

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 1 • 2020 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дубинин Е.П., Кохан А.В., Лейченко Г.Л., Шайхуллина А.А. Тектоническое строение и эволюция южной части Центрального сектора Индийского океана . .	3
Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургорского гранитного массива и углеродистых отложений его западного обрамлений (Южный Урал)	12
Воробей С.С., Гаранин В.К., Минервина Е.А., Посухова Т.В., Ся Вэй-шен. Минералогические и геохимические особенности мантийных ксенолитов из алмазных кимберлитов Китая и Якутии	21
Ши Сюйдун. Регенерационное железное оруденение на месторождении Сишимэн (северо-восток Китая)	28
Шелепов В.В., Тюкавкина О.В. Геофизические методы распределения коллекторских свойств сложнопостроенных ниже-среднеюрских залежей в пределах месторождений Широкого Приобья	37
Сивкова Е.Д., Сауткин Р.С. Оценка качества коллекторских свойств и перспектив нефтегазоносности негского горизонта в Лено-Тунгусском бассейне . .	42
Нагорная Е.В., Бакшеев И.А., Аносова М.О., Комарова М.М., Хабибуллина Ю.Н., Япаскурт В.О., Козионов А.Е., Волкова М.М. Шеелит золоторудного месторождения Кекура (Западная Чукотка): примесные элементы и флюидные включения	51
Немченко Е.И., Липатникова О.А., Демина Л.Л., Кравчишина М.Д., Лубкова Т.Н. Распределение элементов в вертикальном разрезе донных отложений Черного моря	60
Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С. Микроэлементы в водах родников Москвы	69
Дедюлина Е.А., Василевский П.Ю., Поздняков С.П. Чувствительность расчетов инфильтрационного питания к параметру связности пор зоны аэрации	81
Челнокова Г.А., Харитонов Н.А., Брагин И.В., Асеева А.В., Бушкарёва К.Ю., Лямина Л.А. Геохимия редкоземельных элементов в водах и вторичных минеральных отложениях термальных источников Камчатки	88

CONTENTS

Dubinin E.P., Kokhan A.V., Leitchenkov G.L., Shaikhullina A.A. Tectonic structure and evolution of the southern part of the Central sector of the Indian ocean .	3
Snachev A.V., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. Geology, formation conditions, and ore content of the Turgoyak granite massif and carbonaceous deposits of its western framing (South Ural)	12
Vorobei S.S., Garanin V.K., Minervina E.A., Posukhova T.V., Xia Wei Sheng. Mineralogical and geochemical features of mantle xenoliths from diamond bearing kimberlites of China and Yakutia	21
Shi Xudong. Regeneration iron metallization at the Xishimen field (North-East China) . .	28
Shelepov V.V., Tyukavkina O.V. Geophysical methods for determining the reservoir properties of complexly constructed Lower and Middle Jurassic deposits within the oil-gas fields of the Ob River Region	37
Sivkova E.D., Sautkin R.S. Reservoir quality assessing and petroleum potential of Nepa horizon in Lena-Tunguska basin	42
Nagornaya E.V., Baksheev I.A., Anosova M.O., Komarova M.M., Khabibullina Yu.N., Yapaskurt V.O., Kozionov A.E., Volkova M.M. Scheelite from Kekura gold deposit, Western Chukchi peninsula: Trace elements and fluid Inclusions .	51
Nemchenko E.I., Lipatnikova O. A., Demina L.L., Kravchishina M.D., Lubkova T.N. Distribution of elements in the vertical cut of bottom sediments of the Black sea	60
Savenko A.V., Savenko V.S., Pokrovsky O.S. Trace elements in the spring waters of Moscow	69
Dedulina E.A., Vasilevskiy P.Yu., Pozdniakov S.P. Sensitivity of recharge estimation to the pore connectivity parameter of vadose zone rocks	81
Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V., Aseeva A.V., Bushkareva K.Yu., Liamina L.A. Geochemistry of rees in the natural waters and the secondary phases from thermal fields of Kamchatka	88

