кафедре литологии РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Возбужде-

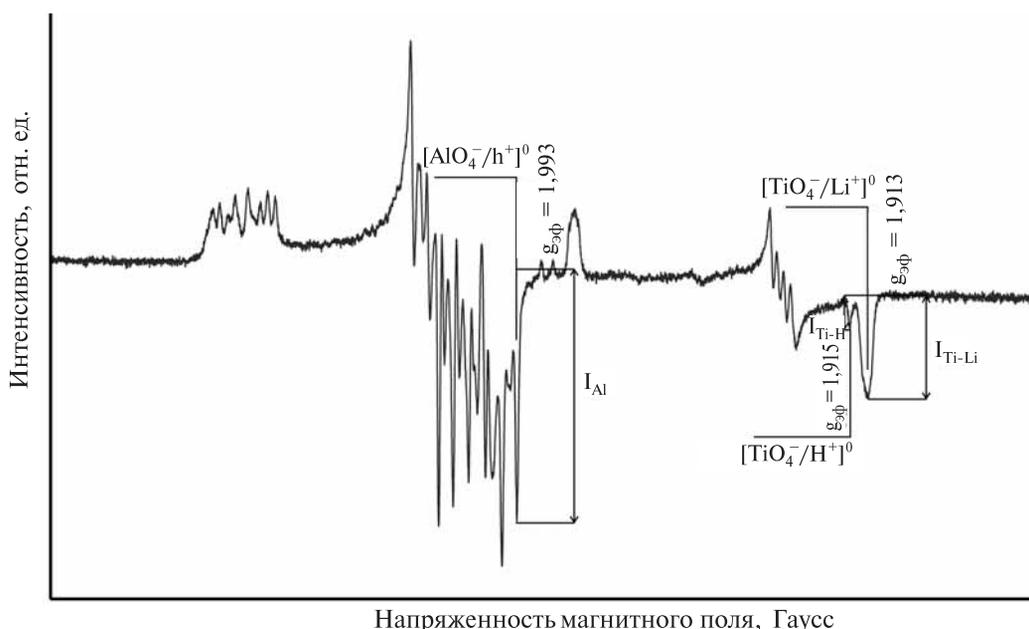


Рис. 1. ЭПР-спектр $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$, $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$, $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ парамагнитных центров в кварце, $g_{\text{эф}}$ — эффективный g -фактор центра

ние люминесценции в образцах осуществлялось электронным пучком при облучении в вакууме при комнатной температуре. Основные характеристики съемки исследуемых образцов: ускоряющее напряжение 20–30 кВ, диаметр пучка 60–70 мкм, рабочее расстояние 10–12 мм.

Результаты исследований. *Катодолуминесценция.* При изучении катодолуминесценции кварца месторождения Песчанка выявлены по крайней мере две генерации кварца, характеризующиеся разной интенсивностью люминесценции. Кварц I, отличающийся большей интенсивностью люминесценции, слагает зерна с тонкой ритмичной зональностью. Кварц II с значительно меньшей интенсивностью свечения выполняет трещины в кристаллах I генерации, обрастает их на контакте с прожилками сульфидов, а также обрастает и замещает обломки зерен кварца I в самих прожилках (рис. 2).

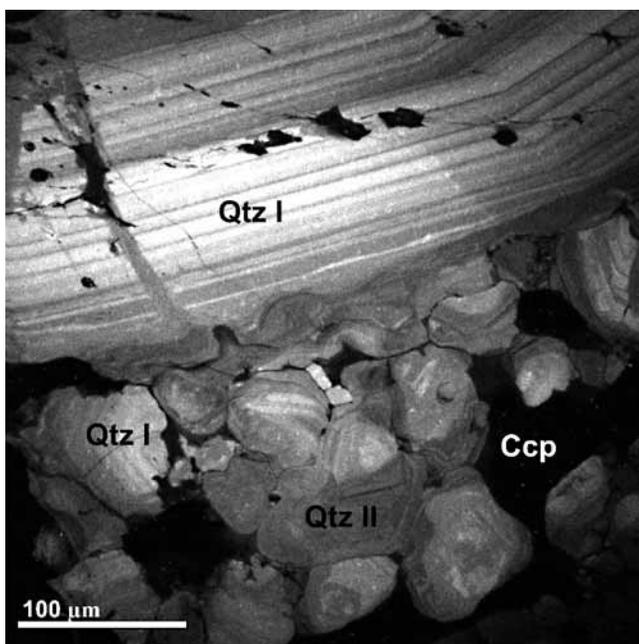


Рис. 2. Катодолуминесценция халькопирит-кварцевого прожилка (образец SP10-282/25,6): Qtz I и Qtz II — кварц I и II генераций соответственно; Ccp — халькопирит

Спектроскопия ЭПР. В кварце обеих генераций обнаружены парамагнитные центры $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$, $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$, $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ и определена их концентрация.

Содержание $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ -центров в кварце месторождения Песчанка колеблется от 29 до 124 ат. ppm (таблица). На гистограмме (рис. 3) видно, что распределение концентрации $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ -центров в кварце I (предрудный кварц) имеет максимум в области 70–80 ат. ppm (при средневзвешенной концентрации 76 ат. ppm), тогда как в кварце II, сопряженном с сульфидной минерализацией (рудноносный кварц), этот максимум приходится на диапазон 60–70 ат. ppm (при средневзвешенной концентрации 65 ат. ppm).

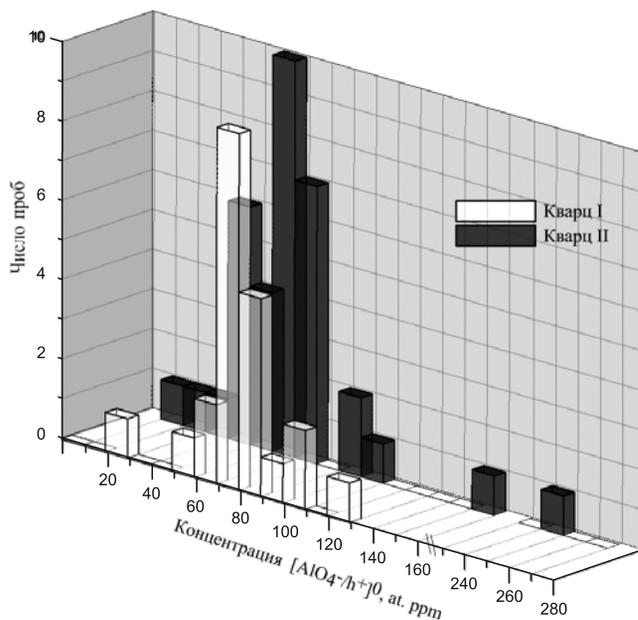


Рис. 3. Гистограмма распределения концентрации парамагнитного центра $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$

Предрудный кварц I характеризуется высоким содержанием $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров (от 2 до 6,3 ат. ppm), а концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ -центров достигает 20 ат. ppm (таблица). Кварц II, сопряженный с сульфидной минерализацией, характеризуется существенно более низким содержанием $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ и $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ (до 2,2 и 5 ат. ppm соответственно). На гистограмме распределение концентрации $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров I и II генерации кварца (рис. 4) отчетливо различается — максимум распределения величины концентрации центра приходится на 2–4 и 1–2 ат. ppm соответственно. Распределение концентрации $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ парамагнитных центров в кварце I близко к нормальному с

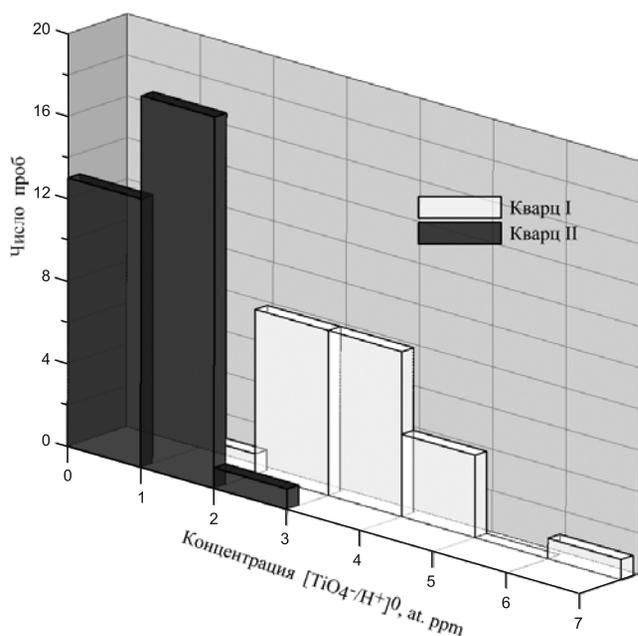


Рис. 4. Гистограмма распределения концентрации парамагнитного центра $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$

Концентрация парамагнитных центров (ат. ppm) в предрудном и рудном кварце

Номер п/п	Номер образца	Концентрация структурных центров, ат. ppm			$\frac{[AlO_4^-/h^+]^0}{[TiO_4^-/H^+]^0}$	$\frac{[TiO_4^-/H^+]^0}{[TiO_4^-/Li^+]^0}$	T, °C
		$[AlO_4^-/h^+]^0$	$[TiO_4^-/H^+]^0$	$[TiO_4^-/Li^+]^0$			
Кварц I							
1	8590-7559	79,2	2,2	5,1	10,8	0,43	486
2	8762-7552-1	66,6	5	14,3	3,5	0,35	564
3	DHP15-028/77,7-2	80,7	3	9,8	6,3	0,31	529
4	DHP15-028/120,3-2	85	2	6,7	9,7	0,3	499
5	DHP15-028/132,3-3	71,4	2,9	8,4	6,3	0,34	519
6	DHP15-029/318,1	71,6	4,1	8,2	5,9	0,5	525
7	SP10-210/24,1	83,9	3,4	7,4	7,8	0,46	515
8	SP10-210/187,2-2	73,9	2,5	7,3	7,5	0,34	508
9	SP10-282/71-3	71,4	3,3	9,6	5,5	0,35	530
10	SP10-285/37,5	92,6	4,4	8,6	7,1	0,51	530
11	SP10-285/89,3	107,7	3,1	11,4	7,4	0,27	539
12	SP10-285/90,1	124,3	3,3	15,9	6,5	0,21	563
13	SP10-285/91,2	83,2	2,6	4,4	11,9	0,59	483
14	SP10-285/304,0	70,4	2,9	6,7	7,3	0,43	506
15	SP10-285/354,8	78,1	3,2	7	7,7	0,46	511
16	SP10-285/358,1	72,1	3,8	7,9	6,2	0,48	522
17	SP10-285/399,4	29	3,7	8	2,5	0,46	522
18	SP10-294/225,0	68,6	2,6	2,9	12,5	0,9	466
19	SP10-294/424,5	109,7	6,3	20	4,2	0,32	592
20	DH3V12-312/49-2	56,4	2,7	4,8	7,5	0,56	488
21	DH3V12-312/72,7	73,6	4,7	9,8	5,1	0,49	539
22	DH3V13-347/99	88	3,3	7,1	8,5	0,46	512
Кварц II							
23	8509-7594-1	29,2	1,7	1,8	8,5	0,94	435
24	8509-7594-2	37,5	0,7	1,0	21,9	0,71	394
25	8618-7563	71,9	1,0	3,1	17,5	0,33	447
26	8681-7556	66,2	0,7	1,1	36,8	0,64	397
27	8741-7555-2	46,9	1,6	2,9	10,4	0,55	452
28	8761-7529	74,9	0,3	0,5	100,5	0,53	350
29	8798-7589	72,1	1,5	8,7	7,1	0,18	511
30	8860-7551	68,3	0,9	2,4	20,7	0,38	433
31	8885-7531-a	91,4	нпо	0,3	304,7	0,00	309
32	8885-7531-б	93,4	нпо	0,4	233,5	0,00	321
33	8904-7539	151,2	2	6,9	17,0	0,29	501
34	8904-7542	246,9	0,1	0,6	331,1	0,23	350
35	DHP15-028/77,7-1	71,1	0,3	0,3	110	0,88	343
36	DHP15-028/120,3-1	101,6	1	3	25	0,34	446
37	DHP15-028/132,3-2	49,2	1,3	2,6	12,6	0,48	443
38	DHP15-034/292,3	66,6	1,7	5	10	0,33	479
39	DHP15-034/328	66,4	нпо	нпо	—	—	—

Окончание табл. 1

Номер п/п	Номер образца	Концентрация структурных центров, at. ppm			$\frac{[AlO_4^-/h^+]^0}{[TiO_4^-/H^+]^0}$	$\frac{[TiO_4^-/H^+]^0}{[TiO_4^-/Li^+]^0}$	T, °C
		$[AlO_4^-/h^+]^0$	$[TiO_4^-/H^+]^0$	$[TiO_4^-/Li^+]^0$			
40	DHP15-035/83,2	64	1,4	5,2	9,7	0,27	479
41	SP10-210/22,6	51,4	1,8	5,4	7,1	0,33	485
42	SP10-210/87,0	79,7	2	3,3	15	0,61	463
43	SP10-210/187,2-1	41,9	0,3	0,6	51,5	0,47	355
44	SP10-210/318,0	56,9	1,6	3,6	10,9	0,44	462
45	SP10-210/318,9	66,3	1,2	2,8	16,7	0,43	444
46	SP10-261/217,5	75,7	1,7	0,5	34,4	3,4	408
47	SP10-282/71-1	54,3	2,2	4	8,7	0,53	474
48	SP10-282/71-2	62,3	0,8	1,9	23,2	0,44	420
49	SP10-283/174,2	13,4	1,1	1,9	4,5	0,6	426
50	SP10-286/305,3	57,7	1,8	3,3	11,3	0,54	461
51	SP10-287/412,3	64,3	1,2	2,3	18,4	0,52	436
52	SP10-287/483,1	76,6	1,3	2	23,2	0,65	433
53	SP10-297/623,0	65,3	0,5	1	43,5	0,5	386
54	SP10-297/742,7	49,4	1	1,2	22,5	0,83	408
55	SP10-297/792,4	65	0,4	0,8	54,2	0,5	374
56	SP10-297/795,3	40,9	1	1,1	19,5	0,91	405
57	DH3V12-312/49-1	49,4	2	5	7,1	0,41	483

максимумом 4–6 at. ppm, рудного — с максимумом 0–2 at. ppm (рис. 5).

Отношение $[TiO_4^-/H^+]^0/[TiO_4^-/Li^+]^0$ для кварца I варьирует от 0,2 до 0,9 при средневзвешенной величине 0,43; для кварца II — от 0 до 3,4 при

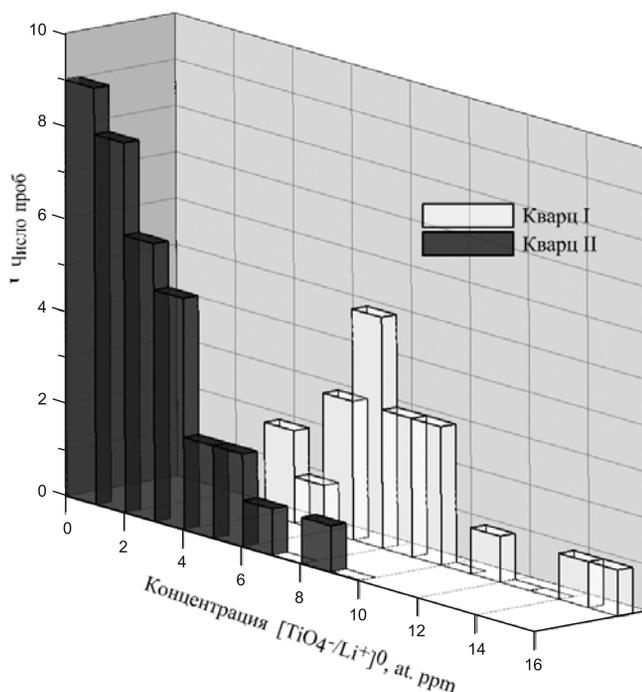


Рис. 5. Гистограмма распределения концентрации парамагнитного центра $[TiO_4^-/Li^+]^0$

средневзвешенной величине 0,60. Отношение концентрации парамагнитных центров $[AlO_4^-/h^+]^0/[TiO_4^-/M^+]^0$ для кварца I варьирует от 2,5 до 12,5 (средневзвешенная величина 7,2), а для кварца II в существенно более широком диапазоне — от 4,5 до 333,1 (средневзвешенная величина 60,8). Отношение Al/Ti, рассчитанное по содержанию Al и суммарной концентрации Ti после их перевода из at. ppm в ppm, изменяется от 1,4 до 7 для кварца I и от 2,5 до 188 для кварца II.

Обсуждение результатов. Полученные результаты с высокой степенью надежности указывают на существенное отличие кварца предрудной и рудной стадий формирования месторождения Песчанка: разная интенсивность катодоллюминесценции, различное содержание $[TiO_4^-/H^+]^0$ - и $[TiO_4^-/Li^+]^0$ -центров и соотношение концентрации парамагнитных центров $[AlO_4^-/h^+]^0$ и $[TiO_4^-/M^+]^0$.

Предрудный кварц I месторождения Песчанка характеризуется более интенсивной катодоллюминесценцией, чем рудоносный кварц II. Аналогичные результаты получены и на других порфировых месторождениях: Ою-Толгой и Цесен-Уул в Монголии [Müller et al., 2010], Бьютт в США [Rusk et al., 2006], Клаймакс в США и Бату Хиджау в Индонезии [Vasyukova, 2011]. Интенсивность катодоллюминесценции связывают с входением Ti в структуру кварца, содержание которого закономерно снижается при переходе от зон с более интенсивной катодоллюминесценцией к зонам с

меньшей интенсивностью свечения и при переходе от ранней высокотемпературной генерации (>400 °С, 50–200 ppm Ti) к более низкотемпературной (<400 °С, <10–40 ppm Ti), сопряженной с отложением сульфидов [Müller et al., 2010; Rusk, 2006, 2012]. На фото (рис. 2) видно, что даже минимальная интенсивность катодолюминесценции ритмично-зональных зерен кварца I месторождения Песчанка превышает интенсивность люминесценции рудоносного кварца II.

Отметим, что источником титана для изовалентного замещения кремния в структуре предрудного кварца, скорее всего, служит магматический биотит, нередко содержащий до 5 масс.% TiO₂ [Нагорная, 2013]. При последующем гидротермальном процессе Ti, содержащийся в биотите, образует собственную нерастворимую в данных условиях фазу — рутил. Поэтому концентрация титана во флюиде снижается, что в свою очередь приводит к уменьшению концентрации титановых парамагнитных центров в новообразованном рудном кварце. Однако необходимо учитывать, что в рудном процессе образуется не только новый кварц с низкой концентрацией Ti, но и предрудный кварц «очищается» от Ti в результате перекристаллизации. Этот процесс хорошо иллюстрирует катодолюминесценция халькопирит-кварцевого прожилка (рис. 2). На фото видно, что перекристаллизованный кварц, представленный обломками зерен в непосредственной близости от халькопирита, хотя и сохраняет первичную зональность свечения, однако имеет более низкую интенсивность, что свидетельствует о снижении концентрации примеси титана.

По данным работы [Rusk, 2012], отношение Al/Ti в кварце порфировых месторождений варьирует от ~1 до 10. Для образцов из месторождения Песчанка в этом диапазоне находятся значения Al/Ti кварца I генерации (1,4–7), в то время как кварц II генерации характеризуется гораздо более широким диапазоном этого отношения (2,5–188), который перекрывает интервалы для кварца из орогенных золоторудных и порфировых месторождений [Rusk, 2012]. Резкое изменение отношения концентрации Al к Ti обусловлено в основном изменением концентрации титана. Содержание же примесных парамагнитных центров Al в кварце обеих генераций практически одинаково и невелико (несколько десятков at. ppm), несмотря на изменение условий кристаллизации.

Различное содержание [TiO₄⁻/H⁺]⁰- и [TiO₄⁻/Li⁺]⁰-центров в кварце разных генераций также обусловлено условиями минералообразования. Отметим, что парамагнитные центры [TiO₄⁻/M⁺]⁰ образуются в результате захвата электрона титансодержащим тетраэдром и компенсации избыточного отрицательного заряда ионом M⁺, локализующимся в структурном канале кварца рядом с [TiO₄]⁻-тетраэдром. При этом за-

хватенный электрон и ион-компенсатор с высокой степенью вероятности получены от непарамагнитного [AlO₄⁻/M⁺]⁰-центра, который в процессе природного или лабораторного радиационного воздействия захватывает дырку вместо M⁺ и переходит в парамагнитное состояние. Таким образом, катионный состав ионов-компенсаторов заряда [TiO₄⁻/M⁺]⁰-центров в значительной степени унаследован от [AlO₄⁻/M⁺]⁰-центров.

Если вхождение Ti в кварц зависит от температуры, давления и его концентрации в системе, то вхождение алюминия в кварц зависит еще и от наличия ионов-компенсаторов гетеровалентного замещения кремния на алюминий. Наиболее существенно на концентрацию Al в кварце влияет присутствие лития в минералообразующем флюиде, который выступает основным ионокомпенсатором для [AlO₄⁻/M⁺]⁰-центра [Кошуг, 1998]. Содержание примесного алюминия в кварце обеих генераций практически одинаково и невелико (несколько десятков at. ppm). Таким образом, можно предположить, что в минералообразующем флюиде изменяется соотношение Li и H, в частности снижается доля Li из-за его предпочтительного вхождения в структуру мусковита. В результате исследования природного кварца различного генезиса в работе [Guzzo et al., 1997] выдвинуто предположение, что в гидротермальном кварце основным компенсатором является H⁺. Такое предположение хорошо согласуется с нашими данными об изменении соотношения Li и H в гидротермальном флюиде в результате предпочтительного распределения Li в мусковит.

Диапазон температуры гомогенизации флюидных включений в раннем предрудном и рудоносном кварце месторождения Песчанка оценен в работе [Николаев и др., 2016] и составляет

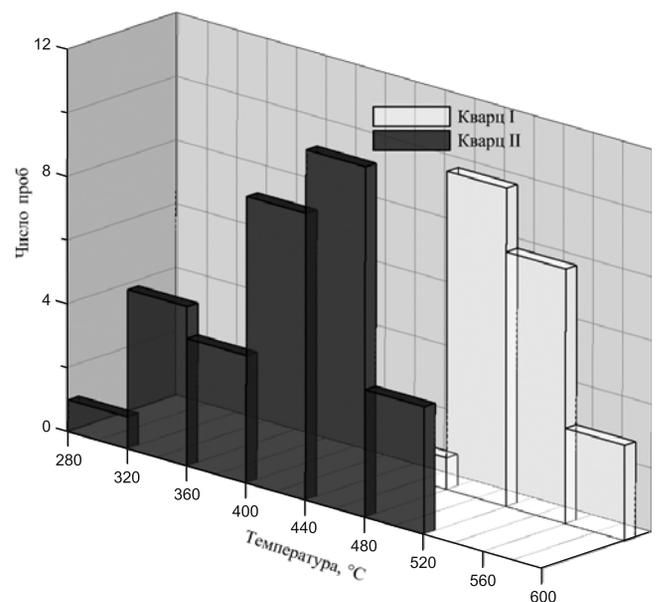


Рис. 6. Гистограмма распределения температуры кристаллизации предрудного и рудоносного кварца

594–301 °С, при изучении флюидных включений в указанной статье разделение кварца по генерациям не проводилось.

В ряде работ [Wark, Watson, 2006; Müller et al., 2010; Huang, Audétat, 2012] предложен геотермометр, основанный на содержании титана в кварце. Показано, что с ростом температуры концентрация титана возрастает как в искусственно выращенном, так и в природном кварце. В более поздней работе [Huang, Audétat, 2012], в которой кварц выращен при температуре более низкой, чем в предыдущих исследованиях, увеличение концентрации титана с ростом температуры связывают с увеличением скорости роста кварца, однако механизм захвата титана не предложен. Отметим, что измеренная методом LA-ICP-MS концентрация титана очень высока и практически совпадает с концентрацией алюминия. В то же время в работах, в которых концентрация структурных примесей титана и алюминия измерена методом ЭПР, например [Котова, 2003], концентрация алюминия приблизительно на 2 порядка выше концентрации титана, но это концентрация примесных ионов, заместивших кремний в структуре кварца. Столь высокую концентрацию титана, сравнимую с концентрацией алюминия, можно объяснить следующим образом. Известно, что с увеличением скорости роста в растущем кристалле резко возрастает концентрация дислокаций, которые в свою очередь служат ловушками для примесных элементов. Поэтому, вероятнее всего, значения концентрации титана и алюминия, приведенные в работе [Huang, Audétat, 2012], сравнимы.

Несмотря на то что нами концентрация структурных примесей измерена методом ЭПР, для оценки температуры кристаллизации кварца месторождения Песчанка был использован геотермометр [Huang, Audétat, 2012]:

$$T = \frac{-0,27943 \cdot 10^4 - 660,53 p^{0,35}}{\log \text{Ti}(\text{ppm}) - 5,6459} - 273, \quad (1)$$

где T — температура образования кварца, °С; p — давление, кбар. Расчеты проводились для давления 1 кбар, установленного в результате термобарометрии газовой-жидких включений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И. Минералогия и изотопный возраст магматических пород, руд и метасоматитов пофирово-эпитеpmальных систем Баймской рудной зоны // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов: Состояние и перспективы // Тез. докл. М.: ЦНИГРИ, 2016. С. 10–11.

Гамянин Г.Н., Кошуг Д.Г., Курасова С.П. и др. Кварц как индикатор формационной принадлежности рудных месторождений (на примере Верхояно-Колымской складчатой области) // Зап. ВМО. 1999. № 2. С. 22–31.

В таблице и на рис. 6 приведены расчетные значения температуры кристаллизации кварца обеих генераций. Диапазон температуры кристаллизации, оцененный по концентрации Ti, которая измерена методом ЭПР, составляет 590–310 °С, что практически идентично диапазону значений, определенному по флюидным включениям. В то же время ЭПР-исследования двух генераций кварца позволили оценить температурные диапазоны их кристаллизации. Температура кристаллизации для кварца I составляет 590–470 °С (средневзвешенное значение 520 °С), а для кварца II — 510–310 °С (средневзвешенное значение 430 °С).

Хорошее совпадение диапазонов температуры кристаллизации кварца, полученных методом термобарометрии и рассчитанных по концентрации структурного титана, свидетельствует о правомочности применения титанового геотермометра.

Заключение. В результате исследований методом ЭПР установлены различия содержания примесных парамагнитных Ti-центров в жильном предрудном и рудоносном кварце золото-молибден-медно-порфирового месторождения Песчанка. Для предрудного кварца I характерно высокое содержание $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров (от 2 до 6,3 ат. ppm), а концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ -центров достигает 20 ат. ppm. Кварц II, сопряженный с сульфидной минерализацией, характеризуется существенно более низким содержанием $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ и $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ (до 2,2 и 5 ат. ppm соответственно).

Измеренная концентрация структурной примеси титана позволила оценить температуру кристаллизации обеих генераций кварца. Полученный по данным ЭПР-спектроскопии температурный интервал (590–310 °С) практически идентичен таковому, определенному по флюидным включениям (594–301 °С). Предрудный кварц кристаллизуется в диапазоне 590–470 °С, а рудный кварц — в диапазоне 510–310 °С.

Относительно высокая концентрация $[\text{TiO}_4^-/\text{H}^+]^0$ -центров по сравнению с $[\text{TiO}_4^-/\text{Li}^+]^0$ -центрами в кварце предрудной стадии обусловлена предпочтительным входением Li в мусковит.

Благодарности. Авторы благодарны профессору Г.А. Юргенсону за ценные советы и замечания, высказанные при подготовке рукописи.

Гурбанов А.Г., Чернуха Ф.П., Кошуг Д.Г. и др. ЭПР спектроскопия и геохимия породообразующего кварца из пород разновозрастных магматических формаций Большого Кавказа как индикатор наложенных процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 589–604.

Концентрационные измерения электронно-дырочных центров в кварце методом ЭПР. Инструкция. М.: ВИМС, 1986. 230 с.

Котова Е.Н. Радиоспектроскопия породообразующего кварца в задачах расчленения и корреляции геологических объектов: Автореф. канд. дисс. Сыктывкар, 2003. 18 с.

Кошуг Д.Г. Структурные примеси и типоморфизм кварца (по данным ЭПР-спектроскопии): Автореф. докт. дисс. М., 1998. 48 с.

Нагорная Е.В. Минералогия и зональность молибден-медно-порфирирового рудного поля Находка, Чукотка: Автореф. канд. дисс. М., 2013. 27 с.

Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А. и др. Первые данные о зональном распределении флюидных включений в рудообразующей системе медно-порфирирового месторождения Песчанка (Северо-Восток России) // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 6. С. 738–741.

Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баймская рудная зона — кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6. С. 68–73.

Guzzo P.L., Iwasaki F., Iwasaki H. Al-related centers in relation to γ -irradiation // Phys. Chem. Miner. 1997. Vol. 24. P. 254–263.

Huang R., Audétat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2012. Vol. 84. P. 75–89.

Jun L., Jing-Wen M., Guang W. et al. Fluid inclusions and H–O–S–Pb isotope systematics of the Chalukou giant porphyry Mo deposit, Heilongjiang Province, China // Ore Geol. Rev. 2014. Vol. 59. P. 83–96.

Maydagán L., Franchini M., Rusk B. et al. Porphyry to epithermal transition in the altar Cu-(Au-Mo) deposit, Argentina, studied by cathodoluminescence, LA-ICP-MS,

and fluid inclusion analysis // Econ. Geol. 2015. Vol. 110. P. 889–923.

Müller A., Herrington R., Armstrong R. et al. Trace elements and cathodoluminescence of quartz in stockwork veins of Mongolian porphyry-style deposits // Miner. Depos. 2010. Vol. 45. P. 707–727.

Rusk B. Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz. Quartz: deposits, mineralogy and analytics // Eds: J. Götze, R. Möckel. Berlin: Heidelberg: Springer, 2012. P. 307–329.

Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J.N., Kent A.J.R. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana // Amer. Mineral. 2006. Vol. 91. P. 1300–1312.

Sevari B., Alizadeh, Hezarkhani A. Fluid evolution of the magmatic hydrothermal porphyry copper deposit based on fluid inclusion and stable isotope studies at Darreh Zar, Iran // Geol. 2014. Vol. 10. P. 1–10.

Vasyukova O.V. Types and origin of quartz and quartz-hosted fluid inclusions in mineralised porphyries: PhD thesis. University of Tasmania, 2011. 213 p.

Wark D.A., Watson E.B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152, N 6. P. 743–754.

Weil J.A. A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz // Phys. Chem. Miner. 1984. Vol. 10. P. 149–165.

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. Vol. 55. P. 229–272.

Поступила в редакцию
06.10.2016

УДК: 550.93, 902.66, 550.4, 552.23, 552.3

И.Д. Соболев¹, А.Н. Шадрин², В.А. Расторгуев³, Д.А. Козырева⁴

РАННЕОСТРОВОДУЖНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА (РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ)⁵

В Щучьинской зоне Полярного Урала изучены гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ, отнесенные при геологической съемке к силурийскому хоймпэйскому комплексу, а также гранитоиды массивов Нганотский-1 и Нганотский-2, закартированные в качестве раннедевонского юньягинского комплекса. Выяснено, что по минеральному и химическому составу породы изученных массивов соответствуют островодужным гранитоидам I типа. Для цирконов из гранитоидов палеовулканов Речной, Яля-Пэ и массива Нганотский-1 получены U-Pb (SIMS) конкордантные датировки 456 ± 6 , 454 ± 4 и 463 ± 3 млн лет соответственно, что позволяет утверждать существование в Щучьинской зоне островной дуги со среднего–позднего ордовика. Установление возраста гранитоидов позволяет также отнести вмещающие вулканиты к сядайской свите и уточнить верхний стратиграфический предел ее формирования как средний–верхний ордовик.

Ключевые слова: Полярный Урал, гранитоиды, цирконы, U-Pb геохронология, островная дуга, магматизм, геохимия.

In the Schuchinskaya Zone of the Polar Urals granitoids of the Rechnoy and Yalya-Pe paleovolcanoes have been studied. They were mapped as Khoimpeysky Complex of Silurian age. In addition, granitoids of the Nganotsky-1 and Nganotsky-2 plutons mapped as Yunyaginsky Complex of Early Devonian age have been investigated. It was found that based on the mineral and chemical composition the rocks of all plutons studied correspond to island arc I-type granitoids. U-Pb (SIMS) concordant ages of zircons from granitoids of the Rechnoy and Yalya-Pe paleovolcanoes, and of the Nganotsky-1 pluton are 456 ± 6 , 454 ± 4 and 463 ± 3 Ma, respectively, which implies the existence of an island arc in the Schuchinskaya Zone as early as the Middle–Late Ordovician. Establishing the age of granitoids allows to refer volcanic rocks cut by plutons to Syadayskaya Formation, and to clarify the upper stratigraphic limit of its sedimentation as Middle–Upper Ordovician.

Key words: Polar Urals, granitoids, zircons, U-Pb geochronology, island arc, magmatism, geochemistry.

Введение. Щучьинская зона — самая северная часть палеозойской островодужной системы Урала (рис. 1, а). В строении Щучьинской зоны принимают участие породы офиолитовой ассоциации (гипербазитовые массивы Харчерузь, Сьумкеу, Пусьерка и Няропэ) и расположенные восточнее ранне-среднепалеозойские островодужные плутонические и осадочно-вулканогенные образования (рис. 1, б). Среди плутонических образований наиболее широко развиты габброиды, а гранитоиды имеют значительно меньшее распространение и локализованы в виде небольших штокообразных массивов площадью до 10–16 км². Островодужные габброиды и гранитоиды Щучьинской зоны относили к разным комплексам [Сирин и др.,

1962; Бевз, 1976; Старков, 1985; Охотников, 1985; Ремизов, 1998]. В настоящее время в соответствии с легендой к Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (2009) эти образования относятся к габброноритовому харапэйско-масловскому, габбро-плагиогранитовому хоймпэйскому, габбро-диорит-тоналитовому юньягинскому и гранодиоритовому юрмэнэкскому плутоническим комплексам.

Хоймпэйский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в 1976 г. при геологической съемке масштаба 1:50 000 (ГС-50). Его образования больше всего распространены на хребтах Хойм-Пэ и Харам-Пэ, а также по рекам Ябтояха и Сядэйяха и представлены двумя фазами. На долю первой

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, мл. науч. с.; Геологический институт РАН; ст. лаб.; e-mail: sobolev_id@mail.ru

² НАО СибНАЦ, начальник отдела; e-mail: shadrin_a_n@sibsac.ru

³ НАО СибНАЦ, вед. геолог; e-mail: Rastorguev_V@sibsac.ru

⁴ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, инженер; e-mail: kozdasha@mail.ru

⁵ Петрографические шлифы изготовлены и силикатный анализ пород выполнен за счет гранта РФФИ «Мой первый грант» (проект № 16-35-00552). Анализ микроэлементов сделан при финансовой поддержке Программы президиума РАН «Арктика» II.3П.

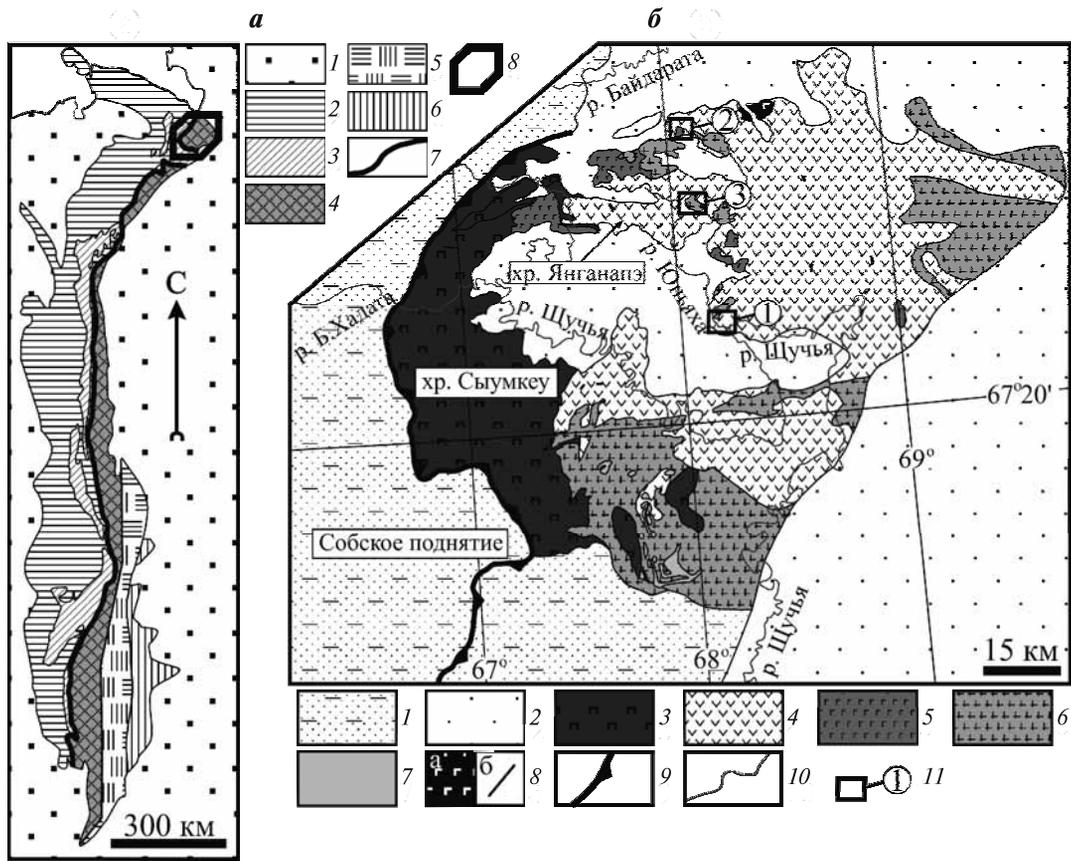


Рис. 1. Схемы тектонического районирования Урала (а) и Шучьинской зоны Полярного Урала (б):

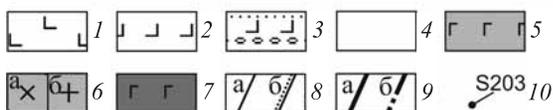
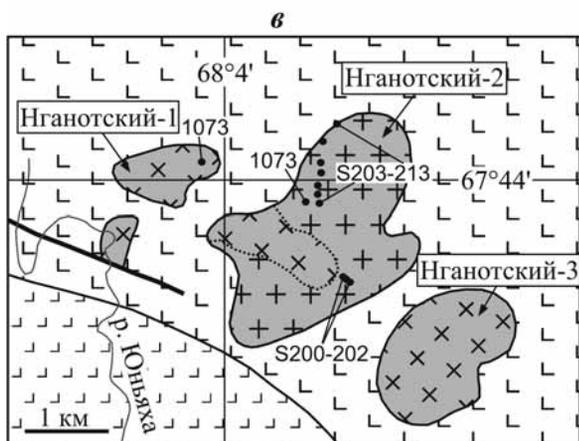
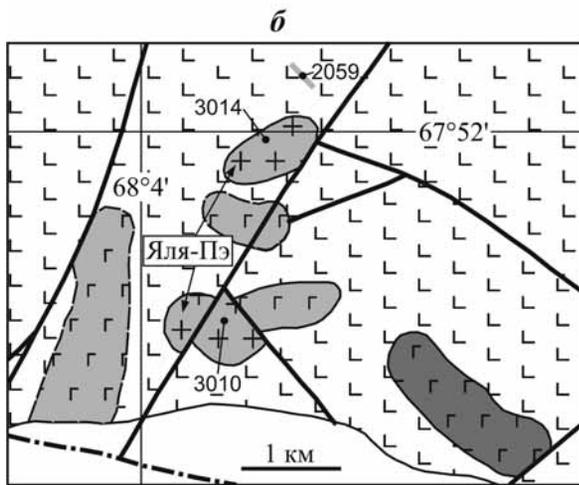
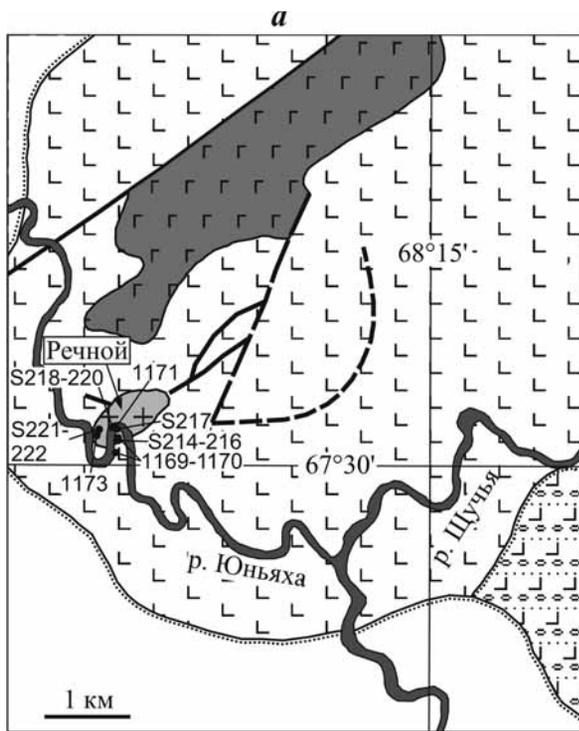
а — тектоническая схема Уральского складчатого пояса, по [Кузнецов и др., 2000]: 1 — мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты; 2–3 — палеозойские и докембрийские комплексы Западного Урала: 2 — преимущественно осадочные комплексы палеозойского возраста, 3 — преимущественно позднедокембрийские метаморфизованные осадочные, вулканогенные и plutонические комплексы; 4–5 — палеозойские и докембрийские комплексы Восточного Урала: 4 — ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 5 — неравномерно метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные, офиолитовые и гранитоидные комплексы докембрийского и палеозойского возраста; 6 — палеозойские и докембрийские комплексы Зауралья; 7 — Главный Уральский надвиг; 8 — контур тектонической схемы Шучьинской зоны Полярного Урала;

б — тектоническая схема Шучьинской зоны Полярного Урала (составлена по данным [Зылёва и др., 2014]): 1 — позднедокембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–8 — позднедокембрийско-палеозойские образования Шучьинской зоны: 3 — позднедокембрийско-раннепалеозойские гипербазиты Хадатинского массива, 4 — палеозойские осадочно-вулканогенные образования, 5 — раннепалеозойские габброиды и плагиогранитоиды хоймпэйского plutонического комплекса, 6 — ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды юньягинского plutонического комплекса, 7 — девонско-раннекаменноугольные гранитоиды юрмэнэского plutонического комплекса, 8 — позднепалеозойские габброидолериты наунпэйского гипабиссального комплекса (а — штоки, б — дайки); 9 — Главный Уральский надвиг; 10 — реки; 11 — исследуемые районы

фазы комплекса, представленной габброидами, приходится 98,5%, а на плагиогранитоиды второй фазы — лишь 1,5%. Интрузивы хоймпэйского комплекса прорывают островодужные вулканы верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свиты, нижнесилурийской янганапэйской толщи и предположительно раннесилурийские габброиды харампэйско-масловского комплекса. Они прорываются предположительно ранне-среднедевонскими интрузивами габбро-диоритоналитового юньягинского комплекса [Душин и др., 2009, Зылёва и др., 2014]. На основании геологических взаимоотношений возраст габброидов и гранитоидов хоймпэйского комплекса считался позднесилурийским. В результате К-Аг датирования пород хоймпэйского комплекса [Душин и

др., 2009] получен широкий диапазон возраста от кембрия до среднего девона (526–386 млн лет), причем преобладают силурийские датировки.

Юньягинский комплекс впервые выделен В.Н. Вороновым в процессе геологической съемки (1969–1976). Согласно легенде к Полярно-уральской серии листов Госгеолкарты-200 (2009) юньягинский комплекс имеет трехфазное строение. Породы первой фазы представлены габбро и габбродиоритами, второй фазы — диоритами, плагиогранитами и гранитами, третьей фазы — гранитами. Образования юньягинского комплекса прорывают силурийские островодужные вулканы янганапэйской толщи и силурийские образования янганапэйского вулканического комплекса и в свою очередь прорываются раннекаменноуголь-



ными дайками долеритов наунпэйского комплекса. До недавнего времени имелись лишь немногочисленные К-Аг датировки гранитоидов юньягинского комплекса, полученные в работах [Старков, 1985; Андреичев, 2004], значения которых варьируют от 419 до 291 млн лет. Позднее получены Rb-Sr и U-Pb датировки, согласно которым Rb-Sr возраст гранитоидов Янганапэйского и Сибилейского массивов определен как раннедевонский — 398 ± 18 и 401 ± 9 млн лет соответственно [Андреичев, 2004; Андреичев, Ларионов, 2008], а U-Pb возраст цирконов из гранитоидов Янганапэйского массива получился ландоверийско-венлокским — 435 ± 5 млн лет.

Геологическая позиция гранитоидов и их минеральный состав. В центре и на севере Щучьинской зоны (рис. 1, б) нами изучены три штокообразных тела плагиогранитоидов, слагающих эродированные фрагменты палеовулканических кольцевых структур — Речной и Яля-Пэ (рис. 2, а, б), и два интрузива кварцевых диоритов и плагиогранитов (массивы Нганотский-1 и Нганотский-2) (рис. 2, в), которые отнесены В.Н. Вороновым при ГС-50 (1976) к силурийско-девонскому хоймпэйскому и средне-позднедевонскому юньягинскому комплексам соответственно. Д.Н. Ремизов [Ремизов, 2004] включает оба массива в состав раннедевонской янганапэйской вулканоплутонической андезитидной ассоциации.

Гранитоидный массив палеовулкана Речной расположен в центральной части Щучьинской структуры, в нижнем течении р. Юньяха (рис. 2, а). Он слагает плутоническую часть палеовулканической кольцевой структуры, прорывая островодужные вулканы, которые отнесены В.Н. Вороновым при ГС-50 к верхнесилурийской янганапэйской толще. Массив размером $1 \times 0,5$ км имеет неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложен лейкоплагиогранитами и плагиогранитами, между которыми отмечены постепенные переходы. Для пород характерна массивная текстура, средне-мелкозернистая гипидиоморфнозернистая структура в сочетании с микрографической. Породы состоят из плагиоклаза (55 об.%), кварца (40 об.%), калиевого полевого шпата (5 об.%) и

Рис. 2. Геологические схемы исследуемых районов по данным ГС-50 (1976), с авторскими изменениями: а — палеовулкан Речной; б — палеовулкан Яля-Пэ; в — гранитоидные массивы Нганотский-1, Нганотский-2, Нганотский-3: 1 — средне-верхнеордовиковские вулканы сядайской свиты; 2 — средне-девонские осадочно-вулканогенные образования энзорской толщи; 3 — средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования тальбейской толщи; 4 — верхнетриасовые терригенные отложения; 5–6 — образования хоймпэйского плутонического комплекса: 5 — габброиды первой фазы, 6 — гранитоиды второй фазы (а — диориты, кварцевые диориты, тоналиты; б — плагиограниты и лейкоплагиограниты); 7 — габбродиориты первой фазы юньягинского комплекса; 8 — геологические границы (а — согласные, б — несогласные); 9 — разломы (а — достоверные, б — достоверные, скрытые под вышележащими образованиями); 10 — точки наблюдения

хлоритизированного темноцветного минерала (до 1 об.%). В лейкоплагиогранитах встречаются небольшие (до 15×25 см) пегматоидные участки розовых средне-крупнозернистых лейкоплагиогранитов (обр. № S221). Краевые закалочные фации интрузивного тела сложены порфиroidными плагиоклазитами с тонкозернистой аплитовой кварц-плагиоклазовой основной массой. На контакте гранитоидов с вулканитами отмечена обильная прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита — медноколчеданное рудопроявление Речное.

Гранитоидные массивы палеовулкана Яля-Пэ расположены в северной части Щучьинской зоны на сопке Яля-Пэ (рис. 2, б). Они слабо вытянуты в субширотном направлении и имеют размеры в плане 0,7×1 и 0,5×1 км. По данным ГС-50 (1976) первый массив прорывает вулканиты сядайской свиты, а второй — сечет габброиды первой фазы хоймпэйского комплекса, вулканиты сядайской свиты и янганапэйской толщи. Вулканиты сядайской свиты на востоке от палеовулкана Яля-Пэ (по руч. Сядэйябтояха) на основании находок фауны ругоз, табулят и криноидей имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст [Зылёва и др., 2014]. В северо-западной части Щучьинской зоны К-Аг методом установлен венлокский возраст субвулканической фации сядайского вулканического комплекса [Душин и др., 2009]. Возраст вулканитов янганапэйской толщи в 8 км на юго-восток от палеовулкана Яля-Пэ фаунистически обоснован Е.Г Катасоновым и С.М. Андроновым (1969) как венлокско-лудловский.

В самом южном массиве кольцевой структуры Яля-Пэ плагиограниты в краевой части интрузива имеют порфиroidную структуру с тонкозернистой основной массой. Микровкрапленники размером 1,5–2,5 мм представлены плагиоклазом и кварцем. По мере удаления от контакта зернистость основной массы постепенно увеличивается, ее структура становится мелко-среднезернистой. В центральной части массива плагиограниты имеют массивную текстуру, порфиroidную мелко-среднезернистую диоритовую структуру. Породообразующие мине-

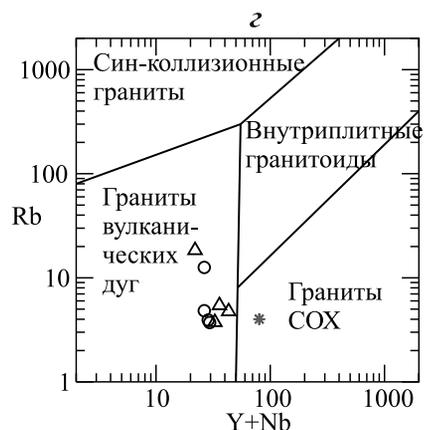
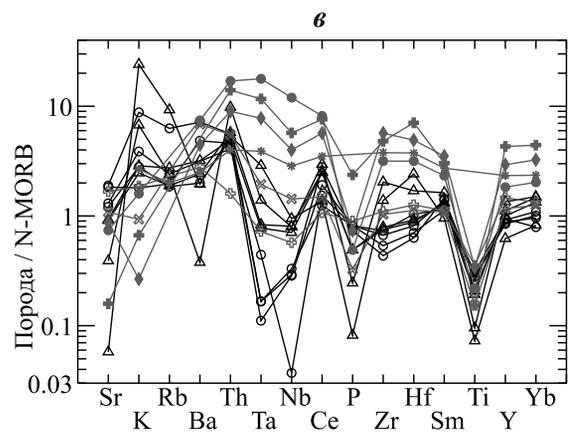
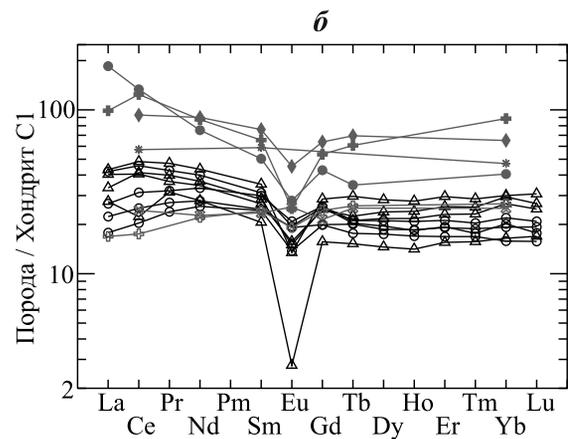
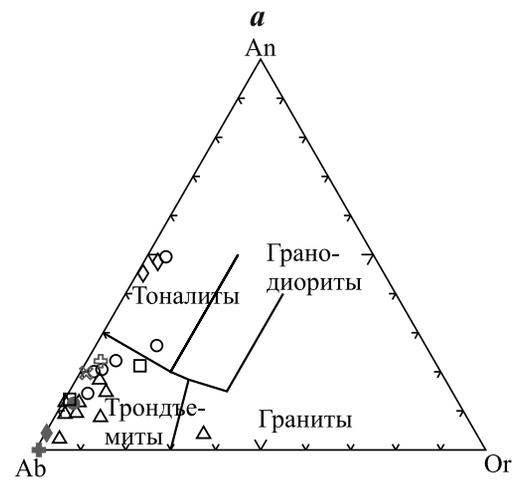


Рис. 3. Диаграммы для гранитоидов Щучьинской зоны Полярного Урала: а — классификационная диаграмма Ab–An–Or, по [Barker, 1979]; б — график распределения редкоземельных элементов, составы гранитоидов нормированы на хондрит C1, по [Sun, McDonough, 1989]; в — мультиэлементная диаграмма, составы гранитоидов нормированы на N-MORB, по [Pearce, 1982]; г — диаграмма для реконструкции геодинамических обстановок формирования гранитоидов Rb–(Y+Nb), по [Pearce et al., 1984].

1–4 — фигуративные точки составов гранитоидов Щучьинской зоны: 1 — палеовулкан Речной, 2 — палеовулкан Яля-Пэ, 3 — массив Нганотский-1, 4 — массив Нганотский-2. Для сравнения нанесены точки составов: модельных плагиогранитов Срединно-Океанического хребта (COX) (5), гранитоидов островной дуги Омана (6), а также офиолитовых гранитоидов блока Смартвилль (7), Срединно-Атлантического хребта (8), Тродоса (9) и Туссана (10), по [Pearce et al., 1984]. Химический состав гранитоидов Щучьинской зоны приведен в табл. 1, 2

- △ 1 □ 2 ◇ 3 ○ 4 * 5
- ⊕ 6 ◆ 7 ● 8 × 9 ⊕ 10

Таблица 1

Химический состав (масс. %) гранитоидов Щучинской зоны

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Гранитоиды палеовулкана Речной														
1169	Кварцевые диориты	58,40	0,81	16,17	5,22	—	0,10	2,39	7,56	7,68	0,06	0,27	1,40	100,05
1170		61,91	0,65	14,82	8,78	—	0,09	3,51	2,33	4,97	0,51	0,17	2,30	100,03
S221-А	Плагииграниты	70,22	0,50	11,08	3,44	2,17	0,11	3,49	1,25	3,32	0,54	0,07	3,82	100,00
S220	Лейкоплагииграниты	74,27	0,29	12,68	0,58	1,50	0,05	0,88	2,06	5,79	0,37	0,06	1,47	100,00
S218		75,74	0,24	12,79	0,53	1,23	0,04	1,03	1,20	5,63	0,43	0,06	1,09	100,00
S221		76,90	0,16	11,79	0,24	1,19	0,01	0,30	0,51	4,08	3,61	0,01	0,45	99,12
S219		77,01	0,20	11,74	0,60	1,31	0,04	0,84	1,13	5,74	0,19	0,04	1,15	100,00
1171		77,25	0,20	11,59	0,24	1,32	0,03	0,53	1,38	5,29	1,01	0,03	1,14	100,00
1172		78,55	0,15	11,76	0,96	—	0,02	0,15	0,96	6,48	0,41	0,00	0,60	100,04
Гранитоиды палеовулкана Яля-Пэ														
2059	Тоналиты	66,52	0,51	14,87	0,49	3,60	0,10	1,26	5,02	2,43	0,34	0,25	4,40	99,79
3010	Плагииграниты	69,59	0,25	13,32	0,54	2,45	0,09	0,44	4,42	4,40	1,26	0,19	3,34	100,29
3014		72,38	0,43	13,36	0,86	2,16	0,07	0,84	1,88	5,69	0,11	0,25	1,69	99,72
Гранитоиды массива Нганотский-1														
1072	Кварцевые диориты	60,22	0,67	14,38	3,26	5,62	0,08	2,95	6,67	2,88	0,28	0,25	2,95	100,21
Гранитоиды массива Нганотский-2														
1073	Тоналиты	67,23	0,41	13,26	2,91	2,16	0,08	1,34	6,12	2,97	0,11	0,30	3,03	99,92
S204	Плагииграниты	70,60	0,52	13,38	1,98	2,56	0,09	1,00	3,22	3,83	1,32	0,09	1,18	99,77
S201		71,64	0,55	13,27	1,79	2,34	0,08	1,14	2,60	4,22	0,58	0,10	1,42	99,72
S202		71,64	0,39	13,08	1,84	2,42	0,06	1,63	2,43	4,57	0,41	0,12	1,42	100,00
S200		72,08	0,32	12,05	1,18	1,87	0,07	2,08	3,17	4,70	0,27	0,10	2,12	100,00
S210		72,98	0,36	12,81	1,45	1,98	0,05	1,51	1,80	5,17	0,42	0,10	1,36	100,00

Примечания: химический состав определен методом рентгеноспектрального флуоресцентного (РФА) анализа в лаборатории химии минерального сырья Института геологии Коми НЦ УрО РАН; состав образца № S221 определен там же методом классического химического анализа; состав образцов № 2059, 3010, 3014, 1072, 1073 — методом РФА в Тюменской Центральной лаборатории; состав образцов № 1169, 1170, 1172 — методом РФА в лаборатории физических и химических методов исследования минерального вещества Института геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УрО РАН.