УДК 551.242.23

Е.П. Дубинин¹, А.В. Кохан², Г.Л. Лейченко³, А.А. Шайхуллина⁴**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», Музей земледования, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ООО «Сварог» ???**ФГБУ ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1**Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**SVAROG LLP ???**FSBI "VNIIOkeangeologia"**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

На основании анализа глобальных цифровых моделей распределения разломных зон, глобальных и региональных моделей эволюции литосферы и опубликованных геолого-геофизических данных рассмотрены особенности строения и эволюции южной части центрального сектора Индийского океана. Проведено тектоническое районирование океанической коры региона. Установлены основные этапы развития литосферы.

Ключевые слова: Индийский океан, рельеф, тектоника, строение коры, эволюция.

The article is dedicated to review of structural and evolutionary peculiarities of the southern part of central sector of the Indian ocean. Study is based on analyses of global digital models, distribution of fractures, global and regional lithosphere evolution models and published geological and geophysical data. As a result of study, tectonic regionalization of oceanic crust of the area is presented and main evolution stages of the region are distinguished.

Key words: Indian Ocean, bottom topography, tectonics, crustal structure, evolution.

Введение. Площадь исследований находится в южной части центрального сегмента Индийского океана, который характеризуется сложным строением земной коры и поверхности морского дна. В пределах изучаемой акватории расположены океанические котловины (Крозе, Вальдивия и Эндерби), вулканические поднятия (Конрад, Дель Кано, Крозе), микроконтиненты (Элан и Скиф) и часть Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), формирующегося в условиях ультрамедленного режима спрединга (рис. 1). Экспедиционные исследования в этом регионе, кроме антарктической его части, были весьма нерегулярными. На поднятии Конрад выполнено драгирование и получены образцы магматических пород [Борисова и др., 1996]. На банках Элан и Скиф и в котловине Крозе пробурены скважины глубоководного бурения по проектам IODP и DSDP [Frey et al., 2003; Schlich, 1974].

Исследования основаны на обобщении и анализе геолого-геофизических материалов, которые включают цифровые модели рельефа дна [Weatherall et al., 2015], гравитационное поле, полученное по данным спутниковой альтиметрии,

и его градиент [Sandwell et al., 2014], магнитное поле [Maus et al., 2009] (рис. 1), базы данных о линейных магнитных аномалиях [Seton et al., 2014] и разломных зонах океанической коры [Matthews et al., 2011], а также глобальную модель эволюции границ плит [Matthews et al., 2016].

Морфология дна и тектоническое строение. Рельеф дна изучаемого региона формировался на протяжении мела и кайнозоя в ходе раскрытия Индийского океана и под воздействием плюмов и горячих точек (рис. 1, А). На севере от континентальной окраины Антарктиды расположена котловина Эндерби с глубиной до 6,5 км. В восточной части котловина сужается, глубина сокращается до 3–3,5 км, структура переходит в трог Принцессы Елизаветы, разделяющий континентальную окраину Антарктиды и южную часть плато Кергелен. На юго-западе котловина Эндерби ограничена хребтом Гунерус, с севера — поднятием Конрад, а с востока и северо-востока — плато Кергелен с отрогами, имеющими собственные названия — банка Элан и банка Скиф. Хребет Гунерус протягивается от побережья в сторону океана более чем на 500 км; его гребневая часть погружается

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледования, зав. сектором; e-mail: edubin08@rambler.ru

² ООО «Сварог», старший инженер отдела камеральной обработки; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

³ ФГБУ ВНИИОкеангеология, зам. генерального директора, зав. отделом; e-mail: german_1@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирантка; e-mail: anzhela.shaikhullina@gmail.com