ралы представлены плагиоклазом среднего состава (35 об.%), кварцем (30 об.%), роговой обманкой (30 об.%) и биотитом (5 об.%).

Массивы Нганотский-1 и Нганотский-2 расположены в северной части Щучинской зоны в верховьях р. Юньяха (рис. 2, в). Интрузивы в плане имеют субизометричную неправильную форму и размеры 1,3×0,8 и 2,5×3,3 км соответственно. Массив Нганотский-1 характеризуется зональным строением. В центральной части он сложен габбро и габбродиоритами, а в краевых частях — диоритами и кварцевыми диоритами. В составе массива Нганотский-2 выделяются диориты, тоналиты и плагииграниты, преобладают последние. Вмещающие вулканы янганапэйской толщи в районе г. Сибилепэ и по рекам Ензорьяха и Нганотаяха имеют лудловско-пржидольский возраст, установленный по многочисленным находкам фауны, собранной В.Н. Вороновым при ГС-50 в 1976 г.

Кварцевые диориты в краевой части массива Нганотский-1 имеют порфириовидную структуру с тонкозернистой, гипидиоморфнозернистой основной массой. Они сложены (об.%) плагиоклазом (40), кварцем (40), роговой обманкой (20), биотитом (<1). Фенокристаллы представлены пла-

гиоклазом и роговой обманкой размером 1–3 мм. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза, роговой обманки, кварца и листочков биотита размером 0,3–0,8 мм. Плагиоклаз сильно сосюритизирован и эпидотизирован. Роговая обманка эпидотизирована и слабохлоритизирована. Биотит встречается редко, обычно в сростании с амфиболом, он часто замещен хлоритом или агрегатом хлорита и лейкоксена.

Плагииграниты массива Нганотский-2 характеризуются преимущественно порфириовидной гипидиоморфнозернистой гранитовой структурой и массивной текстурой. Породообразующие минералы представлены (об.%) плагиоклазом (40–50), кварцем (30–40), калиевым полевым шпатом (5–15) и роговой обманкой (5–7). Среди порфириовидных выделений (8–20 об.%) преобладают таблички серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза размером 2–6 мм, значительно реже встречаются призматические зерна роговой обманки размером 2–3 мм, часто замещенной хлоритом и эпидотом. Основная масса мелко-среднезернистая (размер зерен 0,5–2,0 мм), сложена субидиоморфными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза, а также ксеноморфными

Таблица 2

Микроэлементный состав гранитоидов Щучинской зоны

Компо- нент	Лейкоплагиограниты палеовулкана Речной				Плагиограниты массива Нганотский-2			
	S220	S218	S221	1171	S204	S201	S200	S210
Li	1,97	2,26	0,45	0,56	1,93	2,97	4,23	3,54
Sc	11,35	9,80	1,76	7,49	17,23	6,97	14,84	12,93
Ti	1869,10	1731,95	654,30	857,50	2544,75	2507,11	2333,72	2770,61
V	32,09	29,21	3,35	7,52	84,61	45,90	47,42	62,09
Cr	22,00	27,93	17,79	2,74	18,73	4,71	22,06	85,27
Mn	269,00	238,87	41,36	130,09	646,43	517,50	471,17	324,58
Co	1,81	2,37	0,43	1,17	7,00	3,70	6,57	4,59
Ni	1,69	1,96	2,39	1,30	1,50	2,06	4,68	4,48
Cu	3,49	0,22	5,22	3,67	3,17	7,63	170,84	—
Zn	33,19	23,59	1,99	8,58	31,78	40,08	24,83	12,08
Rb	3,77	5,48	18,52	4,79	12,57	4,83	3,93	3,71
Sr	109,20	111,12	6,91	46,76	226,97	156,71	219,70	145,24
Y	29,95	33,46	18,67	40,45	25,42	26,31	27,61	28,33
Zr	67,66	71,13	124,47	183,49	39,18	66,01	60,21	48,31
Nb	2,82	2,47	3,31	2,78	1,02	0,13	1,00	1,16
Mo	4,00	3,12	2,94	0,23	3,14	1,19	2,56	8,58
Ag	0,19	0,21	0,46	0,18	0,10	0,22	0,24	0,09
Cs	0,13	0,11	0,07	0,00	0,14	0,07	0,09	0,04
Ba	48,48	63,89	39,03	7,55	143,48	—	97,08	39,96
La	7,92	9,57	6,54	10,23	9,97	5,29	6,34	4,22
Ce	25,34	24,84	13,65	29,57	27,93	15,36	19,17	12,47
Pr	3,79	3,47	2,99	4,48	4,05	2,58	3,05	2,27
Nd	17,12	16,12	13,04	20,27	18,67	13,00	15,57	12,03
Sm	4,35	4,09	3,15	5,38	4,77	3,78	4,58	3,72
Eu	0,87	0,91	0,16	0,78	1,13	1,11	1,21	0,80
Gd	5,12	5,07	3,22	5,87	5,23	4,10	5,30	4,08
Tb	0,79	0,84	0,57	1,11	0,76	0,75	0,79	0,66
Dy	5,52	6,05	3,70	7,18	4,96	4,74	5,35	4,43
Ho	1,23	1,36	0,80	1,57	1,04	1,05	1,18	0,96
Er	3,81	4,25	2,57	4,89	3,20	3,16	3,50	2,79
Tm	0,59	0,65	0,40	0,73	0,45	0,48	0,52	0,43
Yb	4,55	5,01	2,80	5,10	3,43	3,27	3,73	2,69
Lu	0,63	0,68	0,43	0,78	0,45	0,49	0,53	0,40
Hf	2,12	2,21	5,80	4,07	1,52	2,49	1,95	1,69
Ta	0,15	0,14	0,52	0,25	0,03	0,08	0,02	0,03
Pb	3,30	2,17	0,25	—	2,18	6,74	2,63	1,58
Th	1,15	0,99	1,07	1,96	1,12	0,82	0,92	1,00

Примечание. Содержание элементов-примесей определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

выделениями кварца и калиевого полевого шпата. Взаимоотношение зерен полевых шпатов реакционное, с образованием мирмекитов. К зернам роговой обманки тяготеют кристаллы акцессорного магнетита размером 0,1–0,7 мм. В плагиогранит-порфирах краевых частей массива размер зерен основной массы уменьшается до 0,01–0,50 мм.

Химические особенности гранитоидов. Гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ имеют нормальную и пониженную щелочность и по петрохимической классификации относятся преимущественно к лейкоплагиогранитам и

плагиогранитам [Петрографический..., 2008]. По классификации Ф. Баркера [Barker, 1979] они определяются как трондjemиты, а пегматоидные различия — как граниты (рис. 3, а). Породы характеризуются натриевым типом щелочности. При содержании SiO₂ от 66,5 до 78,6 масс.% для них характерны следующие вариации состава (масс. %): TiO₂ 0,2–0,5; Al₂O₃ 11,1–14,9; Fe₂O₃зобщ. 1,0–5,9; MgO 0,2–3,5; CaO 0,5–4,4; Na₂O 2,4–6,5; K₂O 0,1–1,3 (табл. 1). В пегматоидных участках лейкоплагиогранитов содержание K₂O увеличивается до 3,6%. Эндоконтактовая часть массива Речной

сложена кварцевыми диоритами нормальной и повышенной щелочности (табл. 1).

Для лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной типично низкое суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) — от 54 до 98 г/т (табл. 2). Хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 1,74 \pm 2,33$) и выраженным дефицитом Eu (рис. 3, б). Для пород характерно слабое обогащение крупноионными литофильными элементами и наличие небольшого Ta-Nb минимума (рис. 3, в).

Гранитоиды массива Нганотский-1 и Нганотский-2 относятся к петрохимическим рядам пониженной и нормальной щелочности, характеризуются натриевым типом щелочности и классифицируются как кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты [Петрографический..., 2008]. По классификации Ф. Баркера [Barker, 1979] гранитоиды массива Нганотский-1 определяются как тоналиты, а массива Нганотский-2 — как трондьемиты и тоналиты (рис. 3, а). При содержании SiO_2 от 60,2 до 73,0 масс. % вариации петрогенных оксидов следующие (масс. %): TiO_2 0,3–0,7; Al_2O_3 12,1–14,4; $Fe_2O_{3(общ.)}$ 3,2–9,4; MgO 1,0–3,0; CaO 1,8–6,7; Na_2O 2,9–5,2; K_2O 0,1–1,3 (табл. 1).

Плагиограниты массива Нганотский-2 по характеру распределения элементов-примесей похожи на лейкоплагиограниты палеовулкана Речной (табл. 2). Они характеризуются низкой концентрацией РЗЭ (от 52 до 86 г/т), слабым обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 1,57 \pm 2,91$) и выраженным дефицитом европия (рис. 3, б). В плагиогранитах массива Нганотский-2, в отличие от лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной, заметно лучше проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия (рис. 3, в).

По генетической классификации Б. Чаппелла и А. Уайта [Whalen et al., 1987] все рассматриваемые гранитоиды можно отнести к гранитам I типа и лейкократовому подтипу гранитов I типа.

Таким образом, особенности минерального и химического составов рассматриваемых гранитоидов свидетельствуют о том, что они относятся к достаточно «примитивным» плагиогранитоидам, которые могли образоваться в геодинамической обстановке океанических хребтов или незрелых островных дуг. Поэтому для уточнения происхождения изучаемых плагиогранитоидов мы сравнили их микроэлементный состав с расчетным составом плагиогранитов Срединно-Океанического хребта (СОХ); с составами плагиогранитоидов из океанических хребтов, не связанных с процессами субдукции, — из «нормальных» офиолитов Тосканы и «аномальных» Срединно-Атлантического хребта ($45^\circ N$); с составами плагиогранитов из океанических хребтов, образование которых вызвано субдукцией, — из офиолитов блока Смартвилль, образовавшихся в задуговой обстановке, и надсуб-

дукционных офиолитов Тродоса, сформированных в преддуговой обстановке, а также с островодужными плагиогранитами Омана [Pearce et al., 1984]. Плагиогранитоиды Щучьинской зоны отличаются от большинства офиолитовых плагиогранитоидов тем, что обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Th) и обеднены высокозарядными элементами (РЗЭ, Ta, Nb, Zr, Hf, Y) (рис. 3, в). Они наиболее близки к трондьемитам из раннеостроводужных комплексов Омана и из надсубдукционных офиолитов Тродоса, образовавшихся в преддуговой обстановке. На диаграммах Дж.А. Пирса [Pearce et al., 1984], в частности на диаграмме Rb-(Y+Nb) (рис. 3, з), фигуративные точки составов изучаемых плагиогранитоидов находятся в поле гранитоидов вулканических дуг.

Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов. Выполнено U-Pb (SIMS) датирование цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. № S221) и плагиогранитов палеовулкана Яля-Пэ (обр. № 3010) второй фазы хоймпэйского комплекса. Кроме того, датированы цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. № 1072) первой фазы юньягинского комплекса. Пробоподготовка и измерения проводились на вторично-ионном масс-спектрометре «SHRIMP-II» в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, изложенной в работах [Ireland, 1995; Larionov et al., 2004].

Среди цирконов из пегматоидных лейкоплагиогранитов палеовулкана Речной (обр. № S221) выделяются два типа зерен. Первый тип представлен идиоморфными прозрачными светло-желтыми субизометричными или слабо удлиненными ($K_{удл} = 1 \div 2,5$) бипирамидальными кристаллами размером 70–120 мкм, которые в катодных лучах имеют яркое свечение и осцилляционную зональность (рис. 4, а). Внутри некоторых зерен встречаются овальные ядра со слабым свечением. Цирконы второго типа резко преобладают, они представлены субидиоморфными, иногда ксеноморфными зернами, часто с неровными краями, а также идиоморфными бипирамидально-призматическими кристаллами, изометричными и слабоудлиненными ($K_{удл} = 1 \div 2,5$), полупрозрачными, светло-коричневыми, размером 40–200 мкм. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, а) цирконы второго типа характеризуются очень слабым однородным свечением, в них содержится большое количество черных включений. В некоторых зернах видна лоскутная зональность, с элементами мозаичной, а в отдельных цирконах — осцилляционная (рис. 4, а).

Для 10 зерен циркона из обр. № S221 получен широкий диапазон $^{206}Pb/^{238}U$ -возраста — от 985 до 438 млн лет (табл. 3). Для 9 зерен (рис. 4, б) с возрастом от 478 до 438 млн лет рассчитан конкордантный возраст, который составил 456 ± 6 млн

лет (2σ, среднеквадратичное отклонение (СКВО) равно 0,33), отвечающий концу дарривилского века среднего ордовика–катиюскому веку позднего ордовика. В этой группе зерен присутствуют цирконы обоих вышеописанных типов (рис. 4, а). Одно зерно с возрастом 985±17 млн лет (1σ) в катодных лучах отличается, оно имеет умеренно яркое свечение и размытую осцилляционную зональность.

Цирконы из плагиигранитов массива Яля-Пэ (обр. № 3010) представлены идиоморфными прозрачными светло-желтыми короткими ($K_{удл}=2÷2,5$) бипирамидально-призматическими кристаллами размером 60–125 мкм. Катодолюминесцентные изображения цирконов демонстрируют (рис. 4, в)

контрастную секториальную зональность в сочетании с осцилляционной, реже попадаются зерна только с осцилляционной зональностью. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. № 3010 дало разброс возраста от 479 до 108 млн лет (табл. 3). Для 9 зерен циркона (рис. 4, з), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст которых варьирует от 479 до 445 млн лет, конкордантный возраст составляет 454±4 млн лет (2σ, СКВО=0,35), что соответствует границе сандбийского и катиюского веков позднего ордовика. Эта группа цирконов характеризуется секториальной и секториально-осцилляционной зональностью на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, в). Одно зерно с тонкой осцилляционной зональностью, имеет возраст 108±1 млн лет (1σ).

Таблица 3

Результаты U-Th-Pb изотопного анализа зерен циркона из гранитоидов палеовулканов Речной (образец № S221), Яля-Пэ (образец № 3010) и массива Нганотский-1 (образец № 1072)

Номер анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/т			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения, ± % (1σ)					Rho	Возраст, млн лет, ± 1σ			D, %		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$							
S221_9.1	0,47	461	113	28,0	0,25	0,0543	±4,5	0,527	±4,9	0,0703	±1,9	0,39	438	±8	384	±100	-12
S221_10.1	2,19	138	82	8,6	0,61	0,0596	±16,0	0,580	±16,0	0,0706	±2,4	0,15	439	±10	590	±340	34
S221_5.1	1,54	1398	265	88,0	0,20	0,0597	±4,2	0,593	±4,6	0,0721	±1,8	0,39	449	±8	592	±91	32
S221_2.1	0,56	808	125	51,1	0,16	0,0548	±3,8	0,553	±4,3	0,0732	±2,0	0,46	455	±9	404	±85	-11
S221_1.1	0,57	713	144	45,3	0,21	0,0556	±3,5	0,564	±3,9	0,0735	±1,8	0,46	457	±8	437	±78	-4
S221_6.1	0,14	881	185	56,2	0,22	0,0575	±2,5	0,588	±3,1	0,0742	±1,8	0,58	461	±8	511	±55	11
S221_7.1	9,32	17	7	1,2	0,41	0,0800	±52,0	0,830	±53,0	0,0749	±6,4	0,12	466	±29	1200	±1000	157
S221_4.1	1,92	121	66	8,1	0,56	0,0572	±17,0	0,600	±17,0	0,0765	±2,5	0,15	475	±11	498	±370	5
S221_8.1	3,32	506	212	34,7	0,43	0,0603	±9,3	0,641	±9,5	0,0771	±1,9	0,20	479	±9	614	±200	28
S221_3.1	0,41	250	86	35,7	0,36	0,0728	±4,9	1,657	±5,2	0,1651	±1,8	0,35	985	±17	1008	±99	2
3010_8.1	0,40	449	236	6,6	0,54	0,0462	±5,7	0,108	±5,7	0,0169	±0,9	0,16	108	±1	8	±132	-93
3010_6.1	0,81	108	78	6,7	0,75	0,0547	±8,2	0,539	±8,3	0,0714	±1,3	0,16	445	±6	400	±174	-10
3010_7.1	0,74	116	101	7,2	0,90	0,0544	±7,2	0,537	±7,3	0,0716	±1,1	0,15	446	±5	388	±154	-13
3010_6.1	0,64	110	91	6,8	0,85	0,0546	±6,6	0,54	±6,7	0,0717	±1,2	0,18	447	±5	396	±141	-11
3010_5.1	0,76	72	28	4,6	0,40	0,0546	±7,7	0,551	±7,8	0,0732	±1,3	0,17	455	±6	396	±164	-13
3010_1.1	0,47	79	33	5	0,44	0,0539	±5,8	0,544	±6,0	0,0733	±1,2	0,20	456	±5	367	±126	-20
3010_4.1	0,43	87	49	5,5	0,58	0,0573	±5,1	0,580	±5,2	0,0733	±1,2	0,22	456	±5	503	±108	10
3010_3.1	0,64	58	27	3,7	0,47	0,0566	±7,6	0,577	±7,7	0,0738	±1,4	0,18	459	±6	476	±160	4
3010_2.1	1,44	139	90	9,1	0,67	0,0542	±12,0	0,562	±12,0	0,0752	±1,2	0,10	467	±5	379	±250	-19
3010_9.1	7,89	41	17	2,9	0,43	0,0590	±37,0	0,620	±37,0	0,0771	±3,2	0,09	479	±15	567	±650	18
1072_1.1	3,33	763	578	40,5	0,78	0,0570	±5,8	0,470	±5,8	0,0598	±0,6	0,11	374	±2	492	±130	32
1072_1.2	3,86	745	874	40,8	1,21	0,0619	±6,3	0,523	±6,3	0,0613	±0,7	0,12	383	±3	670	±130	75
1072_3.1	0,06	880	1147	51,4	1,35	0,0556	±1,4	0,521	±1,5	0,0679	±0,5	0,35	424	±2	437	±30	3
1072_7.1	1,38	874	786	53,5	0,93	0,0551	±5,7	0,533	±5,8	0,0702	±0,7	0,12	437	±3	417	±130	-5
1072_4.1	0,29	337	202	21,4	0,62	0,0574	±3,0	0,581	±3,1	0,0735	±0,8	0,25	457	±3	505	±66	11
1072_2.1	0,22	381	288	24,1	0,78	0,0559	±2,5	0,567	±2,6	0,0735	±0,6	0,23	457	±3	450	±56	-2
1072_8.1	0,29	584	260	37,4	0,46	0,0576	±3,0	0,591	±3,1	0,0743	±0,8	0,25	462	±3	516	±65	12
1072_9.1	0,57	494	440	32,1	0,92	0,0575	±2,9	0,595	±3,1	0,0751	±0,9	0,30	467	±4	511	±65	10
1072_5.1	0,92	513	797	33,4	1,61	0,0580	±4,8	0,602	±4,9	0,0752	±0,9	0,18	468	±4	531	±110	14
1072_6.1	0,53	394	261	25,9	0,68	0,0559	±3,8	0,585	±3,9	0,0759	±0,7	0,19	472	±3	448	±84	-5

Примечания. Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,57% (для образца № S221) и 0,35% (для образцов № 3010 и 1072); $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность: $D = 100 \cdot [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

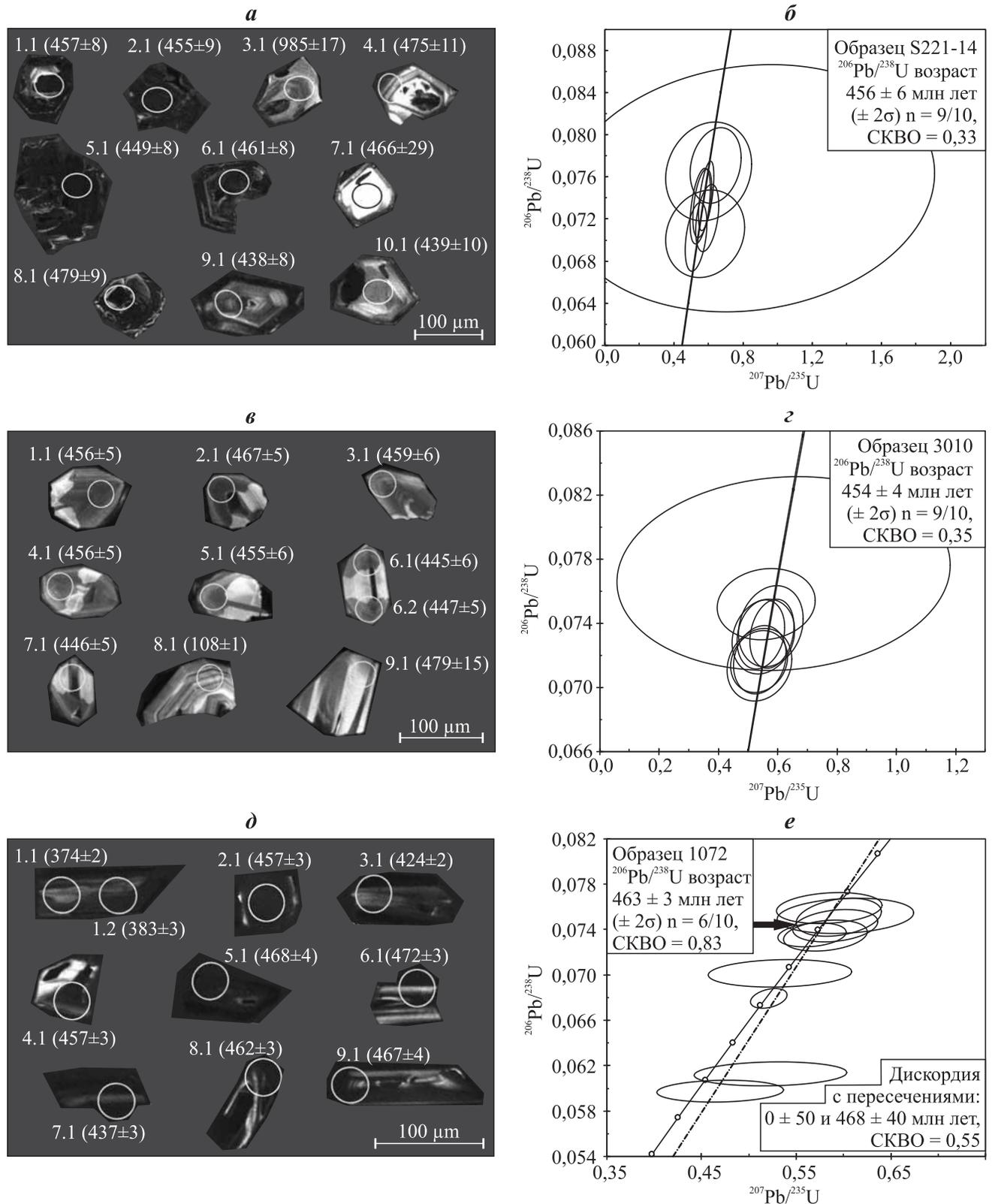


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен и их возрастом (млн лет) и диаграммы с конкордией для возраста цирконов из гранитоидов палеовулканов Речной (а, б), Яля-Пэ (в, г) и массива Нганотский-1 (д, е) соответственно. Эллипсы погрешностей на уровне 2σ, результаты U-Pb SIMS датирования приведены в табл. 3

Образование гранитоидов палеовулкана Яля-Пэ происходило 454±4 млн лет назад, на рубеже сандийского и катийского веков позднего ордовика. Молодое зерно альбского возраста образовалось либо в результате наложенных динамометамор-

фических процессов, интенсивно проявленных в гранитоидах массива Яляпэ, либо вследствие механического засорения при пробоподготовке.

Цирконы из кварцевых диоритов массива Нганотский-1 (обр. № 1072) представлены про-

зрачными светло-желтыми, хорошо ограненными бипирамидально-призматическими удлиненными ($K_{удл}=2\div 4$) кристаллами размером 50–130 мкм, с небольшими черными включениями рудного минерала. В катодных лучах (рис. 4, д) цирконы имеют слабое однородное темно-серое свечение, реже отмечаются зерна с более интенсивным свечением. В цирконах слабо проявлена осцилляционная зональность, местами затушеванная лоскутной зональностью. U-Pb датирование 10 зерен циркона из обр. № 1072 дало широкий разброс значений — от 472 до 374 млн лет (табл. 3). По всем 10 точкам построена дискордия (рис. 4, е) с нижним пересечением 0 ± 50 млн лет и верхним пересечением 468 ± 40 млн лет (СКВО=0,55). Для наиболее дискордантных молодых цирконов с возрастом 374 ± 2 и 383 ± 3 млн лет характерна видимая на катодолюминесцентных изображениях (рис. 4, д) лоскутная зональность или же они не зональны. В остальных цирконах (дискордантность от -5 до 14) осцилляционная зональность плохо проявлена, иногда присутствуют элементы лоскутной зональности.

В области верхнего пересечения дискордии с конкордией 6 из 10 аналитических точек образуют группу с датировками, варьирующими от 472 до 457 млн лет (рис. 4, е). Для этой группы точек рассчитан конкордантный возраст, который составил 463 ± 3 млн лет (2σ , СКВО=0,83). Согласованность конкордантного возраста с возрастом верхнего пересечения дискордии с конкордией позволяет сделать вывод о том, что возраст 463 ± 3 млн лет с большой долей вероятности отвечает времени кристаллизации расплава — рубежу дарривилского и сандбийского веков среднего ордовика.

Отметим, что очень похожие изотопные датировки получены [Андреичев и др., 2012] для цирконов из роговообманковых гнейсовидных плагиогранитов, распространенных в поле офиолитовых метагабброидов малыкского комплекса, развитых на западе Щучинской структуры. U-Pb (SIMS) датирование позволило В.Л. Андреичеву

с соавторами рассчитать конкордантный возраст по 5 индивидуальным зернам циркона, который составил 451 ± 14 млн лет (2σ , СКВО=0,21).

Выводы. 1. Гранитоиды палеовулканов Речной и Яля-Пэ, относимые к хоймпэйскому комплексу, сформировались в обстановке юной островной дуги, о чем свидетельствуют их пространственная ассоциация и секущие взаимоотношения с ранне-островодужными вулканитами, а также медноколчеданный состав руд палеовулкана Речной. Геохимические особенности изученных гранитоидов также характерны для пород, образовавшихся в надсубдукционных обстановках.

2. Интрузивы гранитоидов палеовулканов Речной и Яля-Пэ, а также массива Нганотский-1 сформировались на рубеже среднего и позднего ордовика (456 ± 6 , 454 ± 4 и 463 ± 3 млн лет соответственно), а не в позднем силуре и раннем—среднем девоне, как считалось раньше. В связи с этим целесообразно отнести все исследованные тела гранитоидов к хоймпэйскому комплексу, уточненный возраст которого отвечает среднему—позднему ордовику.

3. Изученные гранитоидные тела прорывают островодужные вулканиты, которые принято было относить к образованиям близких по составу верхнеордовикско-нижнесилурийской сядайской свиты и силурийской янганэпэйской толщи. Полученные средне-позднеордовикские датировки для гранитоидов весьма надежно фиксируют верхний стратиграфический предел формирования вмещающих вулканитов как средне-верхнеордовикский, что близко к стратиграфическому уровню сядайской свиты.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ П.А. Львову и Е.Н. Лепехиной, выполнившим U-Pb датирование цирконов (проведено в рамках работ по ГМК-200, лист Q42-III); Я.В. Бычковой за анализ элементов-примесей (ICP-MS); С.Т. Неверову, Т.В. Кабановой и Н.П. Горбуновой, выполнившим определения петрогенных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. Rb-Sr- и U-Pb-данные о возрасте гранитоидного магматизма Щучинской островодужной системы Полярного Урала // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Мат-лы Всерос. науч. конф. Тюмень — Новосибирск, 2008. С. 7–8.

Бевз Е.И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала // Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 42–57 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР).

Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Сер. Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборова). Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

Зыльва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард). Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестн. ВГУ. Сер. Геол. 2000. № 3 (9). С. 15–19.

Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Ремизов Д.Н. Гранитоидный магматизм Щучинского района Полярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 110 с.

Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.

Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном–Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 288 с.

Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

Barker F. Trondhjemites, dacites and related rocks. N.Y.: Elsevier, 1979.

Ireland T.R. Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geo-

chronology // Advances in analytical geochemistry. 1995. Vol. 2. P. 1–118.

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc. Mem. N 30. L., 2004. P. 69–74.

Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–249.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins Saunders // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-Type granites — geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. Vol. 95(4). P. 407–419.

Поступила в редакцию
06.10.2016

УДК 553.411.071

А.С. Алексеев¹, В.И. Старостин²**НОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ — ЧУЛЬБАТКАН (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)**

Рассмотрены основные характеристики золоторудного месторождения Чульбаткан. Месторождение представляет собой крутопадающие плито- и линзообразные штоковые рудные тела в поздне меловых плагиогранитах нижеамурского комплекса, контролируемые разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Вмещающие оруденение породы подвержены гидротермально-метасоматическим процессам (березитизация, окварцевание и карбонатизация). Единственный полезный компонент убогосульфидных и неупорных руд — золото, содержание серебра незначительно. Ресурсный потенциал месторождения — 50 т.

Ключевые слова: золото, Чульбаткан, Нижнее Приамурье.

The article addresses to the main characteristics of Chulbatkan gold deposit. The deposit is a steeply dipping of bed and lenticular ore bodies with desimitation-veinlet mineralization in the late Cretaceous plagiogranites (Lower Amur complex), controlled by the NE and the NW faults. The host rock mineralization exposed hydrothermal and metasomatic processes (beresitization, silicification and carbonation). The only useful component of the low-graded and non-refractory ore is gold; silver grade is low. Resource potential of the deposit estimated as 50 tons.

Key words: gold, Chulbatkan, Lower Amur.

Введение. Уменьшение цены на золото повлекло за собой соответствующее снижение финансирования геологоразведочных работ, как со стороны государства, так и со стороны частных компаний. Если в 2010-х гг. темп роста добычи соответствовал темпу прироста запасов (в основном за счет таких крупных месторождений, как Сухой Лог, Наталкинское, Песчанка), то в настоящее время прирост запасов уступает темпу добычи. Более того, ресурсы золота категории P₁ (данные 2013 г.) составляют всего 13% от всех категорий прогнозных ресурсов [Государственный..., 2014].

Район Нижнего Приамурья — известный с конца XIX в. золотоносный район, где осуществлялась добыча из россыпей и коренных месторождений. Добыча коренного золота велась в небольшом объеме до того, как в 1990-х гг. началось промышленное освоение сначала Многовершинного, а затем (в 2010-х гг.) и Белогорского месторождений. Интересно, что разведанное в 2006–2010 гг. крупное месторождение Албазино с упорными арсенопиритовыми рудами расположено вне известных металлогенических единиц, отмеченных в крупном региональном обобщении [Metallogenesis..., 2010], открытие этого крупного месторождения ставит новые вопросы, связанные с металлогенией золота региона и, очевидно, увеличивает его перспективы.

Чульбатканское месторождение, как и Албазинское, расположено в долине р. Амгунь (рис. 1),

на ее правом берегу в 20 км южнее пос. Удинск. Месторождение выявлено геологами Херпучинской геологоразведочной партии в середине 1980-х гг. при геологической съемке масштаба 1:50 000 как проявление с неясными перспективами, которые определялись ростом продуктивности с глубиной штокверковой золоторудной минерализации. Поисковое доизучение, оценка и разведка месторождения выполнены в 2013–2016 гг. за счет средств частных инвесторов (ООО «Третья ГК», входящая в группу «N-Mining»). Работы на месторождении продолжаются, но уже сейчас можно уверенно говорить о ресурсном потенциале на уровне 50 т при среднем содержании 1,5 г/т.

Геологическое строение. Район месторождения относится к Баджало-Горинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алиньской складчатой системы, в пределах которой терригенные породы мелового, реже юрского возраста смяты в сложные складки, нарушены разломами и прорваны меловыми интрузиями среднего и кислого состава. Меньше распространены маломощные дайки основного и среднего состава мелового–палеогенового возраста. Помимо золоторудной специализации, для рассматриваемого района характерны проявления и геохимические аномалии W, Mo, Bi и Sn.

Центральная часть Чульбатканского месторождения расположена в сдвиговой зоне на контакте Чульбатской интрузии плагиогранитов

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; *e-mail:* aleksybinsk@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* star@geol.msu.com

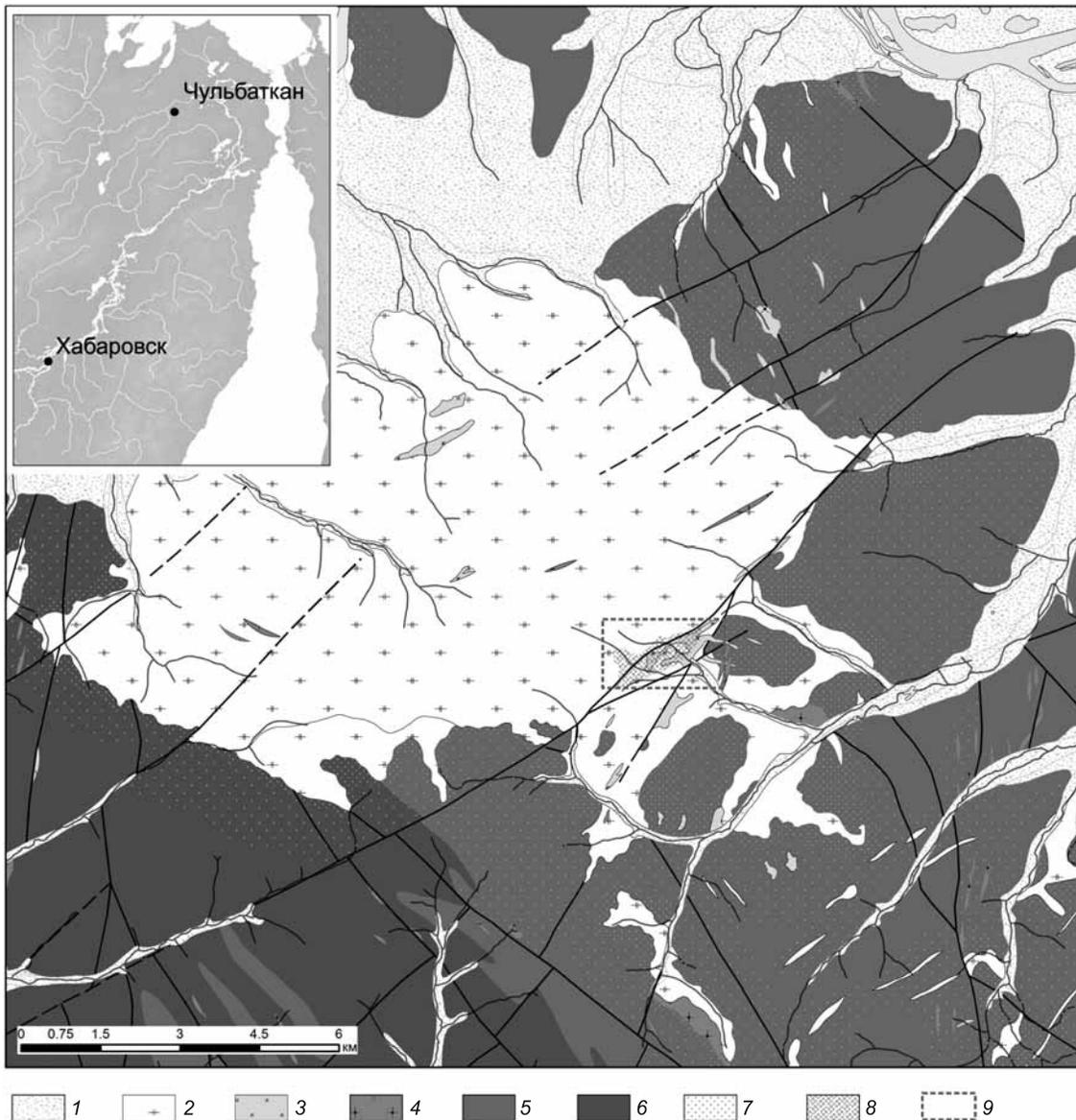


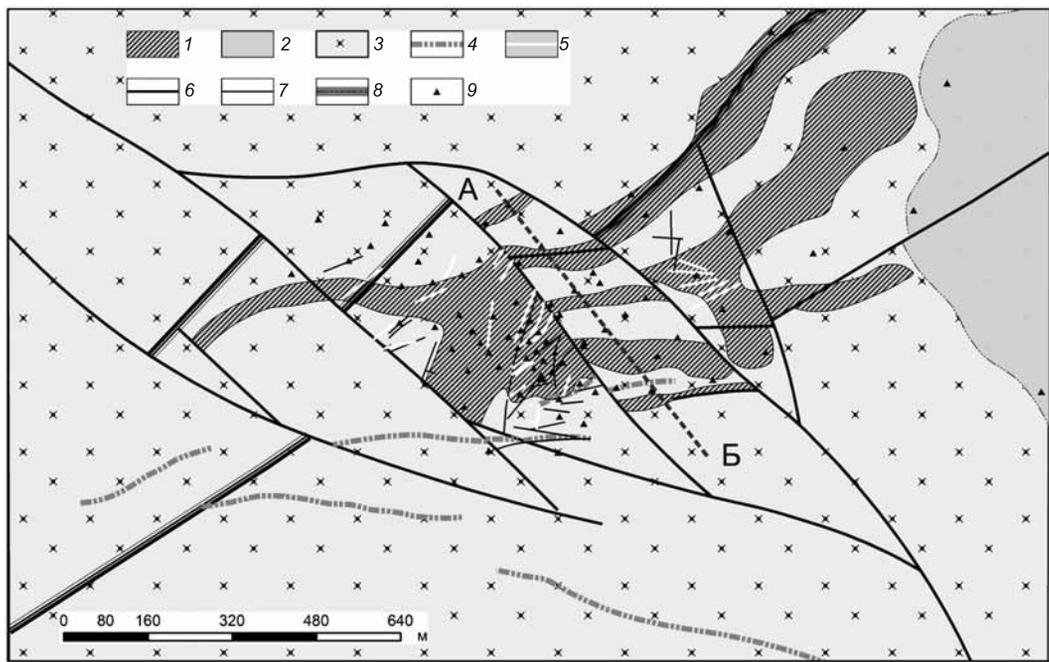
Рис. 1. Схематическая геологическая карта окрестностей месторождения Чульбаткан, масштаб 1:50 000, на врезке — местонахождение месторождения Чульбаткан: 1 — четвертичные отложения, 2 — плагиограниты второй фазы нижнеамурского комплекса, 3 — аплиты и пегматиты третьей фазы нижнеамурского комплекса, 4 — гранитоиды верхнеудоминского комплекса, 5 — меловые отложения (пионерская и горинская свиты), 6 — юрские отложения (волжский и кимериджский ярусы), 7 — ороговикование, 8 — кварц-серицитовые метасоматиты, 9 — границы месторождения Чульбаткан

и ороговикованных песчаников и алевролитов, ближе к эндоконтакту (рис. 1). Основная часть минерализованных зон находится в интрузии, и лишь редкие маломощные тела на северо-восточном фланге локализованы в ороговикованных терригенных породах. Флишоидные толщи, представленные переслаиванием алевролитов и песчаников с редкими прослоями конгломератов и гравелитов, отнесены к горинской и пионерской свитам позднеюрско-раннемелового (кимеридж-берриас) возраста.

Гранитоиды нижнеамурского позднемелового гранодиоритового комплекса слагают крупный (около 160 км²) полифазный Чульбатский массив, окруженный широким (до 2 км) ореолом ороговикования. Породы ранней фазы, представленные кварцевыми диоритами и диорит-

порфиритами, слагают маломощные интрузивные тела и дайки в экзоконтактовой части массива и встречаются крайне редко. Основную часть массива (95%) слагают биотитсодержащие тоналит-трондjemит-гранодиориты (плагиограниты) второй фазы. Завершает эволюцию массива внедрение маломощных (несколько метров, часто меньше) даек аплитовидных лейкократовых трондjemит-гранодиоритов. Характерная особенность даек поздней фазы — такситовая структура с шлирами пегматитов в центральных частях наиболее мощных даек третьей фазы. По геохронологическим определениям К-Аг-методом возраст гранитоидов соответствует позднему мелу (91–75 млн лет назад).

По содержанию глинозема гранитоиды относятся к переходным разностям от известково-



Геологический разрез по линии АБ

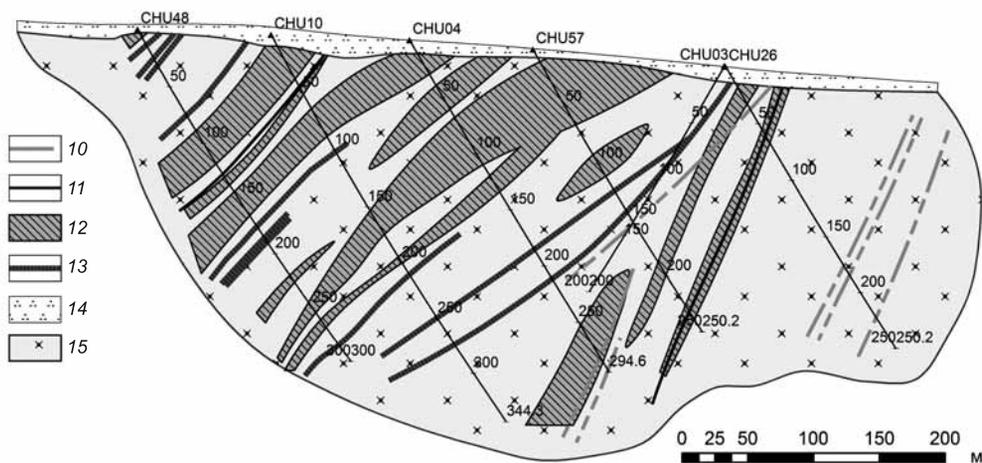


Рис. 2. Схематическая геологическая карта (вверху) и геологический разрез (внизу) через центральную часть месторождения Чульбаткан: 1 — рудное тело в плане, 2 — терригенные нижнемеловые отложения, 3 — плагиограниты второй фазы нижнеамурского комплекса, 4 — поздние дайки андезитов и дацитов, 5 — дайки аплитов и пегматитов третьей фазы нижнеамурского комплекса, 6 — главные разрывные нарушения, 7 — второстепенные разрывные нарушения, 8 — Чульбатский разлом северо-восточного простирания, 9 — пробуренные скважины, 10 — дайки андезитов, 11 — разрывные нарушения, 12 — рудные тела в разрезе, 13 — маломощные рудные тела, 14 — четвертичные отложения (делювий, пролювий), 15 — плагиограниты с дайками аплитов

щелочной к известковой серии нормального ряда.

Реже встречаются более поздние субвулканические палеоценовые (?) образования, представленные дайками андезитов и дацитов, прорывающие осадочные и интрузивные породы мелового возраста.

Интрузивные породы нижнеамурского комплекса в районе месторождения в целом характеризуются пониженной магнитной восприимчивостью, поскольку здесь основной акцессорный минерал — ильменит, а не магнетит, как во вмещающих осадочных породах и поздних дайках андезитов и дацитов.

Геолого-поисковая модель месторождения.

Золотоносность месторождения и прилегающей территории отвечает обширной области метасоматически измененных, окварцованных и лимонитизированных гранитоидов, которая геоморфологически представляет собой чашеобразную впадину. В связи с этим на проявлении было организовано поисковое доизучение объекта, включавшее геохимическую съемку по вторичным ореолам рассеяния, магнитометрическую съемку и электроразведочные работы.

Площадь геохимической аномалии золота в почвенных пробах (пробы отбирали по стандартной методике [Инструкция..., 1983]) составляет почти

2 км², при этом наиболее высококонтрастная часть (>0,1 г/т) — 0,5 км², максимальное содержание золота достигает 1,6 г/т. Аномалия практически моноэлементна. Аномальные концентрации других элементов, которые коррелировали бы с золотом, не отмечены. В то же время вокруг рудопроявления зафиксированы слабоконтрастные аномалии серебра, висмута, молибдена, вольфрама, мышьяка и марганца.

Магнитометрическая съемка при низких вариациях значений магнитного поля позволила откартировать общую структуру рудного поля. Линейные положительные магнитные аномалии трассируют поздние дайки. Зоны с пониженными значениями магнитного поля, очевидно, связаны с проявлениями метасоматических изменений, перспективными на обнаружение золотого оруденения. Электроразведочные работы (метод вызванной поляризации установкой срединного градиента) позволили уточнить положение зоны разлома северо-восточного простирания. Это нарушение фиксируется по низкими значениями величины вызванной поляризации и кажущегося сопротивления, отражающими повышенную трещиноватость и интенсивное окварцевание пород. Предполагается, что это нарушение служило главной рудоподводящей структурой.

Геоморфологически месторождение представляет собой впадину на юго-восточном склоне г. Чульбат. Предполагаемая рудоподводящая структура также хорошо просматривается в рельефе, образуя отрицательные формы.

Структура месторождения. Оруденение контролируется разломами близширотного восток-северо-восточного простирания, оперяющимися основной рудоподводящий разлом северо-восточного простирания (рис. 2). Оруденение часто обрывается дайками андезитов и дацитов, крупный разлом северо-восточного простирания ограничивает распространение минерализации на северо-запад и юго-восток. По смещению рудных тел в центральной части месторождения предполагается существование второстепенной системы разломов северо-западного простирания (правосторонние сбросо- или взбросо-сдвиги).

Минерализация прожилково-вкрапленная, контуры промышленных рудных тел определяются только по данным опробования на участках более интенсивного, в том числе прожилково-вкрапленного, окварцевания, иногда в зонах серицитизации и хлоритизации. Морфологически рудные тела (рис. 2) представляют собой удлиненные, вытянутые в северо-восточном направлении плитообразные и линзообразные зоны, довольно круто (40–70°) падающие на северо-запад, их мощность от нескольких метров до 100 м. Геологоразведочные работы на месторождении в настоящее время продолжаются, поэтому размеры и морфология рудных тел будут уточняться.

Распределение содержания золота в пределах рудных тел в целом равномерное, результаты анализов дубликатов керновых проб отличаются хорошей воспроизводимостью. На фоне средних значений на уровне 1,5 г/т отмечены зоны с повышенным до >100 г/т содержанием золота, формирующие субвертикальные (?) рудные столбы.

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения. Ореолы гидротермально-метасоматических изменений (окварцевание, серицитизация и хлоритизация) превышают по размерам рудные тела. На месторождении выделены 4 формации метасоматитов: березитизация (пирит—серицит—хлорит—кварц—карбонат), окварцевание, карбонатизация и аргиллизация.

Березитизацией более всего подвержены кварцевые диорит-порфиры первой фазы и плагиограниты второй фазы. Меньше всего этот тип изменений развит в аплитах третьей фазы.

Окварцевание, наложенное на березитизацию, проявлено в виде теневых зон метасоматического замещения с реликтами первичной структуры, а также жил замещения с неровными краями. Слабое окварцевание, плохо заметное макроскопически, микроскопически представлено новообразованием граней по первичным более крупным кристаллам кварца. Более интенсивное окварцевание заметно как в макро-, так и в микромасштабе — порода практически полностью замещена темно-серым кварцем без сохранения первичной структуры, с сохранением реликтов хлоритизированного и пиритизированного биотита, а также плагиоклаза.

Наиболее поздней карбонатизации (доломит, реже анкерит и кальцит) подвержены все породы. Карбонаты активно замещают в породах кристаллы плагиоклаза и биотита, придавая породе розоватый оттенок. Кроме того, в породах фиксируются разноориентированные карбонатные микропрожилки белесого цвета (иногда их плотность достигает 100–200 прожилков на погонный метр и более).

Аргиллизация отмечена в виде единичных пятен гипогенной каолинизации, большей частью она представлена современными приповерхностными гипергенными образованиями в зонах разломов.

Минеральный состав руд. Рудные минералы встречаются в основном в виде вкрапленников в основной массе породы и в виде микровкрапленников в кварцевых прожилках. Руды убогосульфидные — содержание пирита редко превышает 3%, остальные рудные минералы, представленные единичными вкрапленниками, составляют <0,1% от состава породы.

В составе нерудных компонентов преобладают кварц и карбонат. Среди рудных минералов широко развит пирит, а также рутил и ильменит. Рутил и ильменит встречаются в виде включений в биотите, что обусловлено одновременной кристаллизацией на магматическом этапе. Пирит

отмечен в виде вкрапленников в породе, псевдоморфоз по ильмениту и рутилу в биотите, а также в виде единичных сульфидных прожилков (редко) и включений в сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонатных прожилках.

Менее распространены халькопирит, сфалерит, галенит, зандбергерит (тетраэдрит с примесью Zn), алтаит, теллуриды золота и серебра (?), самородное золото и серебро. В основном эти минералы встречаются в виде вкрапленников в породе, цементирующих кристаллы пирита, реже в виде отдельных микровкрапленников в кварцевых прожилках и еще реже в виде самостоятельных сульфидных прожилков (обычно халькопиритовых). Размеры вкрапленников рудных минералов редко превышают 0,1 мм.

На месторождении Чульбаткан можно выделить три этапа минералообразования: магматический, гидротермально-метасоматический и гипергенный, которые включают в себя 6 стадий минерализации (таблица).

Самородное золото тонкое и дисперсное, размеры золотин редко превышают 50 мкм. В основном золото находится в сростках с алтаитом, реже с другими минералами (теллуридами, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом), а также цементирует пирит. Золото высокопробное (900–980), основная примесь — серебро (до 10%). В виде незначительной примеси (до 0,5%) золото также присутствует в алтаите, блеклой руде и халькопирите.

Технологические свойства руд. По результатам исследований, проводившихся на базе отдела обогащения минерального сырья ФГУП ЦНИГРИ, а также в лаборатории SGS в г. Чита, единственный полезный компонент руд — золото. Серебро встречается редко, обычно в пробах, где содержание золота >1 г/т. Отношение золота к серебру составляет 2:1. Медь, свинец, цинк и прочие примеси рудных компонентов встречаются на уровне нескольких десятых, реже сотых г/т. Вредные примеси (мышьяк, $S_{орг}$ и др.) незначительны. Руды месторождения неупорные, более 50% золота находится в свободном состоянии (амальгамируемое), более 30% — в открытых сростках с сульфидами.

Остальное золото (~12%) инкорпорировано в сульфидах, силикатах и кислоторастворимых минералах. Таким образом, около 80–90% золота может быть легко извлечено методами цианирования.

Перспективы развития месторождения. По предварительной оценке (подсчет запасов для технико-экономических обоснований временных кондиций) ресурсная база месторождения составляет не менее 50 т при среднем содержании 1,5 г/т. Технологический тип руд и горнотехнические условия (выход тела на поверхность) — благоприятные факторы, определяющие перспективу отработки месторождения в ближайшем будущем. В настоящее время на месторождении выполняется финальная часть геолого-разведочных работ для защиты технико-экономических обоснований (ТЭО) временных кондиций. Перспективы наращивания минерально-сырьевой базы связаны с доизучением флангов месторождения и рудного поля в целом.

Заключение. Месторождение Чульбаткан представляет собой систему плито- и линзовидных штокверковых крутопадающих рудных тел, расположенных в эндоконтакте плагиогранит-гранодиоритового Чульбатского интрузива, в зоне сдвига–раздвига крупного разлома северо-восточного простирания. Его можно отнести к убогосульфидной кварц-золоторудной формации. Жильный минерал, сопутствующий оруденению, — кварц темно-серый, образующий жилы замещения и локальные вторичные кварциты с реликтами первичной породы. Главный рудный минерал — самородное золото, которое встречается в ассоциации с алтаитом, халькопиритом, галенитом, зандбергеритом, сфалеритом, самородным серебром, теллуридами и др. Это поздняя ассоциация по отношению к ранней, состоящей только из пирита. Руды месторождения легкообогатимы, золото высокопробное. Месторождение можно отнести к мелким, но достаточно рентабельным месторождениям.

Месторождение интересно тем, что его можно отнести к объектам, которые связаны с восстановленными интрузиями [Takagi, Tsukimura, 1997], достаточно редкому типу месторождений по клас-

Минеральные ассоциации и предлагаемая стадийность образования минералов на месторождении Чульбаткан

Магматический этап (стадия)	Гидротермально-метасоматический этап					Гипергенный этап (стадия)
	дорудная стадия	рудная стадия			пострудная стадия	
	серицит-хлорит-пиритовая	сфалерит-галенитовая	халькопирит-зандбергеритовая	благороднометаллическая с теллуридами	карбонатная	
плагиоклаз кварц биотит калиевый полевой шпат рутил ильменит	пирит серицит хлорит карбонат кварц	кварц сфалерит галенит халькопирит	кварц халькопирит зандбергерит сфалерит галенит	кварц алтаит самородное золото самородное серебро теллуриды золота и серебра	карбонат пирит(?)	гидроксиды железа церуссит ковеллин каолин

сификации иностранных авторов — золоторудные месторождения, связанные с восстановленными гранитоидами (intrusion related gold deposit's) [Thompson et al., 1999; Thomson, Newberry, 2000]. Эти месторождения выделены в самостоятельный тип относительно недавно, большое распространение они получили в Канаде, на территории РФ месторождения такого типа пока не описаны, поэтому месторождение Чутьбаткан может быть интересно как новый тип.

Многие вопросы, касающиеся тектонических особенностей месторождения, минерального состава, возраста оруденения и вмещающих пород остаются открытыми и требуют более детального изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Инструкция по геохимическим поискам рудных месторождений. М.: Недра, 1983.

Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2013 году». М.: ООО «Минерал-Инфо», 2014.

Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia / Ed. W.J. Nokleberg // U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 2010. Vol. 1765. 624 p.

Всестороннее изучение данного месторождения поможет лучше оценить перспективность золотоносности района Нижнего Приамурья и позволит выявить новые промышленные золоторудные объекты.

Благодарности. Авторы статьи благодарят всех сотрудников группы компаний «N-Mining», в том числе главного геолога Г.Л. Вурсия, руководителя геологоразведочных работ В.И. Комара и директора департамента геологии А.А. Конюхова за помощь и ценные замечания при подготовке статьи к публикации. Отдельная благодарность А.Б. Кирмасову за консультации и обсуждение отдельных вопросов.

Takagi T., Tsukimura K. Genesis of oxidized- and reduced-type granites // Econ. Geology. 1997. Vol. 92. P. 81–86.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T. et al. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Miner Deposit. 1999. Vol. 34. P. 323–334.

Thompson J.F.H., Newberry R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions // Rev. Econ. Geology. 2000. Vol. 13. P. 377–400.

Поступила в редакцию
06.10.2016

УДК 549.086.17

Е.И. Ярцев¹, И.В. Викентьев², В.Ю. Прокофьев³

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КОНТАКТОВОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУД ДЖУСИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)⁴

Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение характеризуется обильной концентрацией даек основного и среднего состава. С процессом внедрения пострудных даек связаны термальный метаморфизм руд и перекристаллизация рудных минералов. Выявлено закономерное увеличение температуры гомогенизации от 156 °С на удалении от дайки до 287–305 °С в контактовой зоне. Обнаруженные высокосолёные (6,4–15,7 масс.-%-экв. NaCl) углекислотно-водно-солевые флюиды, имеющие высокое давление (до 1500 бар), могут быть связаны с процессами контактового и регионального метаморфизма.

Ключевые слова: Джусинское месторождение, колчеданные руды, контактовый метаморфизм.

Dzhusa volcanogenic massive sulfide deposit is characterized by a high concentration of dykes of basic and intermediate rocks. Thermal metamorphism of ore and recrystallization of ore minerals were caused by formation of post-ore dykes. It was shown that homogenization temperature regular increased from 156 °C at a distance of the dyke to 287–305 °C in its contact zone. Highly saline (6,4–15,7 wt.% eq. NaCl) water fluids saturated with CO₂ suggest high pressure conditions (up to 1500 bars) and can result from contact and regional metamorphism.

Key words: Dzhusa ore deposit, massive sulfide ore, contact metamorphism.