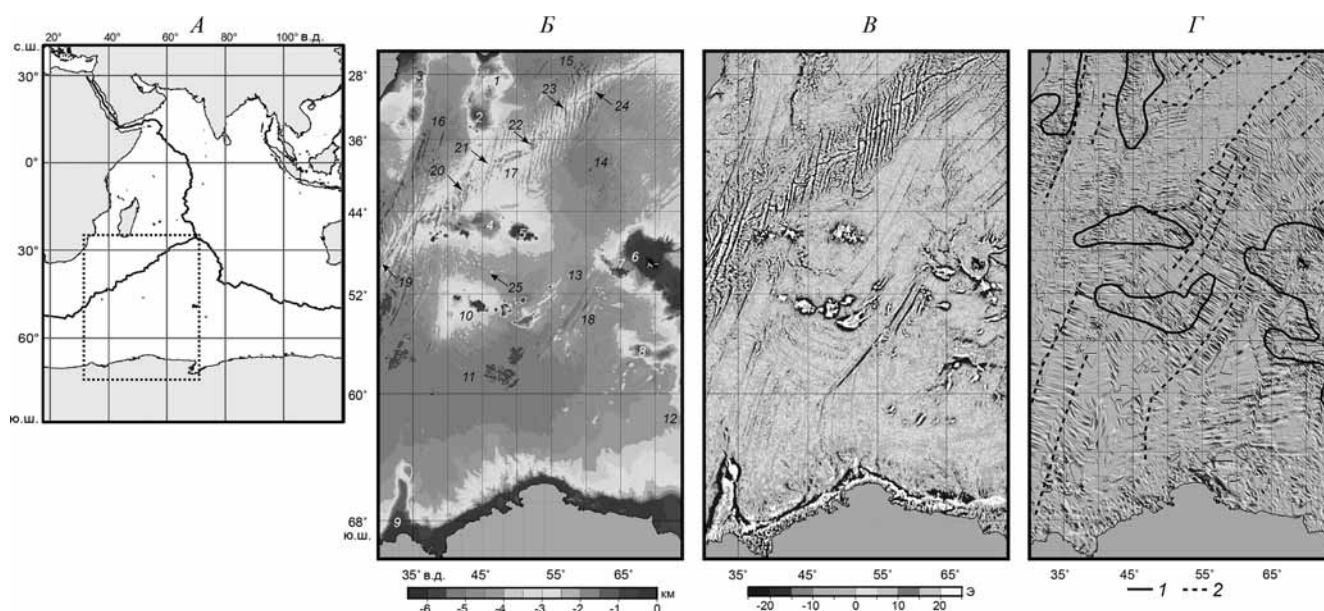


Рис. 1. Геолого-геофизическое строение южной части центрального сектора Индийского океана: А — положение рассматриваемого района на схеме Индийского океана (показано пунктирной рамкой), положение современных осей спрединга, по [Matthews et al., 2016]; Б — рельеф дна, по [Weatherall et al., 2015], с указанием основных морфоструктурных элементов: 1 — Мадагаскарское плато; 2 — банка Вальтерс; 3 — Мозамбикское плато; 4 — плато Дель Кано; 5 — плато Крозе; 6 — плато Кергелен; 7 — банка Скиф; 8 — банка Элан; 9 — хребт Гунерус; 10 — поднятие Конрад; 11 — котловина Эндерби; 12 — трог Принцессы Елизаветы; 13 — котловина Вальдивия; 14 — котловина Крозе; 15 — Мадагаскарская котловина; 16 — Мозамбикская котловина; 17 — Юго-Западный Индийский хребт; 18–24 — разломные зоны: 18 — Кергелен, 19 — зона разломов Дютуа–Андрэ–Бейн, 20 — Дискавери, 21 — Индомед, 22 — Галлиени, 23 — Атлантис 2, 24 — Мелвилл; 25 — предполагаемый палеоспрединговый хребт, по [MacLeod et al., 2017]; 26 — море Космонавтов; 27 — море Содружества; В — вертикальный градиент гравитационного поля, по [Sandwell et al., 2014]; Г — магнитное поле, по [Maus et al., 2009]; 28 — контуры блоковых поднятий; 29 — псевдодрозомы и пассивные следы трансформных разломов