Введение. Большинство колчеданных месторождений Урала несет признаки метаморфического воздействия от слабого (цеолитовая и пренит-пумпеллиитовая фации) до умеренного (зеленосланцевая фация) и сильного (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации). Среди условий метаморфизма колчеданных месторождений Урала преобладает пренит-пумпеллиитовая фация, которой отвечают заметные преобразования [Ярош, 1973; Vikentyev et al., 2016]. Выделяются следующие типы метаморфизма: региональный (погружения и динамический) и контактовый, который в свою очередь можно подразделить на региональный, связанный с гранитами, и локальный, связанный с дайками. Последний наименее изучен (см. например, [Вахромеев, 1956; Пшеничный, Кулагина, 1968]). В результате метаморфизма руды были перекристаллизованы и в основном утратили тонкозернистый, колломорфный или брекчиевый облик, став массивными, а у контактов рудных тел (включая секущие контакты с дайками) — полосчатыми.

Преобразование колчеданных руд различными термальными процессами приводит к изменению минеральных форм нахождения в них важных

полезных компонентов, в том числе благородных металлов [Викентьев, 2004]. Поэтому изучение таких процессов имеет не только научный, но и практический интерес. Статья посвящена оценке физико-химических параметров термального метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд Джусинского месторождения, связанного с процессом внедрения пострудных даек, который сопровождался гидротермальной деятельностью.

Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение — наиболее крупный рудный объект в Теренсайском рудном районе Южного Урала [Еремин и др., 1968]. К геологическим предпосылкам наличия метаморфизованных руд относится широкое распространение субвулканических и жильных магматических образований. Еще на первых стадиях изучения Теренсайского района была отмечена приуроченность сульфидной минерализации к участкам максимальной концентрации субвулканических тел диабазов и габбро-диабазов [Еремин и др., 1964, 1968]. На месторождении описаны также жильные тела диоритового состава магнитогорского гранодиоритового комплекса. Часть субвулканических тел габбро-диабазового комплекса — дорудные, а другая — пострудные

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, мл. науч. с.; *e-mail:* yar@geol.msu.ru

² Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, гл. науч. с.; *e-mail:* viken@igem.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, вед. науч. с.; *e-mail:* vpr2004@igem.ru

⁴ Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00693).



Рис 1. Географическая схема расположения Джусинского колчеданного месторождения. Пунктирные линии — железные дороги, сплошные линии — автомагистрали

дайки. Жильные образования диоритового состава — пострудные, поскольку секут рудные тела. Нами изучены флюидные включения в новообразованных минералах сульфидных руд, связанных с внедрением даек.

Геологическая характеристика месторождения.

Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в Адамовском районе Оренбургской области, в 70 км на северо-восток от г. Орск (рис. 1). Месторождение приурочено к центральной части Теренсайской антиклинали, входящей в Джусинско-Домбаровский вулканический пояс и сложенной вулканогенными породами карамалыташской свиты [Еремин и др., 1968; Серавкин и др., 1994; Glasby et al., 2008]. Рудные тела находятся в породах андезит-дацитовая вулканогенной формации [Рихтер, 2005; Vikentyev et al., 2016]. По конодонтам в настоящее время Джусинский комплекс датируется ранним эмсом—эйфелем [Артюшкова, 2000; Хан и др., 2007]. Оруденение

локализовано среди метосоматически измененных пород среднего состава. Месторождение образовано 18 неправильно-линзовидными рудными телами (рис. 2). Текстуры руд преимущественно массивные, реже полосчатые, брекчевидные и прожилково-вкрапленные [Викентьев

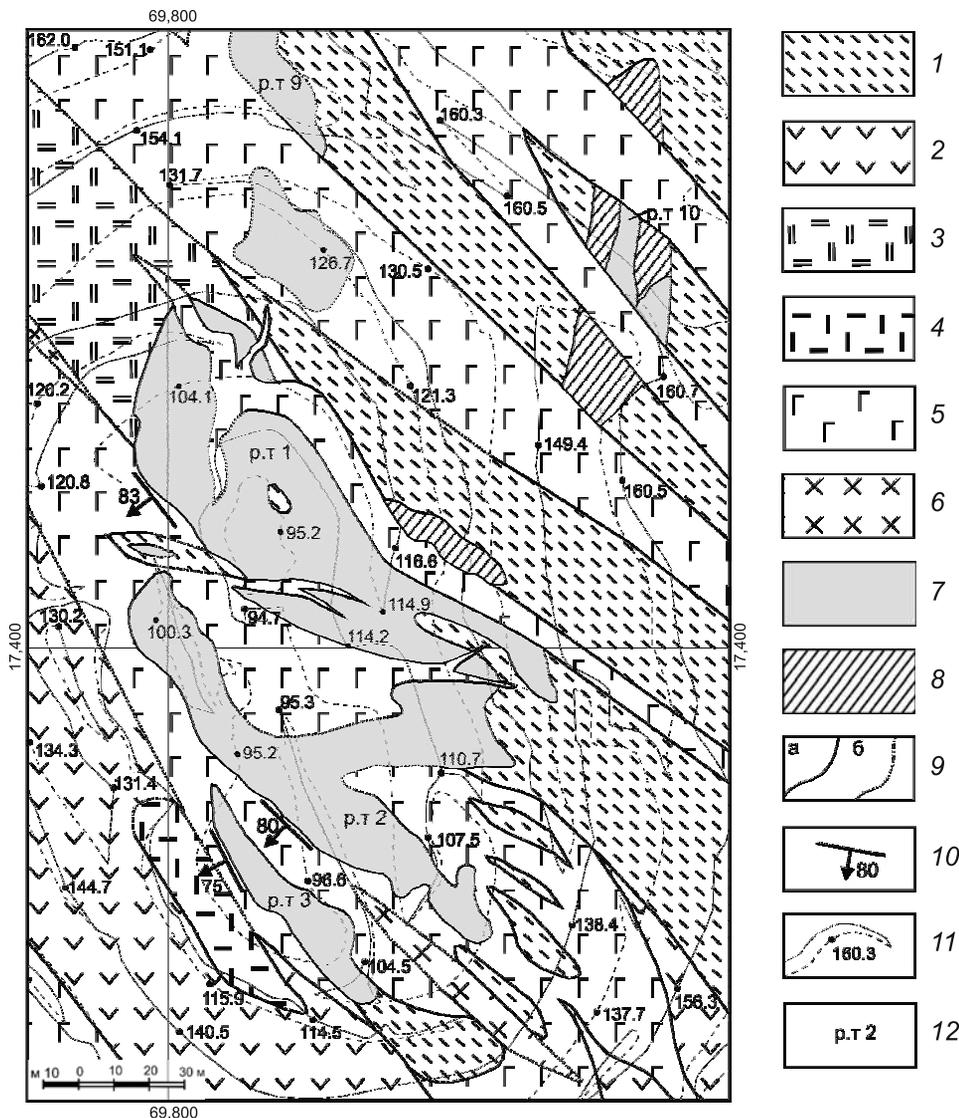
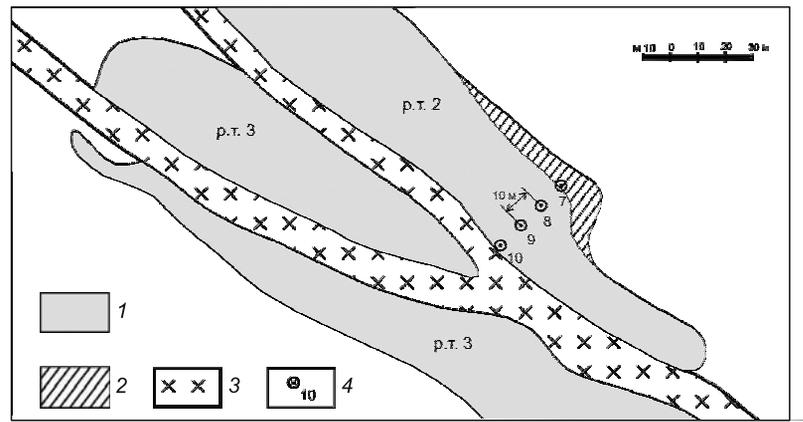


Рис 2. Геологическая карта Центрального участка Джусинского месторождения (составил Е.И. Ярцев): 1 — кварц-серцит-хлоритовые метасоматиты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — субвулканические дациты, 5 — габбро-порфириты, 6 — дайки диоритов, 7 — колчеданные и полиметаллические руды, 8 — серноколчеданные руды, 9 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые), 10 — углы падения контактов рудных тел, 11 — границы уступов карьера и высотные отметки, 12 — номера рудных тел

Рис. 3. Схема отбора проб для термометрических исследований: 1 — полиметаллические руды, 2 — колчеданные руды, 3 — дайки диоритов магнитогорского комплекса, 4 — места отбора и номера проб (по материалам И.В. Викентьева)



и др., 2007]. Основной рудный минерал представлен пиритом (60–90 об.%). Распространены также халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда. Как отмечено выше, на месторождении широко развиты дайки основного состава (габбропорфириды), принадлежащие к позднеэфельско-позднедевонскому габбро-диабазовому комплексу, и среднего состава (микродиориты, кварцевые диориты), принадлежащие к раннекаменноугольному магнитогорскому гранодиоритовому интрузивному комплексу. Мощность, как первых, так и вторых, варьирует от 1–2 м до нескольких десятков метров.

Жильные тела магнитогорского комплекса имеют отчетливо секущее положение по отношению к рудным телам. Соотношения даек габбро-диабазового комплекса с рудами сложные, бывают как отчетливо секущие, так и согласные. Во многих случаях интерпретация наблюдаемых соотношений осложняется сильным расланцеванием, наложенным как на вмещающие андезиты-дациты, так и на многие дайки. Региональный метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации.

Минераграфические исследования руд из зоны контакта с дайками диоритов показали отсутствие видимых признаков перекристаллизации основных рудных минералов. Текстура руды полосчатая. Под небольшим углом вдоль контакта, на расстоянии 1 см от дайки в руде развит прожилок сфалерита, в котором встречено единичное зерно магнетита. Перпендикулярно контакту с дайкой в руду проникают прожилки карбоната и барита; они пересекают сфалеритовый прожилок, огибая остальные рудные минералы. Кроме того, параллельно контакту с дайкой, на расстоянии 2 мм от него, развита трещина, заполненная мелкозернистой нерудной (породной) массой с кристаллами рутила. Другие отличия руд из контактовой зоны с дайкой диоритов от руд, взятых на удалении от дайки, не наблюдаются.

Ранее [Еремин, 1964] на месторождении были установлены признаки воздействия даек диоритов на руды в виде образования крупнокристаллического магнетита по пириту в узкой зоне контакта руды с дайкой. В исследованных нами образцах

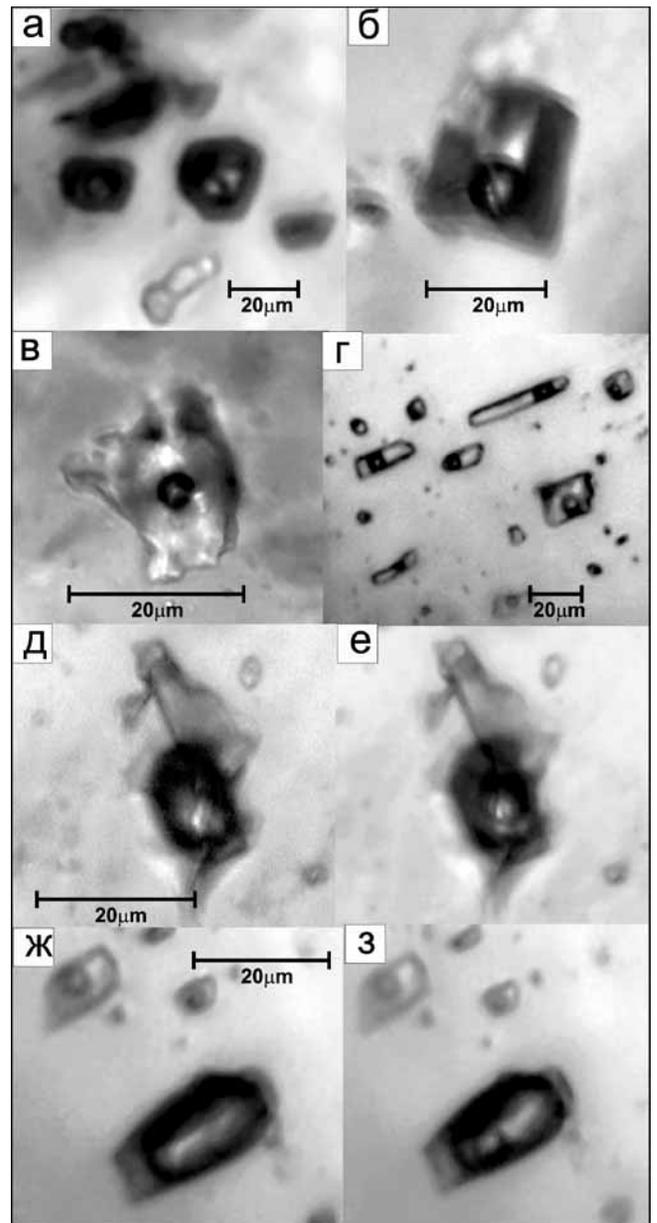


Рис. 4. Флюидные включения в минералах Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения: а–в — двухфазовые газово-жидкие типа 1 (а — в сфалерите, б — в кальците, в — в кварце); г–е — углекислотно-водные типа 2 (г — группа первичных включений, д — +30 °С, е — +15 °С); ж, з — газовые с плотной углекислотой типа 3 (ж — +20 °С, з — +10 °С)

**Результаты термо- и криометрических исследований первичных индивидуальных флюидных включений в минералах
Джусинского месторождения**

Номер пробы, расстояние от контакта, м	Минерал, тип включений*	n	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл. льда} , °C	T _{пл. CO₂} , °C	T _{гом. CO₂} , °C	C солей, масс. %-экв. NaCl	P, бар
Колчеданно-полиметаллические руды на разном расстоянии от дайки									
Дж10; 0	Сфалерит, 1	6	305–287	–35...–36	–9,0...–4,0	–	–	12,9–6,4	–
	Сфалерит, 2	6	238–228	–34	–5,6	–57,6	14,2 Ж	6,9	–
Дж9; 10	Сфалерит, 1	2	272	–37	–4,9	–	–	7,7	–
Дж8; 20	Сфалерит, 1	5	217	–26	–6,6	–	–	10,0	–
Дж7; 30	Сфалерит, 1	3	156	–37	–6,9	–	–	10,4	–
Кварц-карбонат-халькопиритовая жила в дайке габбро-порфириров									
Ядж9б	Кальцит, 1	12	203–199	–51...–48	–11,1...–10,4	–	–	15,1–14,4	–
Кварцевая жила в колчеданно-полиметаллических рудах									
Дж13	Кварц, 1	19	141–137	–53...–47	–11,7...–8,2	–	–	15,7–12,5	–
Кварцевая жила в серноколчеданных рудах									
Дж17	Кварц, 2	18	254–232	–36...–35	–6,5...–5,2	–57,2...–58,1	14,5–29,6 Ж	8,9–6,6	1500–1170
	Кварц, 3	5	–	–	–	–57,2	12,1–17,9 Ж	–	

Примечания: * — тип флюидных включений: 1 — двухфазовые газовой-жидкие, 2 — углекислотно-водные, 3 — газовые; n — число исследованных включений; Ж — гомогенизация углекислоты в жидкую фазу; прочерк — отсутствие данных.

воздействие даек магнитогорского комплекса на руды проявлено слабо, только в узкой зоне контакта (несколько сантиметров), и выражено в основном в перекристаллизации руд вдоль контактов даек. Отметим, что в эндоконтактной зоне дайка сильно рассланцована.

Методы исследований. Геологические наблюдения сделаны в ходе картирования карьера в 2006–2012 гг., которое сопровождалось штучным опробованием (более 300 проб). Из образцов были изготовлены прозрачные и полированные шлифы, двустороннеполированные пластинки, которые исследовали микроскопическими методами.

Для изучения физико-химических параметров гидротермального метаморфизма руд и химического состава рудообразующих флюидов проведены микротермометрические исследования флюидных включений в маложелезистом сфалерите из проб, отобранных вкрест простирания рудного тела с шагом 10 м от контакта дайки диоритов к периферии рудного тела (рис. 3). Также изучены флюидные включения в кварце из кварцевых жил в серноколчеданных (образец Дж17) и полиметаллических рудах (образец Дж13) и в кальците из кварц-карбонат-халькопиритовой жилы в дайке габбро-порфириров (образец Ядж9б) (таблица).

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились в секторе минераграфии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG–600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Amplival» (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени измерять температуру фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от

–196 до 600 °C, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрация солей в растворе включений оценивалась по температурам плавления льда с использованием данных для солевой системы NaCl–H₂O из работы [Bodnar, Vityk, 1994]. Для включений, содержащих плотный углекислотно-метановый флюид, вводилась поправка на влияние углекислоты. Давление оценивалось для гетерогенного флюида по пересечению изохоры и изотермы. Концентрацию солей и давлений флюида оценивали с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989].

Исследование флюидных включений. При визуальном изучении двусторонне полированных пластин образцов из Джусинского месторождения в сфалерите, кальците и кварце обнаружены многочисленные флюидные включения размером 1–20 мкм, имеющие форму отрицательных кристаллов или неправильную. Иногда встречаются флюидные включения, равномерно распределенные по объему минерала-хозяина. Эти включения отнесены нами к первичным включениям. Группы флюидных включений, приуроченные к трещинам, не выходящим за пределы кристаллов, отнесены нами к первично-вторичному генетическому типу включений. Включения, приуроченные к секущим трещинам, — вторичные.

По фазовому составу можно выделить три типа флюидных включений (рис. 4): 1) двухфазовые газовой-жидкие включения; 2) углекислотно-водные включения; 3) существенно газовые включения с плотной углекислотой. Газовые включения захватывались синхронно с углекислотно-водными включениями (приурочены к одним и тем же

зонам), что свидетельствует о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида. Результаты термо- и криометрических исследований 76 индивидуальных флюидных включений представлены в таблице.

Первичные газовой-жидкие (тип 1) флюидные включения в сфалерите проб из разреза, перпендикулярного дайке, гомогенизируются в жидкость при температуре 156–305 °С и имеют концентрацию солей 6,4–12,9 масс. %-экв. NaCl. В растворе включений преобладали хлориды натрия и магния (температура эвтектики составила –26...–37 °С). Плотность флюида 0,81–0,99 г/см³.

Первичные углекислотно-водные включения (тип 2) в сфалерите гомогенизируются при температуре 228–238 °С, концентрация солей в растворе составляет 6,9 масс. %-экв. NaCl, углекислоты — 4,6 моль/кг раствора. В растворе флюидных включений преобладают хлориды натрия и магния (температура эвтектики –34 °С). Плотность флюида 1,04 г/см³.

Первичные газовой-жидкие (тип 1) флюидные включения в кальците из кварц-карбонат-халькопиритовой жилы в дайке габбро-порфиров гомогенизируются в жидкость при температуре 199–203 °С и имеют концентрацию солей 14,4–15,1 масс. %-экв. NaCl. В растворе флюидных включений преобладают хлориды натрия и кальция (температура эвтектики от –51 до –48 °С). Плотность флюида 0,97–0,98 г/см³.

Первичные газовой-жидкие (тип 1) флюидные включения в кварце из прожилка в колчеданно-полиметаллической руде гомогенизируются в жидкость при температуре 137–141 °С, раствор в них имеет концентрацию солей 12,5–15,7 масс. %-экв. NaCl. В растворе флюидных включений преобладают хлориды натрия и кальция (температура эвтектики от –53 до –47 °С). Плотность флюида 1,02–1,04 г/см³.

Первичные углекислотно-водные включения (тип 2) в кварце из прожилка в серноколчеданной руде гомогенизируются при температуре 232–254 °С, концентрация солей в растворе составляет 6,6–8,9 масс. %-экв. NaCl, углекислоты — 2,3–4,3 моль/кг раствора. В растворе флюидных включений преобладают хлориды натрия и магния (температура эвтектики от –35 до –36 °С). Плотность флюида 1,02–1,03 г/см³.

Углекислота в первичных и первично-вторичных существенно газовых включениях типа 3 гомогенизируется в жидкость при температуре 17,9–12,1 °С, а ее температура плавления составляет –57,2 °С, что не слишком отличается от температуры плавления чистой CO₂ (–56,6 °С) и свидетельствует о небольшой примеси низкокипящих газов. Плотность углекислотного флюида 0,80–0,85 г/см³. Оценка давления по этим двум типам сингенетических включений составляет от 1170 до 1500 бар для интервала 232–254 °С.

Обсуждение результатов. Судя по данным исследования флюидных включений, в минералах колчеданно-полиметаллических руд обнаружены по крайней мере три типа флюида: углекислотно-водно-солевой флюид и два хлоридных водно-солевых (натрий-магниевый и натрий-кальциевый). Значения температуры формирования первичных гидротермальных руд колчеданных месторождений Урала составляют 180–390 °С, а концентрация минералообразующих флюидов изменяется от 2 до 8 масс. %-экв NaCl [Викентьев, 2004]. Как видно на диаграмме температура–соленость (рис. 5), большинство полученных нами данных о температуре и солености отличается от таковых для минералообразующих флюидов, формировавших первичные руды.

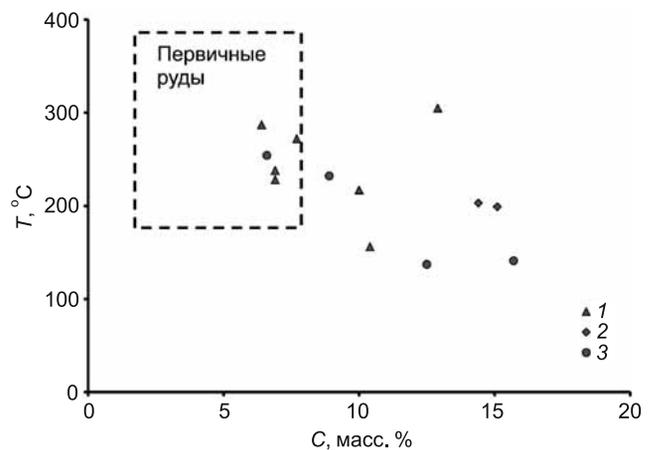


Рис. 5. Диаграмма температура–соленость для минералообразующих флюидов колчеданно-полиметаллических руд Джусинского месторождения: 1 — сфалерит, 2 — кальцит, 3 — кварц, пунктир — область формирования гидротермально-осадочных руд

Очевидно, изученные нами флюиды связаны с более поздними процессами перекристаллизации и метаморфизма руд месторождения. Вполне вероятно, что некоторые флюиды были связаны с внедрением даек среднего и основного состава, в температурном поле которых могли активизироваться поровые флюиды. Это подтверждается уменьшением температуры гомогенизации флюидных включений с хлоридными натрий-магниевыми флюидами по мере удаления от дайки в изученном нами разрезе (рис. 6). В то же время углекислотно-

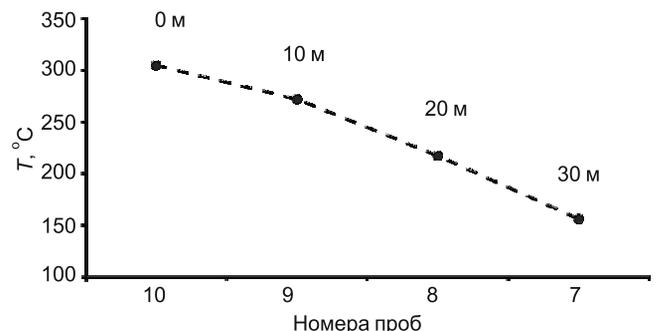


Рис. 6. Уменьшение температуры гомогенизации включений по мере удаления от дайки

водно-солевые флюиды, имеющие высокое давление (до 1500 бар), могли быть связаны с процессом регионального метаморфизма. Включения аналогичных флюидов встречены в сфалерите на контакте с дайкой. Это, вероятно, связано с повышенной проницаемостью контактовой зоны в течение продолжительного периода.

Таким образом, проведенное впервые исследование флюидных включений в минералах

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артюшкова О.В. Конодонтовые комплексы эмса — среднего девона Магнитогорского мегасинклиория и их стратиграфическая приуроченность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 2. С. 16–23.

Вахромеев И.С. О возрастных взаимоотношениях колчеданной руды Учалинского месторождения с дайками жильных порфириров // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 66–72.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Викентьев И.В., Шишакова Л.Н., Магазина Л.О., Еремин Н.И. Особенности минерального состава руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов — 2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 135–141.

Еремин Н.И., Коган Б.С. Взаимоотношения даек и оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, № 6. С. 137–138.

Еремин Н.И., Воробьев В.И., Петрова Г.С., Яковлев Г.Ф. Теренсайский рудный район // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 177–208.

Пшеничный Г.Н., Кулагина М.А. Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов // Геол. рудных месторождений. 1968. Т. 10, № 2. С. 49–59.

Рихтер Я.А. Современные и древние рудообразующие гидротермально-магматические системы: зо-

колчеданно-полиметаллических руд Джусинского месторождения позволило получить новые данные о составе флюидов, участвовавших в процессах метаморфизма и гидротермально-метасоматической перекристаллизации богатых колчеданно-полиметаллических рудах, и оценить температуру и давление при их перекристаллизации.

нальность и динамика развития // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма: Мат-лы междунар. полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля 2005 г. / Гл. ред. С.Н. Рычагов. Петропавловск-Камчатский: Оттиск, 2005. С. 217–232.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. и др. Вулканогенная металлогения Южного Урала. М.: Наука, 1994. 160 с.

Хан И.С., Серавкин И.Б., Хан Г.Н. О перспективах выявления промышленных залежей медноколчеданных руд в северной части Домбаровского рудного района // Информац. мат-лы ИГ УНЦ РАН. Геол. сб. 2007. № 6. С. 206–214.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications / Ed. by B. De Vivo, M.L. Frezzotti. Siena: Pontignano, 1994. P. 117–130.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Miner. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.

Glasby G.P., Maslennikov V.V., Prozherova I.A., Petukhov S.I. Jusa and Barsuchi Log volcanogenic massive sulfide deposits from the Southern Urals of Russia: Devonian analogs of the Kuroko deposits of NE Honshu, Japan // Res. Geol. 2008. Vol. 58 (3). P. 313–324.

Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032

Поступила в редакцию
20.10.2016

УДК 551.435.627 : 550.93

Ю.К. Васильчук¹, Е.С. Слышкина²**РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ НЕБОЛЬШИХ ОПОЛЗНЕЙ
НА СКЛОНАХ В ДОЛИНЕ р. МЗЫМТА³**

Представлены результаты первого исследования, которое направлено на определение возраста оползней на южном склоне хребта Псехако и северном склоне хребта Аибга (Западный Кавказ) с помощью радиоуглеродного датирования органического материала, включенного в тело оползня.

Ключевые слова: голоцен, радиоуглеродное датирование, оползневые процессы, хребет Псехако, хребет Аибга, долина р. Мзымта, Сочи.

The results of the first study, which aims to determine the age of landslides on the southern slope of the Psekhako ridge and northern slope of the Aibga ridge (Western Caucasus) using radiocarbon dating of organic material incorporated into the body of a landslide.

Key words: Holocene, radiocarbon dating, landslide processes, Psekhako ridge, Aibga ridge, Mzymta River valley, Sochi town.

Введение. В качестве перспективного метода датирования оползневых тел можно использовать радиоуглеродный метод (датирование органических объектов из оползневых отложений — древесины, угля, торфа, погребенных почв), его нижний предел надежности — период в 35–38 тыс. лет назад, верхний — несколько сотен лет [Васильчук, Котляков, 2000]. Применение ¹⁴C датирования молодых геологических образований требует тщательного подбора материала для датирования. Метод радиоуглеродного датирования для оценки возраста позднечетвертичных оползневых отложений сейчас практически безальтернативен, он активно используется для датирования оползней во многих современных работах [Рогожин и др., 2008, 2012; Овсяченко и др., 2011; Geertsema et al., 2006; Hancock et al., 2013].

Для установления истории оползневой активности нами выполнена попытка использовать радиоуглеродное датирование органического материала, вовлеченного в тела двух небольших молодых оползней на южном склоне хр. Псехако и на северном склоне хр. Аибга с целью установления приблизительного времени их образования.

Объект исследования. Объект исследования — оползневые отложения, распространенные на южном склоне хр. Псехако и северном склоне хр. Аибга в бассейне р. Мзымта, повсеместному развитию которых благоприятствуют физико-географические и инженерно-геологические условия района.