от 0,5 км на шельфе до 2,0 км в северной части (рис. 1, А). Поднятие Конрад представляет собой систему подводных гор, небольших плато с глубиной платообразных вершинных поверхностей до 0,3–1 км. Банки Элан и Скиф представляют собой поднятия прямоугольной в плане формы на глубине до 0,1–1 км (рис. 1, А).

Океаническое дно между поднятием Крозе и северной частью плато Кергелен, выделяемое как котловина Вальдивия, находится на глубине 4–5 км и отличается неровным строением, осложненным разломной зоной Кергелен и системой небольших поднятий и подводных гор (рис. 1). В западной части котловины Вальдивия глубина океана сокращается до 3–3,5 км; здесь прослеживается глыбово-блоковое поднятие субширотной ориентировки с понижением в осевой части. На северо-западе котловина Вальдивия ограничена поднятиями Крозе и Дель Кано. Через слабо-выраженную седловину между северной частью плато Кергелен и плато Крозе котловина Вальдивия переходит в котловину Крозе с глубиной до 4,5–5,5 км. С севера ее ограничивают Юго-Западный и Юго-Восточный Индийские спрединговые хребты (рис. 1, А).

На севере от восточного участка Юго-Западного Индийского хребта расположена Мадагаскарская котловина с глубиной до 4,5–5 км. На западе котловина ограничена Мадагаскарским плато, его

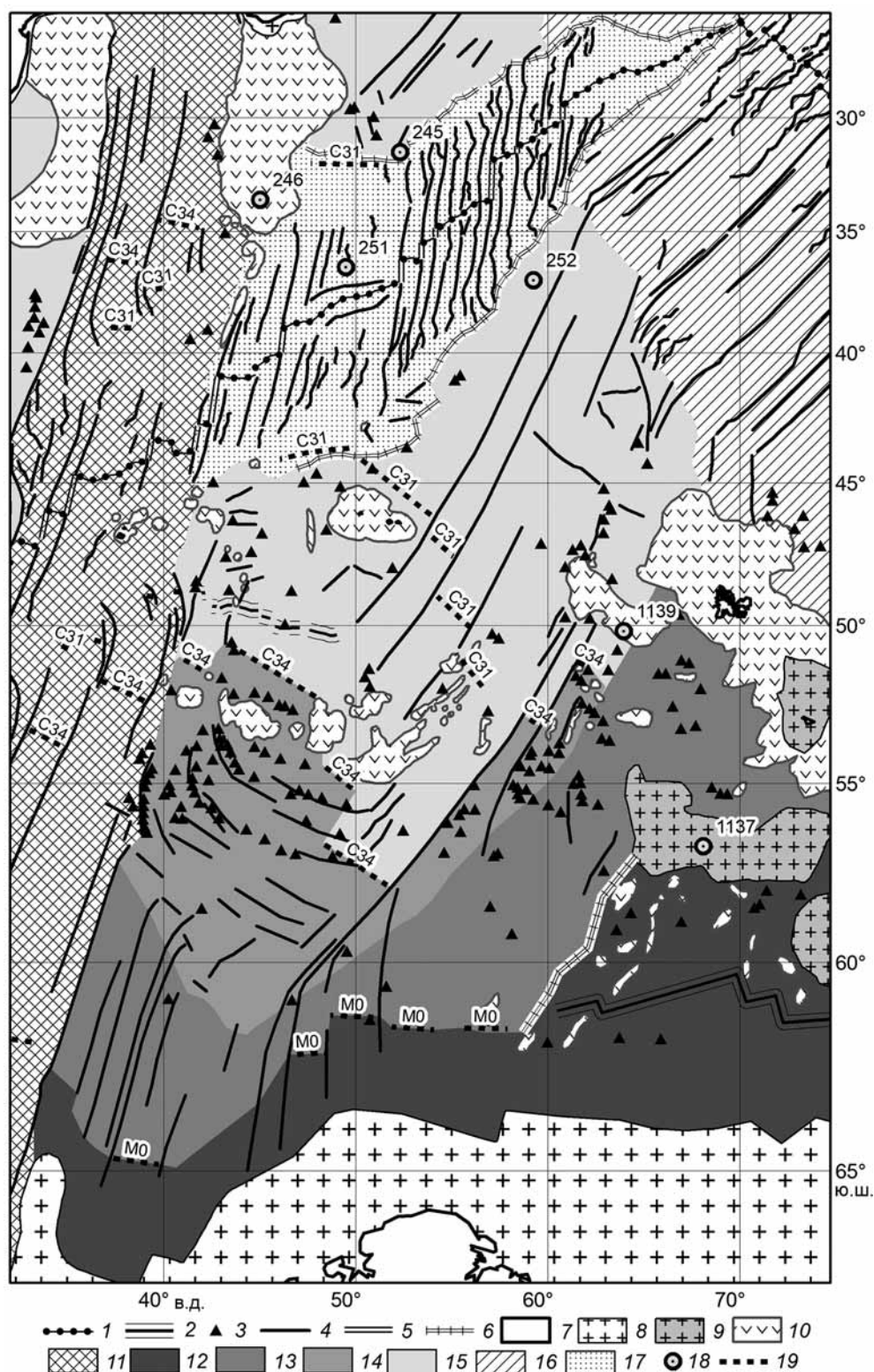
южная часть с глубинами <0,5 км носит название банка Вальтерс (рис. 1, А).