По результатам исследований, проведенных в 2015 г. (описание оползней, дешифрирование материалов дистанционной съемки), оползневые тела объединены в соответствии с их предполагаемым возрастом и условиями их формирования в несколько групп. К первой группе отнесены крупные оползневые тела с поверхностью смещения в невыветрелых коренных массивах нижнеюрских отложений, сформировавшиеся предположительно в позднем плейстоцене—раннем голоцене. Предполагаемой причиной их формирования и активизации было изменение формы и высоты склона за счет одновременного воздымания территории и врезания р. Мзымта в совокупности с сопутствующими климатическими условиями и, возможно, заметными сейсмическими событиями [Габдуллин и др., 2013; Слышкина и др., 2015].

К второй группе отнесены оползневые тела, которые предположительно формировались с раннего голоцена и до настоящего времени. Вероятной причиной их активизации послужило уменьшение показателей прочностных свойств грунтов за счет выветривания, дезинтеграции скальных пород и преобразования в глинистые грунты, а также взвешивающего воздействия подземных вод и гидродинамического давления, что играет большую роль в оползневом процессе и уменьшает устойчивость оползневых тел почти на 40% [Калинин и др., 2008].

Для третьей группы характерны позднеголоценовые и современные оползневые проявления,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, географический факультет, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vasilch@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, аспирант; *e-mail:* lena.slyshkina@gmail.com

³ Работа выполнена при финансовой поддержке ООО «Петромоделинг» (полевые исследования и оплата радиоуглеродных определений), гранта РНФ (проект № 14-27-00083, анализ результатов) и бюджетного финансирования Московского университета имени М.В. Ломоносова.

активизация которых происходит в результате эрозионной деятельности правобережных и левобережных притоков р. Мзымта и изменения показателей прочностных свойств, связанных с выпадением атмосферных осадков и водонасыщением грунтов. Такие оползневые тела формируются преимущественно в делювиальных и оползневых, реже в элювиальных отложениях.

Объектами датирования стали один из оползней второй группы и один оползень из третьей группы.

Методика работ. Во время проведения полевого сезона на южном склоне хр. Псехако и северном склоне хр. Аибга в ноябре 2015 г. авторами выполнены работы, направленные на отбор органического материала для датирования двух небольших оползневых тел.

При определении возраста оползней необходимо датировать органический материал, который накопился до или во время оползневых дефор-

маций грунта, чтобы ограничить максимальный или минимальный возраст их формирования и активизации.

Ю.К. Васильчук отмечает, что возможное омоложение или удревнение органического материала может происходить за счет привноса в образец более молодого или более древнего углерода. Примесь материала, переотложенного из более древних отложений, может служить причиной удревнения образцов органического материала [Васильчук, Васильчук, 2010], а причиной омоложения, например, — фильтрация воды с растворенными в ней современными карбонатами или углеродсодержащими почвенными растворами.

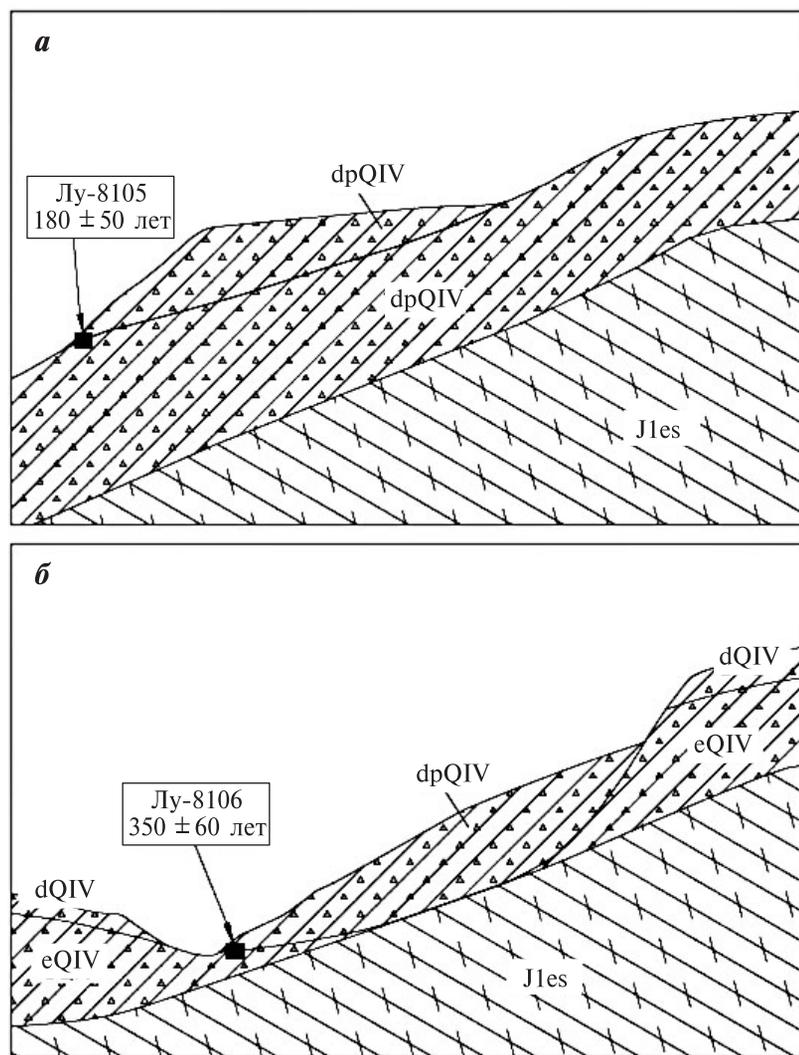
В ходе работ нами детально обследовано несколько оползневых тел, два из которых датированы радиоуглеродным методом.

Первое оползневое тело относится к третьей группе оползневых проявлений, для которой характерны позднеголоценовые и современные оползневые проявления. Оползень расположен

в центральной части южного склона хр. Псехако на абсолютных отметках от 898 до 923 м, он асеквентный, объем вовлеченных в смещение горных пород составляет ~13 тыс. м³, протяженность по оси смещения 60 м при ширине 45 м, мощность оползневых отложений изменяется от 2 м в прибортовой части до 6–10 м в теле оползня (средняя мощность оползневых отложений оценивается в 6 м). Предполагаемая поверхность смещения расположена в делювиальных дресвяно-щебенистых грунтах с суглинистым заполнителем.

Поверхность оползневого тела залесена, свежие трещины растяжения отсутствуют, что свидетельствует о временной стабилизации оползневых подвижек.

Образец органического материала для радиоуглеродного датирования оползневого тела отобран из естественного обнажения, которое образовалось в результате латеральной эрозии правобережного притока р. Мзымта. Наличие эрозионного вреза позволило отобрать пробы органического материала из прибортовой части оползневого тела (рисунок, а). Образец органического материала представлял собой неокатанный, угловатый, сильно поврежденный, обломанный фрагмент полуразложившейся древесины, который ломался при слабом сдавливании. Предположительно органика была захоронена в неслоистых, перемятых оползневых отложениях во время смещения масс грунта вниз по склону.



Схематический разрез оползневых тел с указанием мест отбора образцов органического материала (1) для радиоуглеродного анализа; а — оползень в пределах хр. Псехако, из которого отобран образец № 1, лабораторный номер ЛУ-8105; б — оползень в пределах хр. Аибга, из которого отобран образец № 2, лабораторный номер ЛУ-8106

В обнажении после зачистки сверху вниз обнаружены (рисунок, а): 1) современная почва (0,3 м); 2) коричневые, серо-коричневые оползневые дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем (1,9–2,3 м), здесь же обнаружена граница раздела описываемой толщи с нижележащей, в пределах которой отобран образец органического материала — полуразложившейся кусок древесины; 3) коричневые делювиальные дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем, с обломками аргиллита (1,4–2,3 м); 4) темно-серые, черные аргиллиты, вскрытая мощность 0,4 м.

Второе оползневое тело отнесено [Слышкина и др., 2015] к второй группе оползневых проявлений, для которой характерны раннеголоценовые и современные оползневые проявления. Это консеквентный оползень, расположенный в нижней части северного склона хр. Аибга на абсолютных отметках 585–600 м. Для него характерна протяженность по оси смещения 20 м при ширине 40 м. Вскрытая эрозионным врезом мощность оползневых отложений изменяется от 3,2 до 3,9 м. Объем вовлеченных в смещение горных пород составляет ~6,5 тыс. м³. Предполагаемая поверхность смещения оползневого тела находится в элювиальных темно-серых суглинках и глинах на глубине 10–12 м от поверхности.

Поверхность оползневого тела залесена, стенка отрыва замята и слабо выражена в рельефе, признаки современной активности не наблюдаются, что свидетельствует о стабилизации оползневых деформаций.

Для датирования оползня образец органического материала (полуразложившаяся древесина) отобран в языковой части оползневого тела на контакте оползня и подстилающих элювиальных отложений (рисунок, б).

Обломок ствола дерева обломан, угловат и легко ломается. Отсутствие следов окатанности в водной среде на образцах органического материала свидетельствует о том, что образец, скорее всего, не был переотложен или перенесен.

В обнажении после зачистки сверху вниз обнаружены: 1) современная почва (0,4 м); 2) коричневые дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем, с глыбами коренных пород аргиллита (3,2–3,9 м) — перемятая оползневая толща; 3) светло- и темно-серые элювиальные суглинки и глины (1,8–2,8 м), в которых обнаружен образец органического материала (ствол полуразложившейся древесины) предположительно на поверхности смещения оползневого тела; 4) темно-серые и черные аргиллиты вскрытой мощностью 1,2 м.

Отобранные два образца древесины датированы в лаборатории геохронологии четвертичного

периода Института наук о Земле СПбГУ (заведующий лабораторией Х.А. Арсланов).

Результаты исследований и их обсуждение. Полученные результаты радиоуглеродного датирования (таблица) показали, что: а) возраст древесины образца № 1 из оползневого тела, расположенного на южном склоне хр. Псехако, составляет ≤200 кален. лет назад (калиброванных радиоуглеродных лет) и указывает на период активности оползня менее 200 лет назад; б) возраст древесины образца № 2 из оползневого тела, расположенного на северном склоне хр. Аибга, составляет 400±70 кален. лет назад и указывает на период активности оползня менее 400 лет назад.

Результаты определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом образцов органического материала

Лабораторный номер	Номер образца, его местоположение, материал	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кален. лет
ЛУ-8105	образец № 1, хр. Псехако, древесина	180±50	≤200
ЛУ-8106	образец № 2, хр. Аибга, древесина	350±60	400±70

Примечание. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13») Christopher Bronk Ramsey (<https://c14.arch.ox.ac.uk>).

Одна из причин активизации двух рассмотренных современных небольших оползней предположительно заключалась в повышении сезонной обводненности пород, что привело к снижению прочностных свойств грунтов; кроме того, вероятно, проявилась сейсмическая активность.

Для более уверенного датирования оползней необходим поиск прослоев погребенных почв или горизонтов, образованных несколькими обломками древесины, остатками кустарников, а также другого органического материала, что позволит точнее определить абсолютный возраст оползня.

Выводы. 1. Впервые определен возраст двух небольших оползней с помощью радиоуглеродного датирования органического материала, включенного в тело оползня: первый оползень моложе 200 лет, а второй — моложе 400 лет.

2. Причинами образования этих двух оползней, вероятно, можно считать высокую увлажненность грунта на склоне и заметную сейсмическую активность.

Благодарности. Авторы благодарят А.В. Бершова за помощь в работе и конструктивное обсуждение результатов, а также А.А. Баранова и И.Е. Саса за помощь в полевых работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Достоверность наиболее молодых радиоуглеродных датировок в синкриогенных толщах многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2010. Т. 14, № 4. С. 15–28.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Прикладная стратиграфия в инженерной и экологической геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013. 275 с.

Калинин Э.В., Панасьян Л.Л., Тимофеев Е.М. Новый подход к расчету устойчивости оползневых склонов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 1. С. 21–29.

Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Ларьков А.С. Особенности сейсмоструктуры и древние землетрясения Южной Осетии (часть 1) // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2011. Т. 11, № 3. С. 55–68.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Дислокации сильнейших древних землетрясений Приэльбрусья // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 1. С. 98–101.

Рогожин Е.А., Дворецкая Н.А., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н. Оценка периодов активизации оползней на Воробьевых горах в Москве методами радиоуглеродного анализа и дендрохронологии // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области: Мат-лы науч. конференции (24–25 февраля 2011 г. Москва). Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 93–98.

Слышкина Е.С., Баранов А.А., Бершов А.В. Расчет устойчивости северного склона хребта Аибга в районе поселка Эсто-Садок (Сочи, Краснодарский край) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 62–70.

Geertsema M., Clague J.J. 1000-year record of landslide dams at Halden Creek, northeastern British Columbia // Landslides. 2006. Vol. 3, N 3. P. 217–227.

Hancox G.T., Langridge R.M., Perrin N.O. et al. Recent mapping and radiocarbon dating of three giant landslides in northern Fiordland, New Zealand // GNS Sci. Rep. 2012. August 2013. 52 p.

Поступила в редакцию
12.05.2016

УДК 504.06

В.И. Сергеев¹, М.Л. Кулешова², А.Ю. Бычков³, Н.Н. Данченко⁴,
Т.Г. Шимко⁵

ИЗУЧЕНИЕ ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ В ОСНОВАНИИ ЗОЛОХРАНИЛИЩА ПРОЕКТИРУЕМОЙ САХАЛИНСКОЙ ГРЭС

Определены сорбционные свойства грунтов в основании накопителя золовых отходов Сахалинской ГРЭС-2 на стадии проектирования. Путем анализа водных вытяжек из зол углей, которые планируется использовать на объекте, определены потенциальные элементы-загрязнители, способные мигрировать с инфильтратом атмосферных осадков. На основе этих данных подобран состав раствора, моделирующего инфильтрат. В статических и динамических условиях оценена поглощающая способность грунтов покровной толщи в отношении выявленных загрязнителей, а также степень их возможной десорбции.

Ключевые слова: поглощающая способность, протекторные свойства грунтов, десорбция, геохимические барьеры.

Sorption properties of the soil layer at the base of the ash disposal site of the Sakhalin GRES-2 at the design stage of the facility were determined. Water extracts of the ash from the coal that will be used at the facility were analyzed to identify the potential elements-pollutants able to migrate with atmospheric precipitation through the soil. The model solution was developed based on these data. The soil sorption capacity in relation to the identified pollutants and the level of their potential desorption have been determined in static and dynamic conditions.

Key words: sorption potential, soil protection properties, soil intake capacity, desorption, geochemical barriers.

Введение. На современном этапе развития технологий функционирование производства любого профиля приводит к образованию огромного количества отходов, содержащих, в том числе, и вредные вещества. В местах размещения отходов в результате миграции опасных компонентов жидких отходов или инфильтрации атмосферных осадков через твердые отходы может происходить загрязнение природных вод. Оно происходит в тех случаях, когда основание накопителя отходов не обладает достаточными протекторными свойствами для предотвращения загрязнения подземных вод. В связи с этим на стадии проектирования чрезвычайно важно дать оценку естественной защищенности подземных вод в местах планируемого размещения накопителей отходов с учетом их состава, а при ее недостаточности предусмотреть мероприятия и инженерные решения по ее повышению.

Существуют различные подходы к оценке защищенности подземных вод. Как правило, при

моделировании транспортировки загрязнителей и прогнозировании времени функционирования грунтовой толщи как геохимического барьера сорбцию загрязнителей на грунте учитывают, вводя в расчеты коэффициент распределения (K_d) и сорбционную емкость, рассчитанные из равновесных изотерм сорбции [Белоусова, 2001; Варламова, 2005; Tsang, Lo, 2006]. Однако применимость значений K_d загрязнителей и емкости грунтов, определенных в статических условиях, для моделирования массопереноса и прогнозных решений на конкретных объектах ограничена из-за многообразия факторов, влияющих на процессы в реальных условиях.

Надежным фундаментом для принятия решения о целесообразности сооружения того или иного типа экрана может быть только количественная оценка протекторной способности грунтовой толщи как геохимического барьера, учитывающая гидродинамические характеристики. В последние десятилетия появились работы, где для моделирования транс-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимодействия подземных и поверхностных вод, профессор; *e-mail:* bazismo@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимодействия подземных и поверхностных вод, ст. науч. с.; *e-mail:* gita5715@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; *e-mail:* andrewbychkov@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимодействия подземных и поверхностных вод, ст. науч. с.; *e-mail:* nataly_danch@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимодействия подземных и поверхностных вод, вед. науч. с.; *e-mail:* shimko@geol.msu.ru

портировки загрязнителей в грунтах используются данные динамических экспериментов [Buszewski, Kowalkowski, 2006; Fonseca et al., 2009].

В.И. Сергеевым с сотрудниками [Petrova, Sergeev, 1996; Сергеев и др., 2002; 2009] разработана и опробована на ряде объектов комплексная методика оценки эффективности работы конкретной грунтовой толщи в качестве геохимического барьера. Она включает анализ инженерно-геологических и гидрогеологических условий района, лабораторные исследования поглощающей способности грунтов зоны аэрации в динамических условиях, математическое моделирование процессов массопереноса загрязнителей и прогнозирование их распределения в грунтовой толще (на основе экспериментальных данных) на любой заданный момент времени.

В нашу задачу входило установление возможности размещения зольных отходов Сахалинской ГРЭС-2 на территории, отводимой для них по проекту. С этой целью были оценены протекторные свойства естественной грунтовой толщи в основании накопителя отходов. Основная трудность работы заключалась в отсутствии образцов реальных отходов с объекта или их близких аналогов из-за

того, что на объекте планируется использовать угли местных, ранее не разрабатываемых месторождений. В связи с этим было необходимо подобрать адекватный состав раствора, моделирующего инфильтрат золохранилища проектируемой ГРЭС. В качестве основы для модельного раствора мы взяли жидкую фазу зольных отходов подмосковной ТЭЦ-22.

Объект исследований. На о. Сахалин планируется строительство тепловой электростанции, которая будет работать на углях двух местных месторождений — Горнозаводского и Солнцевского. Проектом предусмотрено удаление зольных отходов пневматическим способом («зола уноса»). Отходы ГРЭС планируется складировать на участке площадью 85 га. Так как накопитель зольных отходов находится от залива на расстоянии, не превышающем 1 км, существует потенциальная опасность загрязнения морской акватории.

Материалы и методы исследований. *Обоснование выбора грунтов для экспериментов по оценке их протекторных свойств.* На основании материалов о геологическом строении территории и данных бурения на площади, отводимой под размещение зольных отходов, установлено, что покровная тол-

Таблица 1

Гранулометрический состав грунтов

Номер образца (глубина, м)	Грунт (по классификации Качинского)	Содержание фракций, %						
		>0,25	0,5–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
1 (2,1)	глина легкая	3,3	5,3	6,7	24,2	12,1	20,2	28,2
						60,5		
3 (0,7)	суглинок средний	5,5	21,9	32,4	4,1	8,0	8,0	20,1
						36,1		
4 (1,3)	суглинок средний	5,4	22,3	6,9	28,6	12,3	12,2	12,3
						33,8		
5 (1,0)	суглинок средний	15,1	12,8	7,0	28,5	8,1	8,2	20,3
						36,6		

Таблица 2

Минеральный состав грунтов, %

Минералы	Глина легкая образец 1		Суглинок средний образец 3		Суглинок средний образец 4		Суглинок средний образец 5	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Смектит с Mg-обменным комплексом	5	41	14	62	11	51	2	2
Смектит с Ca-обменным комплексом	—	—	8	—	7	—	—	—
Смешанослойная слюда-смектит	1	15	2	7	8	5	2	2
Смешанослойный хлорит-смектит	—	—	—	4	—	—	2	4
Гидрослюда	1	5	6	7	3	1	4	15
Цеолит	1	1	2	—	1	—	—	1
Хлорит	3	7	—	4	1	1	—	1
Кварц	56	24	40	9	40	29	72	59
Калиевый полевой шпат	12	—	13	—	13	—	—	—
Плагиоклаз	21	5	15	7	15	13	18	14
Доломит	—	—	—	—	1	—	—	—

Примечания: 1 — валовый состав, 2 — глинистая фракция.

ща, рассматриваемая в качестве геохимического барьера, представлена (сверху вниз) почвенно-растительным слоем (0,2 м), торфом (bQ_{IV}) (0–2,7 м) и суглинками ($a-dQ$ и dQ) (2,0–9,0 м). По площади и глубине основания проектируемого накопителя отобраны образцы грунтов, для которых определены гранулометрический и минеральный составы. Для определения этих свойств использованы стандартные сертифицированные методы. Гранулометрический состав грунтов анализировали пипеточным методом [Практикум..., 1993]. Минеральный состав определяли методом рентгеновской дифрактометрии на приборах «ДРОН-3М» и «Ultima-IV». Результаты приведены в табл. 1 и 2 соответственно.

Для оценки протекторных свойств грунтовой толщи необходимо было выбрать два вида образцов: во-первых, грунты, предположительно обладающие минимальной поглощающей способностью (с целью прогнозной оценки допустимого времени эксплуатации естественной толщи в качестве геохимического барьера), а во-вторых, грунты, способные к максимальному поглощению загрязнителей, которые при необходимости можно использовать для сооружения искусственных защитных экранов.

Высокая сорбционная емкость грунтов обычно связана со значительным содержанием глинистых фракций (размер частиц $<0,01$), наличием в их составе минералов с подвижной кристаллической решеткой (сметиты) или с каркасно-полостной структурой (цеолиты), а также оксидов Fe и Mn, карбонатов, органических веществ. В связи с этим в качестве объектов исследования были использованы следующие образцы:

1) почва Q_{IV} (образец 6) и торф bQ_{IV} (образец 2) — грунты с потенциально высокой поглощающей способностью, обусловленной присутствием гуматных соединений. Содержание органического вещества (ОВ) в пробах торфа составило 72%, органического углерода ($C_{орг}$) в почве — 0,5%;

2) глина легкая $a-dQ_{IV}$ (образец 1), суглинок средний $a-dQ_{IV}$ (образцы 3 и 4) и суглинок средний dQ_{IV} (образец 5) — суглинистые разности с достаточно высокими показателями дисперсности (табл. 1). Содержание фракций $<0,01$ в образце 1 составляет 61%, а в образцах 3–5 — 34–37%. В составе всех этих грунтов присутствуют минералы, определяющие хорошие протекторные свойства: сметиты, смешанослойные и цеолиты (табл. 2). В валовых пробах образцов 3 и 4 суммарное содержание сметитов и смешанослойных составляет 24 и 26% соответственно, цеолитов — 2 и 1% соответственно. В глинистой фракции образца 3 содержание сметитов достигает 73%, поэтому можно предположить, что этот суглинок проявит наиболее высокую поглощающую способность по отношению к элементам-загрязнителям. В валовом составе остальных грунтов доля минералов с под-

вижной кристаллической решеткой невысока (6%). Однако можно ожидать, что глина (образец 1) все же может проявить значительную поглощающую способность из-за ее высокой дисперсности.

Таким образом, на основе результатов анализа гранулометрического и минерального состава образцов можно предположить, что из отобранных минеральных грунтов глина легкая (образец 1) и суглинок средний (образец 3) должны иметь значительную поглощающую способность по отношению к загрязнителям, а суглинок средний (образец 5) проявит наихудшие сорбционные характеристики.

Отходы ГРЭС-2. Золо. Для получения исходных данных о вероятном химическом составе отходов Сахалинской ГРЭС-2 были приготовлены золы образцов углей Горнозаводского и Солнцевского месторождений. Золо получены путем сжигания образцов углей Горнозаводского и Солнцевского месторождений в муфельной печи. Озоление проводилось по следующей схеме: нагрев до 500 °С, озоление при 500 °С, нагрев до 800 °С и озоление при 800 °С, все стадии длились по часу. Химический состав зол определяли на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия (модель «PW 2400 Philips Analytical»).

Водные вытяжки из полученных зол, а также из золы с ТЭЦ-22 (г. Дзержинский, Московская область) были приготовлены при соотношении 1:10 (1 г золы : 10 мл воды), которое выбрано исходя из проектируемых объемов отходов, площади хранилищ и годового количества атмосферных осадков в районе. Полученные данные о химическом составе водных вытяжек из зол приведены в табл. 3.

Модельный раствор. Отсутствие реальных отходов проектируемой Сахалинской ГРЭС-2 определило необходимость создать модельный раствор для исследований сорбционной способности пород грунтовой толщи в основании золохранилища. В качестве основы модельного раствора мы взяли жидкую фазу отходов действующей ТЭЦ-22, работающей на углях. Это позволило смоделировать матрицу, близкую к реальным отходам. Модельный раствор для сорбционных экспериментов в динамическом режиме готовили добавлением в жидкую фазу пульпы с ТЭЦ-22 рассчитанного количества растворов солей V (в виде NH_4VO_3), W (в виде Na_2WO_4), Cr (в виде $K_2Cr_2O_7$), Mo (в виде $(NH_4)_6Mo_7O_{24}$) в дистиллированной воде. Итоговый состав модельного раствора элементов, содержание которых превышает предельно допустимую концентрацию (ПДК), приведен в табл. 4.

Оценка протекторной способности грунтов в отношении загрязнителей. Исследования сорбционной способности проводили в статическом и динамическом режимах по методикам, изложенным в работах [Защита..., 1992; Сергеев и др., 2002].

Соотношение грунт : раствор при экспериментах в статике составляло 1:100 (1 г грунта:100 мл

жидкой фазы пульпы с ТЭЦ-22), время контакта — сутки.

Таблица 3

Результаты анализа водных вытяжек из золы сахалинских углей и золы ТЭЦ-22

Элемент, рН	ПДК, мг/л	Содержание элементов, мг/л		
		золы сахалинских углей		зола ТЭЦ-22
		месторождение Горнозаводское	месторождение Солнцевское	
As	0,05 (0,01)	0,02	0,01	0,01
Be	0,0003	0,0001	<0,0001	0,00001
Cd	0,005	0,0005	0,0010	0,0001
Co	0,01 (0,005)	0,0004	0,0007	0,0001
Cr	0,02	0,11	0,03	0,04
Cu	0,001 (0,005)	0,004	0,006	<0,0001
Mn	0,01 (0,05)	0,0001	0,0001	<0,0001
Mo	0,001	0,30	0,57	0,08
Ni	0,01	0,0056	0,0082	0,0009
Pb	0,006 (0,01)	0,0001	<0,0001	<0,0001
Se	0,002	0,003	0,004	0,02
V	0,001	1,05	0,45	0,06
W	0,0008	0,05	0,03	0,01
Zn	0,01 (0,05)	0,002	0,003	<0,0001
рН	6,5–8,5	9,68	8,4	6,02

Примечания: в скобках — нормативы Госкомрыболовства России (для морских водоемов), приказ № 96 от 28.04.1999.

Таблица 4

Химический состав жидкой фазы отходов теплоэлектростанций

Элемент; рН; минерализация	ПДК, мг/л	Содержание элементов, мг/л		
		водная вытяжка золы ТЭЦ-22	жидкая фаза отходов ТЭЦ-22	модельный раствор (ГРЭС-2)
As	0,05 (0,01)*	0,01	0,04	0,04
Cr	0,02	0,04	0,01	0,11
Mo	0,001	0,08	0,04	0,56
Se	0,002	0,02	0,01	0,01
V	0,001	0,06	0,03	1,17
W	0,0008	0,009	0,006	0,05
рН	6,5–8,5	6,02	8,48	8,46
Общая минерализация	<1000	—	826,2	

Примечание: * — нормативы Госкомрыболовства России (для морских водоемов), приказ № 96 от 28 апреля 1999 г.

Динамические исследования проводили на колонках сечением 1,8 см² с высотой образцов 2 см, через которые с постоянной скоростью (1,1 м/сут) фильтровался модельный раствор. В последовательных порциях фильтрата определяли концентрацию элементов-загрязнителей, а также фиксировали рН. Эксперименты продолжались

до насыщения образца грунта всеми элементами-загрязнителями. Для проведения эксперимента с глиной (образец 1), имеющей низкий коэффициент фильтрации (<0,001 м/сут), образец смешивали с кварцевым песком (инертным с точки зрения сорбции) в соотношении 1:1. Рассчитывали сорбционную емкость глины на половинный объем образца.

После насыщения на тех же колонках исследовали десорбцию элементов-загрязнителей с использованием дистиллированной воды. Эти эксперименты проводили с целью установления потенциальной возможности загрязнения подземных вод после окончания эксплуатации накопителей отходов в результате инфильтрации атмосферных осадков через основание накопителя.

Химический состав водных вытяжек из зол, жидкой фазы отходов с ТЭЦ-22, модельного раствора, а также концентрацию элементов-загрязнителей в порциях фильтрата в ходе сорбционных и десорбционных экспериментов оценивали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ИСП-МС (ICP-MS «Thermo Scientific», серия XII).

Результаты исследований и их обсуждение.
Определение потенциальных загрязнителей природных вод в районе размещения накопителей отходов проектируемой Сахалинской ГРЭС-2, создание модельного раствора. Результаты определения химического состава зол показали, что по содержанию ряда элементов золы сахалинских углей несколько отличаются. В золе угля Горнозаводского месторождения отмечено более высокое содержание большинства тяжелых металлов. Следовательно, состав потенциальных загрязнителей в отходах будет существенно отличаться в зависимости от того, какое из месторождений будет выбрано для обеспечения работы Сахалинской ГРЭС-2. В золе ТЭЦ-22 обнаружено более низкое по сравнению с золами сахалинских углей содержание V, Ni, Cu, Sr, Ba, As, Sc.

Полученные данные о химическом составе водных вытяжек из сахалинских углей (табл. 3) показали превышение концентрации над ПДК (для морских водоемов) по V, Mo, W, Cr, Se, As, которые составили для V 1050, для Mo 572, для W 57, для Cr 5, Se 2,7 и для As 1,7 раз. Содержание почти всех перечисленных элементов в вытяжке из золы ТЭЦ-22 существенно ниже, за исключением Se. Полученные результаты позволили определить элементы, которые с большой вероятностью могут стать загрязнителями вод в районе золоотвала Сахалинской ГРЭС, — V, Mo, W, Cr, Se, As.

Анализ химического состава жидкой фазы отходов ТЭЦ-22 показал, что содержание Cr, Mo, V, Se и W в ней ниже, а As выше, чем в водной вытяжке из золы этого же объекта (табл. 4). Чтобы учесть самый неблагоприятный вариант состава жидких отходов ГРЭС-2, было решено в модель-

ном растворе довести концентрацию элементов-загрязнителей до уровня, соответствующего их максимальному содержанию в водных вытяжках сахалинских углей. Таким образом, модельный раствор для экспериментов по оценке сорбционной способности грунтов был приготовлен путем введения в жидкую фазу пульпы ТЭЦ-22 дополнительного рассчитанного количества V, W, Mo и Cr. На этом этапе исследований получен раствор, который моделирует инфильтрат в грунтовой толще основания накопителя зольных отходов Сахалинской ГРЭС-2 и будет использоваться при оценке сорбционных свойств грунтов в лабораторных экспериментах. Содержание элементов-загрязнителей в модельном растворе существенно превышает ПДК по нормативам Госкомрыболовства для морских вод (табл. 4).

Оценка поглощающей способности грунтов.

Эксперименты в статических условиях выполнены на всех шести грунтах, характеризующих покровные отложения зоны размещения зольных отходов. Их целью была предварительная сравнительная оценка поглощающей способности отобранных грунтов в отношении элементов-загрязнителей. И поскольку здесь требовались лишь ориентировочные данные, исследование выполнено с использованием жидкой фазы отходов ТЭЦ-22 без добавок. Отметим, что для всех выделенных элементов-загрязнителей преобладающая форма существования в нейтральных и щелочных растворах — отрицательно заряженные оксоанионы. Поверхность большинства грунтов также несет частичный отрицательный заряд, что ограничивает возможность их взаимодействия с анионами. Еще один фактор, ограничивающий поглощение этих загрязнителей грунтом, — конкуренция со стороны макрокомпонентов. Известно, например, что сульфат и фосфат, имея структуру, близкую к оксоанионам V, Cr, W, As и Se, конкурируют с ними за центры связывания [Selim, 2013]. Учитывая эти факты, мы изначально не рассчитывали на высокую поглощающую способность грунтов по отношению к этим элементам, однако нашей задачей было оценить, в какой степени грунты основания золохранилища могут служить барьером на пути миграции выявленных загрязнителей. Количество поглощенных загрязнителей на единицу массы грунта и K_d , рассчитаны по данным экспериментов в статическом режиме и представлены в табл. 5.

В целом полученные величины K_d хорошо согласуясь с табулированными средними значениями для природных вод и грунтов в естественных условиях [Allison, Allison, 2005], объясняются достаточно низким содержанием всех рассмотренных элементов в жидкой фазе отходов ТЭЦ-22 (их концентрация близка к диапазону таковой для загрязненных природных вод). При сравнении полученных значений K_d можно также отметить, что

торф хорошо поглощает большинство выявленных элементов-загрязнителей и только по отношению к Se и As его эффективность низка. Суглинистые грунты лучше, чем торф, поглощают Se и As, и очень слабо Mo и Cr. Суглинок (образец 5) относительно активно связывает V, Se, As, хуже W и практически не поглощает Mo и Cr. Почва проявляет низкую сорбирующую способность по отношению ко всем изучаемым элементам. Следует также отметить, что pH равновесного раствора для торфа существенно ниже, чем для суглинистых грунтов. Это следствие высокой буферной емкости торфа, обусловленной присутствием в нем гумусовых кислот — природных полиэлектролитов переменного состава, содержащих как кислотные, так и основные функциональные группы.

Таблица 5

Оценка поглощающей способности грунтов в статическом режиме

Грунты	pH раствора		Поглощенное количество загрязнителя, мг/100 г					
	1	2	V	Mo	W	Cr	Se	As
Глина, образец 1	8,48	7,79	0,22 (717)	0,02 (5)	0,05 (248)	0,03 (95)	0,06 (161)	0,36 (1327)
Торф, образец 2		5,40	0,23 (1137)	0,35 (895)	0,06 (3152)	0,05 (574)	0,03 (57)	0,11 (41)
Суглинок, образец 3		7,40	0,22 (706)	0,06 (18)	0,05 (263)	0,01 (16)	0,06 (143)	0,36 (1744)
Суглинок, образец 4		7,83	0,22 (859)	0,04 (13)	0,04 (222)	0,01 (14)	0,05 (134)	0,36 (1310)
Суглинок, образец 5		7,93	0,22 (752)	0,01 (3)	0,03 (88)	0,002 (4)	0,05 (101)	0,34 (704)
Почва, образец 6		7,52	0,16 (184)	0,03 (9)	0,04 (150)	0,02 (60)	0,01 (15)	0,17 (76)

Примечания: 1 — исходный раствор; 2 — равновесный раствор; в скобках — значения K_d , мг/г.

По оценке в статических условиях выбраны образцы грунтов для исследований в динамических условиях, что позволит получить исходные данные для моделирования транспортировки загрязнителей в грунтовой толще по глубине и во времени. В экспериментальную серию по определению поглощающей способности в динамических условиях нами включены четыре образца: торф (образец 2), суглинок (образец 5), суглинок (образец 3) и глина (образец 1). Выбор образцов обоснован следующими соображениями:

- торф почти повсеместно развит в районе размещения хранилища золы и в статических условиях показал себя хорошим сорбентом;
- суглинок (образец 5) характеризует покровные отложения в ложе накопителей с минимальной протекторной способностью;

– глина (образец 1) и суглинок (образец 3), демонстрирующие значительную поглощающую способность и низкие фильтрационные характеристики, могут быть использованы (при необходимости) для создания дополнительного искусственного противомиграционного и противомиграционного экрана;

– почва исключена из дальнейшего рассмотрения, поскольку показала себя плохим сорбентом и, следовательно, с экономической точки зрения ее целесообразнее оставить для сельскохозяйственного использования. Суглинки (образцы 3 и 4) достаточно близки по составу и свойствам, поэтому в дальнейших исследованиях использовался только образец 3.

В сорбционных экспериментах в динамическом режиме использовался модельный раствор (табл. 4). Данные этих экспериментов представлены на рис. 1, а–б, а в виде графиков зависимости концентрации элементов-загрязнителей в последовательных порциях фильтрата от объема пропущенного раствора («выходные кривые»). На рис. 1, б и 2, б приведены в качестве примера кривые десорбции V и Cr, полученные при фильтрации дистиллированной воды через образцы, насыщенные элементами-загрязнителями. Остальные кривые десорбции имели ниспадающую форму без характеристических участков. Эксперименты по десорбции позволяют сделать некоторые выводы о механизме поглощения элементов-адсорбентов и оценить прочность их связывания, что позволяет оценить опасность загрязнения подземных и поверхностных вод в результате инфильтрации атмосферных осадков через основание хранилища после окончания эксплуатации

объекта. Поскольку содержание разных элементов в модельном растворе существенно отличается (от 0,04 до 1,2 мг/л), для большей сопоставимости и наглядности «выходные кривые» сгруппированы по элементам. Как видно на графиках, характер «выходных кривых» существенно различается для грунтов и элементов.

Изменение pH в пробах фильтрата при исследовании сорбционных и десорбционных процессов на разных грунтах показано на рис. 7, а и б соответственно.

В фильтрационных экспериментах по оценке поглощающей способности исследуемые грунты по-разному влияют на pH фильтрующегося раствора, что связано с различиями в преобладающих механизмах фиксации элементов-загрязнителей.

Таблица 6

Поглощающая способность грунтов и характеристика десорбции (динамический режим)

Элементы-загрязнители	Торф, образец 2		Глина, образец 1		Суглинок, образец 3		Суглинок, образец 5	
	1	2	1	2	1	2	1	2
V	0,405	77	0,244	45	0,260	97	0,178	72
W	0,011	49	0,003	34	0,004	60	0,002	50
Mo	0,086	7	0,008	13	0,022	12	0,007	10
Cr	0,064	1	0,008	4	0,0008	64	0,0007	18
Se	0,003	15	0,001	45	0,003	53	0,001	20
As	0,006	73	0,005	70	0,013	76	0,008	61

Примечания: 1 — поглощенное количество элемента-загрязнителя на единицу массы грунта (N_d), мг/г; 2 — суммарная десорбция элемента-загрязнителя (D), %.

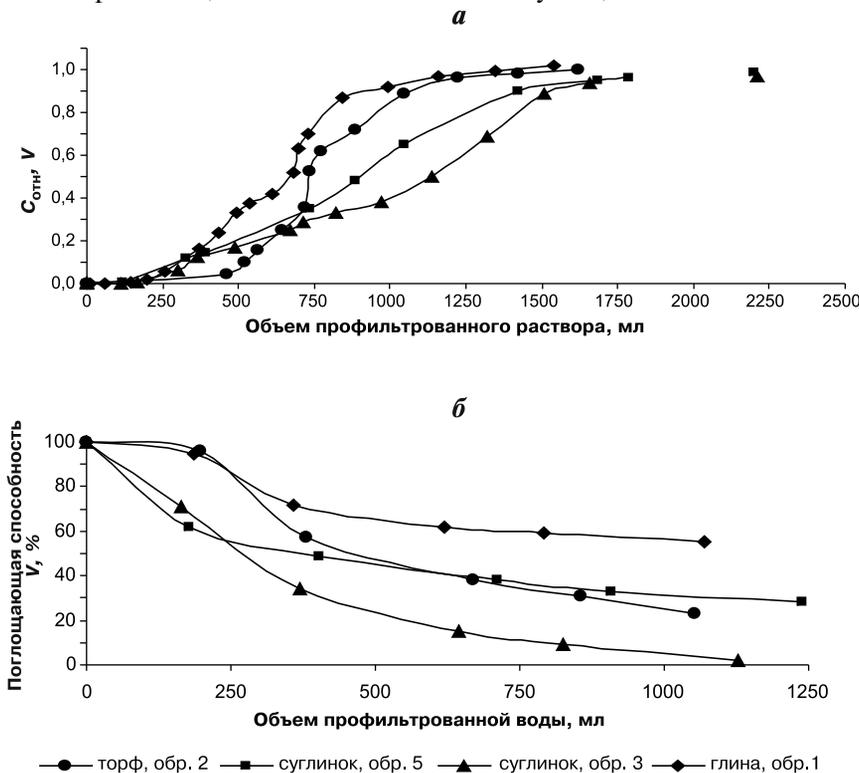


Рис. 1. Выходные кривые для ванадия (а) и кривые его десорбции (б) (содержание V в модельном растворе 1,17 мг/л)

Рассчитанные по экспериментальным кривым величины сорбционной емкости грунтов в отношении элементов-загрязнителей и процент их десорбции приведены в табл. 6.

Максимальным содержанием в модельном растворе характеризуется ванадий, поэтому его поглощение может стать процессом, лимитирующим эффективность работы грунтовой толщи как защитного барьера. Согласно данным [Burke et al., 2012; Larsson et al., 2013], связывание V почвами и грунтами в нейтральной и слабощелочной среде имеет неспецифическую природу (физическая сорбция или образование поверхностных внешнесферных комплексов). Поэтому логично предположить, что в условиях нашего эксперимента также не происходит специфическое связывание V. Для V не выявлена четкая зависимость между изменением pH фильтрата и его поглощением, что подтверждает предположение о неспецифическом связывании V.

Наибольшим поглощением V (табл. 6) характеризуются глина (образец 1) и суглинок (образец 3) — грунты с высокой дисперсностью и значительным содержанием смектитов. По-видимому, основной фактор, обуславливающий их сорбционную активность по отношению к V, — присутствие Fe(III). Оксидные соединения Fe(III) могут содержаться в грунтах в виде пленок и аморфных форм, сообщающих поверхности грунта частичный положительный заряд и способствующих поглощению ванадатов и других анионов [Larsson et al., 2013]. Результаты анализа 0,1M HNO₃ вытяжек из этих грунтов свидетельствуют в пользу предположения большой роли железа в связывании V (в образце 1 содержится 2,2 мг/г, в образце 3 — 0,52 мг/г, а в образце 5 — 0,42 мг/г Fe в виде аморфных форм).

Кривые десорбции V (рис. 1, б) и данные табл. 6 (от 45 до 97%)

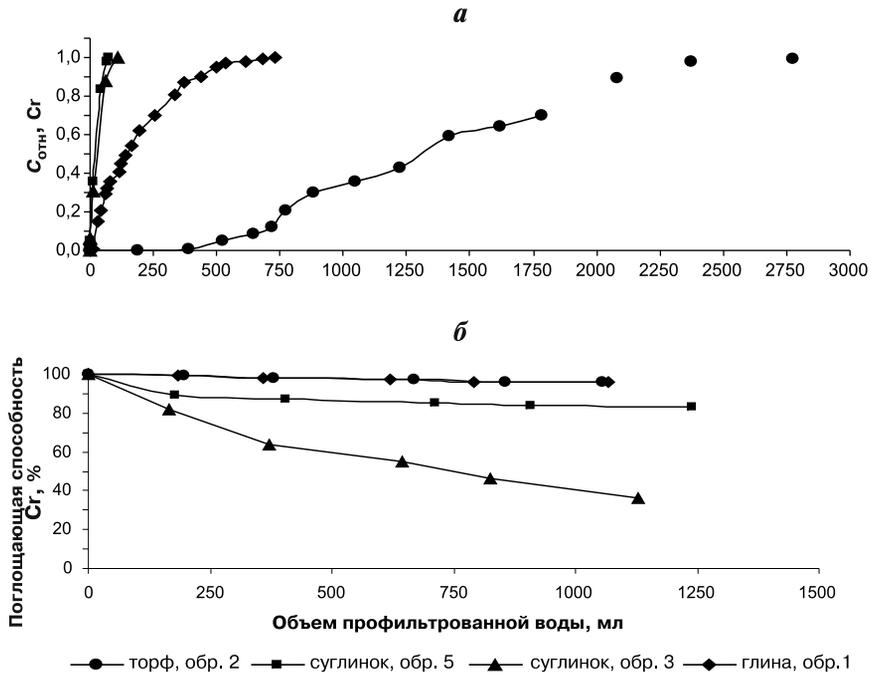


Рис. 2. Выходные кривые для хрома (а) и кривые его десорбции (б)

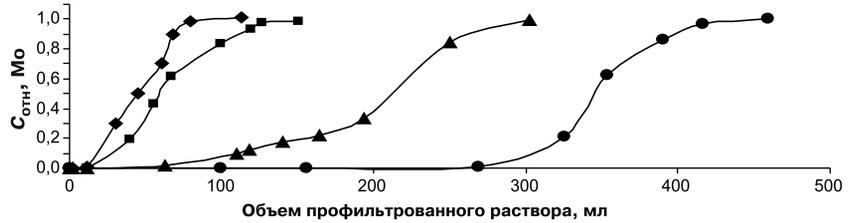


Рис. 3. Выходные кривые для молибдена

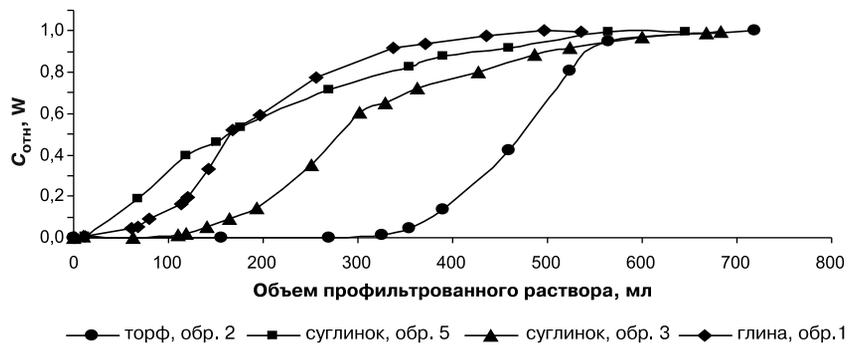


Рис. 4. Выходные кривые для вольфрама

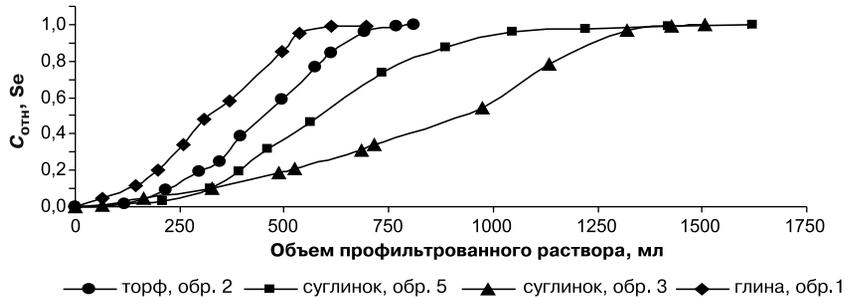


Рис. 5. Выходные кривые для селена

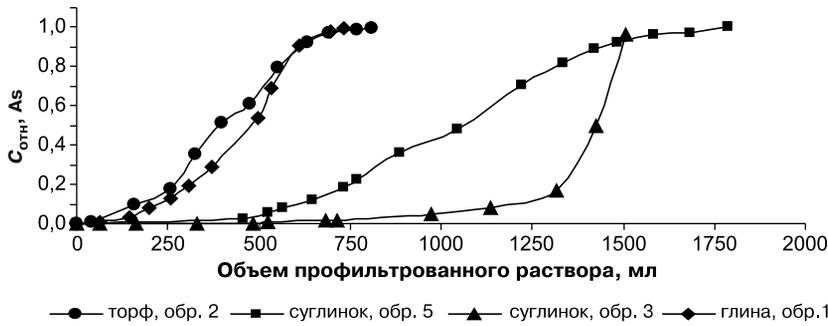


Рис. 6. Выходные кривые для мышьяка

демонстрируют непрочность его связывания всеми изученными грунтами, что свидетельствует о том, что связывание ванадия происходит преимущественно по механизму физической сорбции или осаждения. Значительная десорбция V обязательно должна быть учтена при прогнозных расчетах.

Хром, молибден и вольфрам хорошо поглощаются торфом. В работах, посвященных исследованию сорбции этих элементов [Balan et al., 2009; Golberg, 1996], отмечено, что фиксация их оксоанионов, в виде которых они присутствуют в водных растворах, происходит в основном за счет образования внутрисферных комплексов. При сравнении точек начала подъема выходных кривых Cr, Mo и W для торфа и соответствующей кривой изменения pH фильтрата (рис. 7, а) хорошо видно, что при фильтрации раствора объемом 300 мл происходит полное поглощение этих загрязнителей,

причем pH фильтрата удерживается на значении 4,7. В кислой среде растворимость вольфрамовой кислоты весьма низка и возрастает с увеличением pH [Бычков, Зуйков, 2005], что объясняет связывание W торфом. При резком повышении pH фильтрата до 7,7 сорбция Mo, а затем W прекращается.

Данные десорбции этих элементов с торфа показывают, что Cr и Mo прочно удерживаются торфом (десорбция составила всего 1 и 7% соответственно), а W фиксируется значительно хуже (49%). Суглинистые грунты (по сравнению с торфом) поглощают меньшее количество Mo и W (в 4–10 раз), а Cr на 1–2 порядка. Десорбция при этом весьма значительная — до 64%, т.е. суглинистые грунты, как и ожидалось, не являются эффективными сорбентами для этих элементов.

As и Se (как и Cr, Mo, W), существующие в водных растворах в виде анионных комплексов, на суглинистых разностях (образцы 1, 3, 4) сорбируются лучше, чем на торфе. Это, по-видимому, указывает на различие в преобладающих механизмах фиксации. Сорбция мышьяка и селена наиболее значительна на суглинке (образец 3). Считается, что основной механизм связывания грунтами As, Se, Cr, Mo и W — образование внутрисферных комплексов с оксидами Fe(III), Mn(IV), Al(III). Однако в наших экспериментах не прослеживается параллель между содержанием Fe в грунтах и поглощением Se и As. Учитывая низкое содержание этих элементов в модельном растворе, делать какие-либо заключения на этот счет было бы необоснованным.

Суглинистые разности значительно меньше влияют на pH фильтрующегося раствора, чем торф (рис. 7, а). При оценке десорбции кривые изменения pH практически идентичны для всех исследованных грунтов и после небольшого начального подъема асимптотически приближаются к значению 7 (рис. 7, б).

Расчеты по модели, приведенной в работе [Petrova, Sergeev, 1996], показали, что экспериментальные выходные кривые для наиболее проблемных загрязнителей

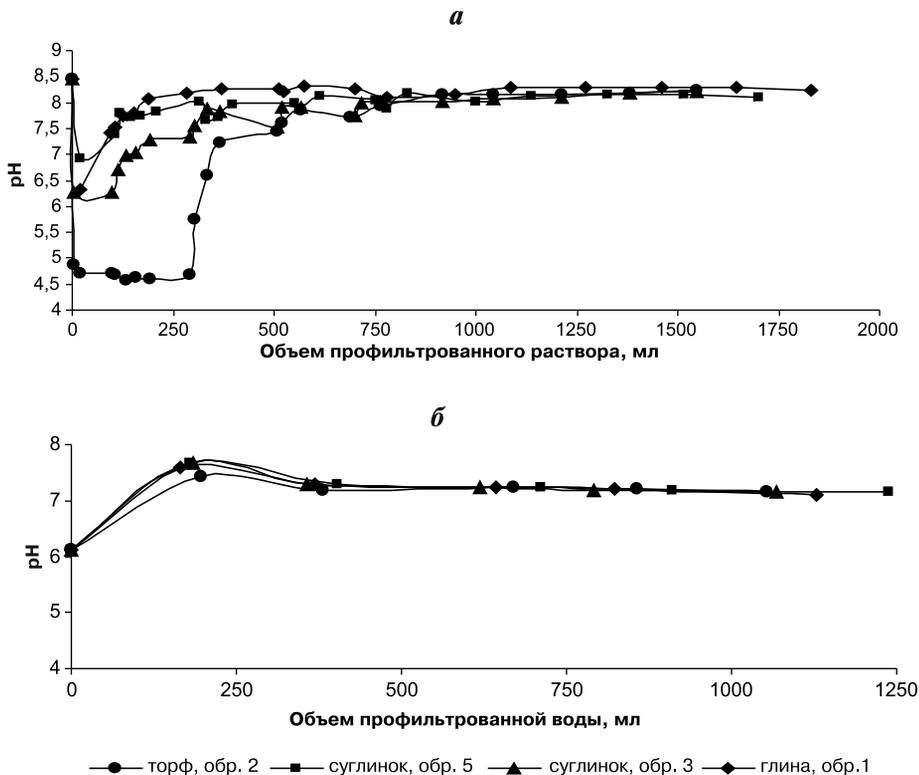


Рис. 7. Изменение pH проб фильтрата при оценке сорбции (а) и десорбции (б) элементов-загрязнителей для различных грунтов

V, Cr, Mo, W хорошо согласуются с расчетными ($R^2=0,97\pm 0,993$). Следовательно, полученные данные могут служить достаточно надежной основой для количественного прогнозирования эффективности работы грунтовой толщи в основании накопителя золы Сахалинской ГРЭС-2 с использованием предложенной модели.

Заключение. Исследования показали принципиальную возможность способа оценки и моделирования состава отходов ГРЭС, который

позволяет определить (в динамическом режиме) сорбционную способность грунтов основания накопителей отходов на стадии проектирования предприятия. Полученные данные послужили основой для количественного прогнозирования характера распространения потенциальных загрязнителей по глубине и во времени, а также для разработки проектных мероприятий, исключающих возможность загрязнения водных ресурсов района [Степанова и др., 2015].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белюсова А.П. Качество подземных вод: Современные подходы к оценке. М.: Наука, 2001. 338 с.

Бычков А.Ю., Зуйков В.В. Растворимость вольфрамовой кислоты и формы переноса вольфрама в хлоридно-натровых растворах при температуре 25 °С // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 1. С. 69–71.

Варламова С.И. Расчет времени работы сорбционного экрана при захоронении гальванических шламов // Изв. вузов. Химия и химическая технология. 2005. Т. 48, вып. 4. С. 70–72.

Защита подземных вод от загрязнения / Под ред. В.И. Сергеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. С. 31–47.

Практикум по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова. В.А. Королева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 84–94.

Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л., Свиточ Н.А. Количественная оценка грунтовой толщи как геохимического барьера // Геохимические барьеры в зоне гипергенеза / Под ред. Н.С. Касимова, А.Е. Воробьева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. С. 334–346.

Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л., Свиточ Н.А. Апробирование методики оценки защищенности подземных вод на примере золохранилища Артемовской котельни // Геоэкология. 2009. № 4. С. 321–329.

Степанова Н.Ю., Сергеев В.И., Петрова Е.В. Практическое решение проблемы защиты водных ресурсов от загрязнения в районах размещения промышленных отходов (на примере проектируемой Сахалинской ГРЭС-2) // Инженерные изыскания. 2015. № 10–11. С. 34–40.

Allison J.D., Allison T.L. Partition coefficients for metals in surface water, soil, and waste // EPA/600/R-05/074. 2005. July.

Balan C., Bilba D., Macoveanu M. Sphagnum moss peat as a potential sorbent and reductant for chromium (VI)

removal from aqueous solutions // Cellulose Chem. Technol. 2009. Vol. 43 (1–3). P. 99–104.

Burke I.T., Mayes W.M., Peacock C.L. et al. Speciation of arsenic, chromium, and vanadium in red mud samples from the Ajka spill site, Hungary // Environ. Sci. Technol. 2012. Vol. 46(6). P. 3085–3092.

Buszewski B., Kowalkowski T. A new model of heavy metal transport in the soil using nonlinear artificial neural networks // Environ. Engineering Sci. 2006. Vol. 23, N 4. P. 589–595.

Fonseca B., Teixeira A., Figueiredo H., Tavares T. Modelling of the Cr(VI) transport in typical soils of the North of Portugal // J. Hazard. Materials. 2009. Vol. 167. P. 756–762.

Golberg S., Forster H.S., Godfrey C.L. Molybdenum adsorption on oxides, clay minerals, and soils // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1996. Vol. 60, N 2. P. 425–432.

Larsson M.A., Baken S., Gustafsson J.P. et al. Vanadium bioavailability and toxicity to soil microorganisms and plant // Environ. Toxicol. Chem. 2013. Vol. 32. P. 2266–2273.

Petrova E., Sergeev V. Mathematical modeling of a migration process and forecasting solution for one-, two-, three-layer subsoil of the aeration zone // Applied Geochemistry. 1996. Vol. 11, Iss. 1–2. P. 305–309.

Selim H.M. Competitive sorption of heavy metals in Soils: Experimental evidence // Competitive Sorption and Transport of Heavy Metals in Soils and Geological Media / Ed. H.M. Selim. L.; N.Y.: CRC Press, Taylor & Francis Group Boca Raton, 2013. P. 35–40.

Tsang D.C.W., Lo I.M.C. Competitive Cu and Cd sorption and transport in soils: A combined batch kinetics, column and sequential extraction study // Environ. Sci. Technol. 2006. Vol. 40. P. 6655–6661.

Поступила в редакцию
20.10.2016

УДК 624.131.3

П.И. Котов¹, Л.Т. Роман², М.Н. Царапов³**ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОТТАИВАНИЯ И УПЛОТНЕНИЯ НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ⁴**

Приведены результаты лабораторных исследований влияния условий оттаивания (плоскопараллельного или всестороннего) на деформационные характеристики (коэффициент оттаивания и сжимаемости) оттаивающих грунтов (песок, супесь, суглинок) с заданными физическими свойствами массивной и слоистой криогенной текстуры. Установлено, что значения коэффициента оттаивания больше при всестороннем оттаивании, а коэффициента сжимаемости — при плоскопараллельном оттаивании. Полученные данные позволили установить применимость опытного определения деформационных характеристик оттаивающих грунтов независимо от условий оттаивания.

Ключевые слова: оттаивающие грунты, коэффициент оттаивания, коэффициент сжимаемости, плоскопараллельное и всестороннее оттаивание.

The results of laboratory studies of the effect of thawing conditions (plane-parallel or three dimensional) on the deformation characteristics (thawing and compression coefficients) thawing soils (sand, sandy loam, clay loam) with desired physical properties of massive and layered cryogenic textures presented in the article. It was found that the values of the thawing coefficient bigger after three dimensional thawing, and compression coefficient after plane-parallel thawing. The obtained data allowed to establish the applicability of the experimental determination of thawing soils deformation characteristics regardless of thawing conditions.

Key words: thawing soils, thawing coefficient, compression coefficient, plane-parallel and three dimensional thawing.

Введение. Характеристики оттаивающих грунтов — исходные параметры при расчете осадков оснований объектов, возводимых в криолитозоне по второму принципу (т.е. грунты основания используются в оттаявшем или оттаивающем состоянии), трубопроводов и дорог [Роман, 2002; СП 25.13330.2012, 2012; Цытович, 1973]. В последнее время получили широкое применение математические программы, основанные на методе конечных элементов, с помощью которых выполняют расчеты осадков при оттаивании, причем в этих программах также используются деформационные характеристики, полученные экспериментальным путем [Агафонов, 2010; Власов, 2010; Кудрявцев, 2004]. Поэтому необходимо уделить большее внимание методикам их определения с целью повышения достоверности расчетов, а также разработке новых подходов, которые позволят получать достоверные данные. В соответствии с накопленным опытом исследования деформационных характеристик оттаивающих грунтов выделяются два методических подхода к компрессионным испытаниям в зависимости от условий оттаивания: 1) плоскопараллельный; 2) всесторонний.

Рядом исследователей разработаны различные конструкции приборов для указанных способов испытаний. Схемы основных из них представлены на рис. 1 и 2.

Определение деформационных характеристик оттаивающих грунтов в условиях плоскопараллельного оттаивания наиболее соответствует естественному процессу оттаивания деятельного слоя с послойным уплотнением оттаивающего массива грунтов под действием природного давления. При этом соблюдается условие одномерной задачи — равномерное сжатие без возможности бокового расширения. Именно для этого случая и были разработаны методы прогноза осадков [Цытович, 1973]. Соблюдение условий плоскопараллельного оттаивания обеспечивается устройством теплоизоляции по дну и боковой поверхности приборов. Оттаивание выполняется посредством горячей воды в штампе, подаваемой через термостат, либо путем нагрева поверхности штампа.

Указанные особенности усложняют конструктивное решение приборов, увеличивают период испытаний. Это приводит к тому, что при массовом определении деформационных характеристик

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: kotovpi@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, зав. лаб., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: ltr@inbox.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: 2265128@mail.ru

⁴ Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 16-35-00227 мол_а).

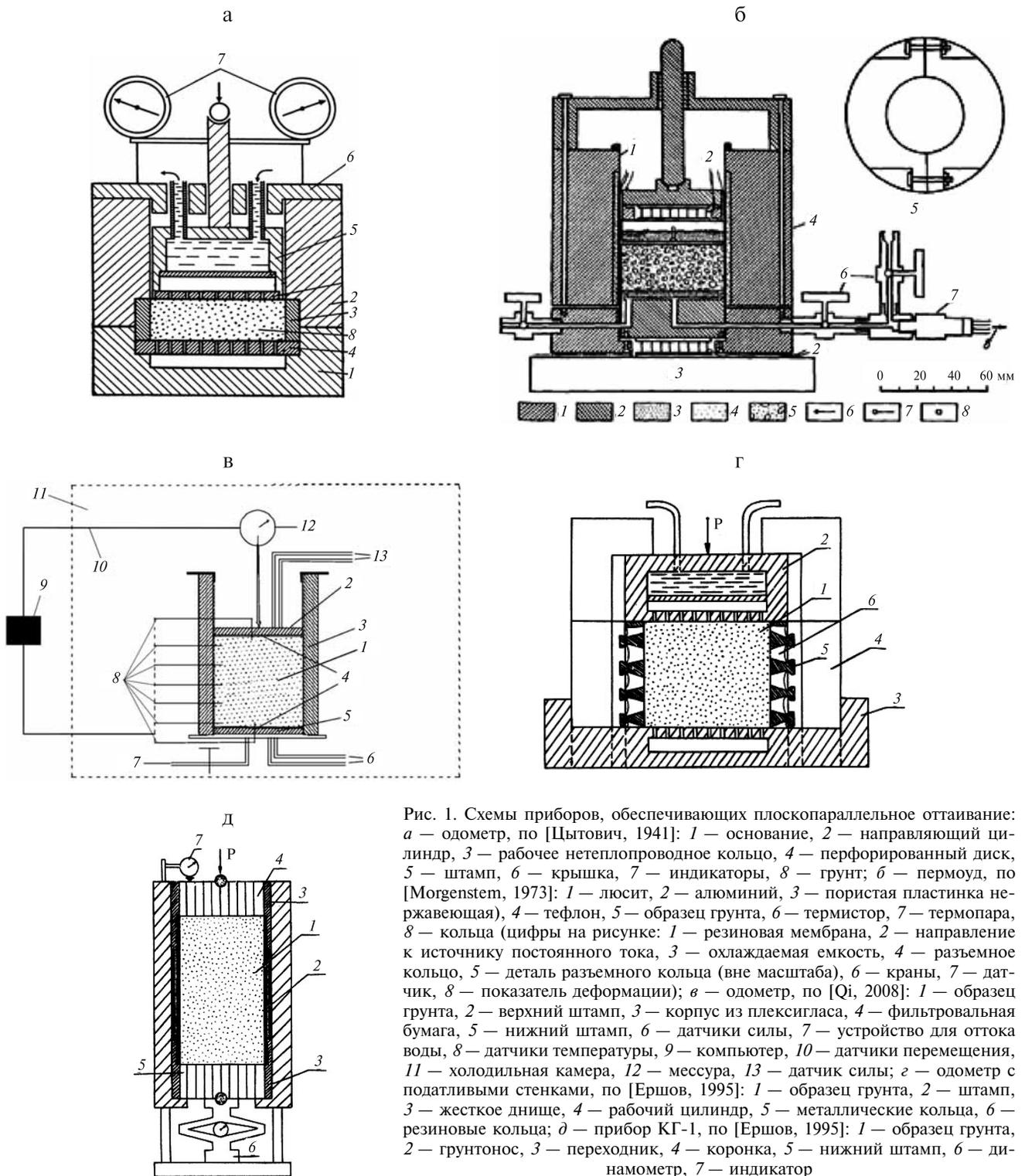


Рис. 1. Схемы приборов, обеспечивающих плоскопараллельное оттаивание: *а* — одомер, по [Цытович, 1941]: 1 — основание, 2 — направляющий цилиндр, 3 — рабочее нетеплопроводное кольцо, 4 — перфорированный диск, 5 — штамп, 6 — крышка, 7 — индикаторы, 8 — грунт; *б* — пермоуд, по [Morgenstem, 1973]: 1 — люцит, 2 — алюминий, 3 — пористая пластинка нержавеющей, 4 — тефлон, 5 — образец грунта, 6 — термомпара, 7 — термопара, 8 — кольца (цифры на рисунке: 1 — резиновая мембрана, 2 — направление к источнику постоянного тока, 3 — охлаждаемая емкость, 4 — разъемное кольцо, 5 — деталь разъемного кольца (вне масштаба), 6 — краны, 7 — датчик, 8 — показатель деформации); *в* — одомер, по [Qi, 2008]: 1 — образец грунта, 2 — верхний штамп, 3 — корпус из плексигласа, 4 — фильтровальная бумага, 5 — нижний штамп, 6 — датчики силы, 7 — устройство для оттока воды, 8 — датчики температуры, 9 — компьютер, 10 — датчики перемещения, 11 — холодильная камера, 12 — мессура, 13 — датчик силы; *г* — одомер с податливыми стенками, по [Ершов, 1995]: 1 — образец грунта, 2 — штамп, 3 — жесткое днище, 4 — рабочий цилиндр, 5 — металлические кольца, 6 — резиновые кольца; *д* — прибор КГ-1, по [Ершов, 1995]: 1 — образец грунта, 2 — грунтонос, 3 — переходник, 4 — коронка, 5 — нижний штамп, 6 — динамометр, 7 — индикатор

оттаивающих грунтов на стадии инженерных изысканий более приемлемы приборы с допущением всестороннего оттаивания. Отметим, что такая методика использована рядом авторов [Аткачис, 1977; Киселев, 1978; Сроу, 1973]. Однако исследования, направленные на выявления сопоставления количественных значений деформационных характеристик оттаивающих грунтов, определенных по обеим методикам, практически отсутствуют.

Расхождения в получаемых результатах могут быть обусловлены разной скоростью оттаивания,

влиянием граничных условий оттаивания на формирование структуры, текстуры, плотности и влажности при оттаивании и уплотнении.

Методика исследования. Исследования выполняли на двух типах приборов [Kotov, 2015]. Прибор, обеспечивающий плоскопараллельное оттаивание, включал изоляцию боковой поверхности и нижнего торца нетеплопроводным материалом капролоном. Толщина изоляционного слоя составляла 30 мм. В приборе для всестороннего оттаивания теплоизоляция отсутствовала. Образцы

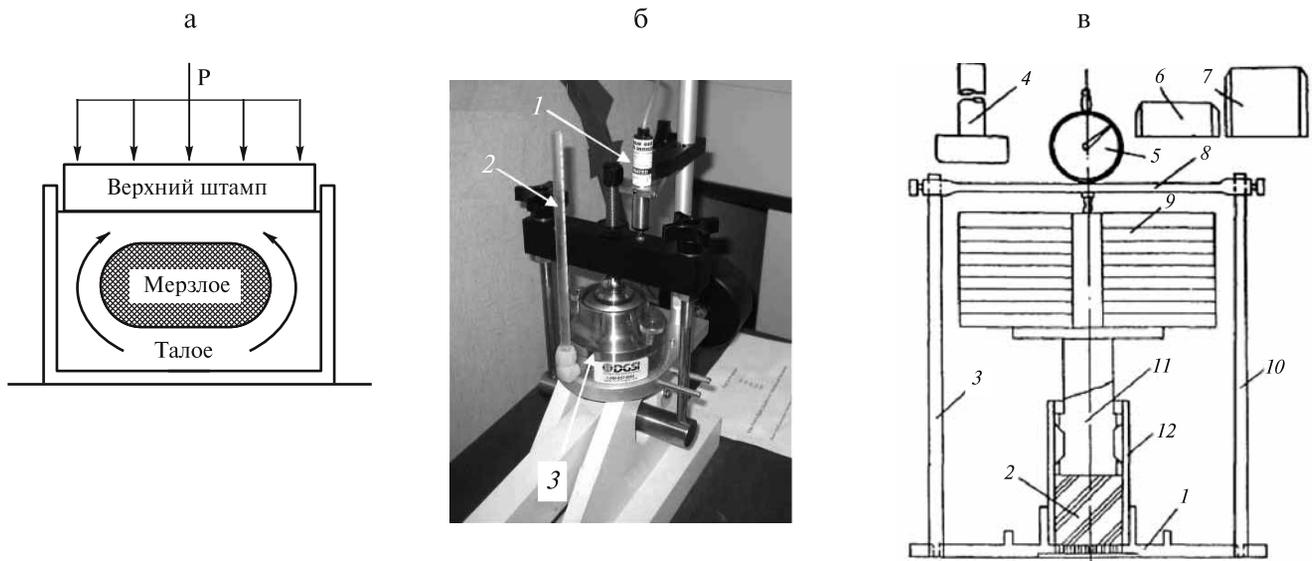


Рис. 2. Схемы приборов, обеспечивающих всестороннее оттаивание грунтов: а — консолидомер, по [Стогу, 1973]; б — консолидомер, по [Paudel, 2009] (1 — датчик деформации, 2 — трубка, 3 — одометр); в — прибор относительной просадочности, по [Аткачис, 1977] (1 — пята-подставка; 2 — керн мерзлого грунта; 3 — левая стойка; 4 — толкатель; 5 — индикатор; 6, 7 — пробоотборники; 8 — переключатель; 9 — груз; 10 — правая стойка; 11 — штамп; 12 — цилиндр для керна)

диаметром 70,1 мм и высотой 35 мм помещали в металлическое кольцо. Поровая влага, образующаяся при оттаивании, отфильтровывалась только через перфорированный верхний штамп.

Методика испытаний сводилась к следующему. Приборы устанавливали в холодильной камере, имеющей температуру $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Образцы грунта в мерзлом состоянии помещали в приборы и загружали первой ступенью нагрузки 0,025 МПа либо 0,1 МПа для глинистых грунтов и 0,2 МПа — для песчаных. Под указанной нагрузкой наблюдали за осадкой образцов в мерзлом состоянии до условной стабилизации, равной 0,01 мм за 12 ч. Затем холодильную камеру отключали, и под действием этой же нагрузки происходило полное оттаивание образцов до указанного выше значения стабилизированной осадки. Затем выполнялось уплотнение образца ступенями возрастающей нагрузки. Приращение нагрузки на каждой ступени составляло 0,05 МПа для глинистых грунтов и 0,075 МПа для песчаных. Каждая ступень нагрузки также выдерживалась до условной стабилизации осадки [ГОСТ 12248-2010, 2011].

По результатам испытаний построены графики зависимости относительной осадки (ε) на каждой ступени нагрузки (σ_j) от времени (t) (рис. 3 а) и услов-

но стабилизированной осадки ($\varepsilon_{\text{ст}}$) от напряжения (σ_j) (рис. 3 б). Определялся коэффициент оттаивания (A_{th}), равный относительной стабилизированной осадке оттаивания и уплотнения под первой ступенью нагрузки. По наклону графика $\varepsilon_{\text{ст}} - \sigma$ рассчитывали коэффициент сжимаемости (m).

В каждом опыте использовали 3 образца с одинаковыми влажностью и плотностью. Были изготовлены образцы с массивной и слоистой криогенной текстурой.

Образцы с массивной криогенной текстурой замораживали в холодильной камере с температурой $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и выдерживали в течение суток. Слоистая текстура создавалась путем послойного добавления воды на мерзлую поверхность грунта. Исследовали образцы с одним шлиром толщиной 2 мм и с 3 шлирами толщиной 0,065 мм. При этом влажность для всех образцов была одинаковая. Для слоистых криогенных текстур это достигалось за счет уменьшения влажности минеральных прослоев.

Состав и физические свойства грунтов. Экспериментальные исследования влияния условий оттаивания на деформационные характеристики оттаивающих грунтов проводили на модельных образцах нарушенного сложения, отобранных в

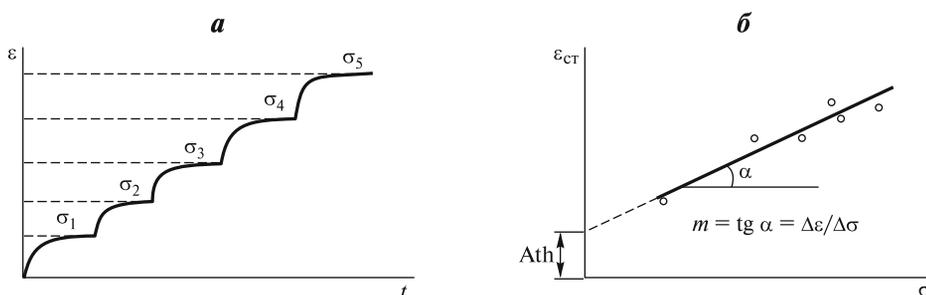


Рис. 3. Зависимости развития относительной осадки от времени при каждой ступени нагружения (а) и стабилизированной осадки от напряжения (б)

Таз-Енисейской области с глубины до 5 м. Исследовали три вида грунта — песок, супесь, суглинок:

— песок кварцевый верхнеплейстоценового возраста прибрежно-морского генезиса (качанцевская свита, $m, Q_{III} Kz$), темно-серого цвета, хорошо сортированный. Плотность твердого компонента $2,65 \text{ г/см}^3$;

— супесь среднеплейстоценового возраста морского, ледниково-морского генезиса (салехардская свита, $m, gm Q_{II} sh$), коричневого цвета. Плотность твердого компонента $2,69 \text{ г/см}^3$. Нижний предел пластичности равен $0,136$ долей единиц (д.е.), а число пластичности — $0,048$ д.е.;

— суглинок среднеплейстоценового возраста морского, ледниково-морского генезиса (салехардская свита, $m, gm Q_{II} sh$), серого цвета. Плотность твердого компонента $2,71 \text{ г/см}^3$. Нижний предел пластичности равен $0,20$ д.е., а число пластичности — $0,095$ д.е.

Гранулометрический состав определялся ареометрическим методом (табл. 1). Диапазон изменения влажности и плотности для песчаных и глинистых модельных образцов задавали в соответствии с их предельными значениями, полученными по данным лабораторных исследований грунтов ненарушенной структуры.

Таблица 1

Гранулометрический состав исследованных грунтов

Содержание частиц в каждой фракции, %							Название грунтов*
диаметр частиц, мм							
1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,002	<0,002	
1	4	63	14	10	8	0	песок пылеватый
1	4	10	32	23	28	2	супесь пылеватая
1	1	10	15	20	33	20	суглинок легкий пылеватый

* По [ГОСТ 25100-2010, 2011].

В связи с тем, что значения деформационных характеристик оттаивающих грунтов обусловлены в основном исходными значениями плотности и влажности [Kotov, 2013], статистическая обработка показателей свойств грунтов показала, что коэффициент вариации для влажности не превышает 3%, а плотности — 1%. Это позволяет выявить общие закономерности влияния только условий оттаивания на деформационные характеристики.

Результаты экспериментальных исследований.

Результаты статистической обработки полученных значений деформационных характеристик представлены в табл. 2. При этом рассчитывались средние значения и коэффициент вариации каждой деформационной характеристики, полученные при разных условиях оттаивания.

Таблица 2

Результаты статистической обработки значений опытных средних величин деформационных характеристик и коэффициента вариации

W, д.е	Криогенная текстура	Нагрузка при оттаивании, МПа	Значения при оттаивании			
			плоскопараллельном		всестороннем	
			$A_{th}, \text{ д.е./}m, \text{ МПа}^{-1}$	V_{Ath}/V_m	$A_{th}, \text{ д.е./}m, \text{ МПа}^{-1}$	V_{Ath}/V_m
Песок						
0,18	массивная	0,2	0,075/0,032	6/7	0,075/0,031	5/7
		0,025	0,062/0,047	4/12	0,062/0,047	8/9
0,25		0,2	0,105/0,038	5/5	0,107/0,037	4/8
		0,025	0,083/0,051	5/3	0,087/0,052	5/5
Супесь						
0,18	массивная	0,1	0,145/0,091	6/6	0,152/0,082	3/8
		0,025	0,128/0,171	3/6	0,128/0,164	2/6
0,28		0,1	0,202/0,102	2/9	0,208/0,095	4/8
		0,025	0,183/0,197	4/7	0,184/0,188	8/8
	слоистая; 1 шпир	0,1	0,192/0,088	7/7	0,203/0,08	4/9
		0,025	0,181/0,176	4/6	0,183/0,164	2/7
	слоистая; 3 шпир	0,1	0,187/0,088	5/5	0,193/0,079	3/9
		0,025	0,175/0,174	7/8	0,182/0,162	3/8
Суглинок						
0,3	массивная	0,1	0,131/0,111	7/6	0,14/0,093	5/13
		0,025	0,109/0,204	5/6	0,112/0,18	9/10
0,4		0,1	0,231/0,123	3/6	0,251/0,107	9/9
		0,025	0,214/0,245	5/7	0,22/0,237	7/6
	слоистая; 1 шпир	0,1	0,207/0,115	7/8	0,233/0,105	4/8
		0,025	0,196/0,239	5/6	0,213/0,206	5/9
	слоистая; 3 шпир	0,1	0,198/0,111	5/11	0,225/0,103	6/7
		0,025	0,194/0,203	4/7	0,197/0,191	5/6

В результате экспериментальных исследований выявлено, что значения коэффициента оттаивания при всестороннем оттаивании больше, чем при плоскопараллельном. Максимальное отличие между ними составляет для песка 16%, для супеси 19%, для суглинка 27%. При этом коэффициент вариации коэффициента оттаивания для обоих условий оттаивания не превышал 9%.

Коэффициент сжимаемости по данным испытаний в основном больше при плоскопараллельном оттаивании, чем при всестороннем. Максимальная разница между значениями составляет для

песка 19%, для супеси 24% и для суглинка 33%. При этом коэффициент вариации коэффициента сжимаемости для обоих условий оттаивания не превышал 13%.

Таким образом, можно сделать вывод, что условия оттаивания влияют на значения коэффициентов сжимаемости и оттаивания, но коэффициент вариации деформационных характеристик не превышает 15%.

Анализ данных показал, что полученные значения деформационных характеристик соответствуют нормальному закону распределения, поэтому мы использовали критерии сравнения математических ожиданий и дисперсий для двух методик (плоскопараллельного и всестороннего оттаивания).

Для сравнения дисперсий использован критерий, основанный на распределении Фишера (F-критерий) [Спирин, 2004]. Рассчитанные значения критерия Фишера для всех грунтов для уровня значимости $\alpha=0,05$ получились меньше табличного, поэтому можно сделать вывод, что дисперсии полученных деформационных характеристик при разных условиях оттаивания равны.

Для сравнения двух средних значений использовался *t*-критерий (распределение Стьюдента) для двух независимых выборок данных при равных дисперсиях. Полученные значения *t*-критерия меньше критического значения для всех видов грунтов. Статистическая обработка данных позволяет сделать вывод о равнозначности двух методик определения деформационных характеристик.

Обсуждение результатов. Из внешних факторов наибольшее влияние на деформационные характеристики оказывает скорость оттаивания. Экспериментальными исследованиями установлено, что при скорости оттаивания, превышающей 1,5 см/ч, происходит деформация грунта за счет объемных фазовых изменений при переходе льда в воду, а также преобразование структуры и текстуры (смыкание макропор) при консолидации оттаивающего грунта. Уменьшение скорости оттаивания приводит к развитию различных физико-химических процессов (сегрегационному льдовыделению, усадке, набуханию), что влияет на значения деформационных характеристик [Ершов, 1985]. Поэтому, чтобы уменьшить число факторов, влияющих на значения осадки, исследования проводили при скорости более 1,5 см/ч.

Анализ данных табл. 2 показывает, что разное распределение льда в образцах при одинаковой суммарной влажности влияет на значения коэффициента оттаивания и сжимаемости. Коэффициент

оттаивания и сжимаемости уменьшается с увеличением количества шлиров в связи с образованием макропор, которые полностью не разрушаются и концентрируют влагу. Эти отличия, возможно, связаны с особенностями методики изготовления образцов, заключающейся в послойном намораживании, т.е. чем больше шлиров, тем больше неровностей и пустот могло быть на контакте лед — грунт, что в значительной степени могло повлиять на значения деформационных характеристик [Котов, 2014].

Значение давления при оттаивании влияет на коэффициент сжимаемости, который изменяется почти в 2 раза для глинистых грунтов, а для песчаных грунтов эти отличия не превышают 30%. Сжимаемость оттаивающих дисперсных грунтов определяется первоначальными значениями физических характеристик (плотность, суммарная влажность) после оттаивания, значения которых, как показали проведенные экспериментальные исследования, отличаются при разных способах оттаивания.

По результатам экспериментальных исследований при всестороннем оттаивании осадка на 5–20% больше, чем при плоскопараллельном. Наибольшая разница характерна для суглинка, а для песка условия оттаивания практически не влияют на значения осадок. Отличия обусловлены неравномерностью распределения напряжения в грунте в процессе оттаивания. Так, при всестороннем оттаивании грунта мерзлое ядро представляет собой концентратор напряжения, так как напряжения вокруг ядра превышает напряжение у стенок в 3 раза (по данным расчета в программе Terzaground), что приводит к большему уплотнению образца в центре [Kotov, 2015]. Оттаивание в песке происходит быстрее, чем в глинистых грунтах, поэтому влияние мерзлого ядра здесь слабее.

Заключение. Таким образом, в условиях заданных равнозначных значений начальной влажности условия оттаивания влияют на физическую сторону процесса консолидации. Увеличение скорости оттаивания и неравномерное распределение нагрузки при всестороннем оттаивании приводят к увеличению стабилизированной осадки. Именно это разное поведение грунтов при оттаивании обуславливает отличия деформационных характеристик при различных условиях оттаивания. Полученные данные статистической обработки результатов испытаний показали возможность применения всестороннего оттаивания при определении деформационных характеристик в лабораторных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов А.В., Ворков В.А.* Использование конечноэлементного анализа для расчета на прочность подземных трубопроводов с учетом тепловых деформаций грунтов // Изв. Самарского НЦ РАН. 2010. Т. 12, № 4(3). С. 535–539.
- Аткачис В.С.* Методика инженерно-геологических изысканий на участке Чара–Тында // Транспортное строительство. 1977. № 10. С. 12–17.
- Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Мнушкин М.Г., Тропкин С.Н.* Некоторые особенности геотехнического моделирования с помощью SIMULIA ABAQUS // Тр. Междунар. науч.-практ. конф. «Инженерные системы-2010». М.: Изд-во РУДН, 2010. С. 78–88.
- ГОСТ 12248-2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Стандартинформ, 2011. 109 с.
- Ершов Э.Д.* Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 167 с.
- Ершов Э.Д., Роман Л.Т.* Методы определения механических свойств мерзлых грунтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 161 с.
- Киселев М.Ф.* Теория сжимаемости оттаивающих грунтов под давлением. Л.: Стройиздат, 1978. 176 с.
- Котов П.И.* Компрессионное деформирование прибрежно-морских мерзлых грунтов при оттаивании (европейский север России, Западная Сибирь): Автореф. канд. дисс. М., 2014. 23 с.
- Кудрявцев С.А.* Геотехническое моделирование процесса промерзания и оттаивания морозоопасных грунтов. СПб.: АСВ, 2004. 37с.
- Роман Л.Т.* Механика мерзлых грунтов. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002. 426 с.
- СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: ФЦС, 2012. 52 с.
- Спирин Н.А., Лавров В.В.* Методы планирования и обработки результатов инженерного эксперимента. Екатеринбург: изд. ГОУ ВПО УГТУ–УПИ, 2004. 257 с.
- Цытович Н.А.* К расчету осадок фундаментов на оттаивающих грунтах // Тр. ЛИСИ. 1941. Вып. 3. С. 15–21.
- Цытович Н.А.* Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 446 с.
- Crory F.* Settlement associated with the thawing of permafrost // 2nd Int. Conf. on Permafrost. Yakutsk, 1973. P. 599–607.
- Kotov P.I.* Codification of deformation characteristics of thawing soils // Soil Mechanics and Foundation Engineering. 2013. Vol. 50(3). P. 123–127.
- Kotov P.I., Roman L.T., Sakharov I.I.* et al. Influence of thawing conditions and type of testing on deformation characteristics of thawing soil // Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2015. Vol. 52(5). P. 254–261.
- Morgenstem N.R., Smith L.B.* Thaw-consolidation tests on remoulded clays// Canad. Geotechn. J. 1973. Vol. 10. P. 25–39.
- Paudel B., Wang, B.* Coefficient of consolidation of the soils from the Mackenzie valley, Canada // 62nd Canad. Geotechn. Conference. Halifax, 2009. P. 67–73.
- Qi J., Ma W., Song C.* Influence of freeze–thaw on engineering properties of a silty soil // Cold Regions Sc. and Technology, 2008. Vol. 53. P. 397–404.

Поступила в редакцию
12.05.2016

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подписуточные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперидических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунок следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подписуточные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Люнд, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.Б. БУРОВ — профессор Университета Пьера и Марии Кюри, Франция
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОШУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.
Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 06.04.2017. Формат 60×90¹/₈.
Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.
Изд. № 10 733. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)