Граница между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа на континентальной окраине Антарктиды в секторе морей Космонавтов и Содружества прослеживается по сейсмическим, магнитным, гравиметрическим данным. В море Содружества она маркируется протяженной линейной высокоамплитудной магнитной аномалией. На внешней части окраинного рифта выделяется зона эксгумации мантии [Лейченко и др., 2014].

Котловины Эндерби, Вальдивия, Крозе, Мадагаскарская подстилаются океанической корой разной мощности. Мощность коры увеличивается на участках с повышенной магматической активностью, проявленной в виде скоплений локальных платообразных возвышенностей и подводных гор (рис. 1, А) [Лейченко и др., 2014].

В районе Мадагаскарской котловины, прилегающем с севера к Юго-Западному Индийскому хребту, в 25-м рейсе проекта DSDP была пробурена скважина глубоководного бурения 245 (рис. 2). Под толщей илов, глин и мела мощностью 389 м были вскрыты базальты слоя 2 океанической коры [Schlich, 1974]. Возраст базальных осадков оценивается в 62–63 млн лет. В 26-м рейсе проекта DSDP в районе Юго-Западного Индийского хребта по обе стороны от него были пробурены скважины

Рис. 2. Схема тектонического районирования литосферы, построенная на основе глобальных гридов и компиляций в [Matthews et al., 2016; Matthews et al., 2011; Maus et al., 2009; Sandwell et al., 2014; Seton et al., 2014], с изменениями и дополнениями: 1 — ось спрединга; 2 — ось палеоспредингового хребта; 3 — подводные горы; 4 — внеосевые следы трансформных разломов и нетрансформных смещений; 5 — трансформные разломы; 6 — псевдоразломы шовных зон; 7 — континентальная кора; 8 — утоненная континентальная кора; 9 — микроконтиненты; 10 — вулканические поднятия с утолщенной океанической корой; 11–17 — океаническая кора разного возраста: 11–15 — кора западного сегмента Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта; 12 — то же, возраст >120–125 млн лет, 13 — то же, возраст от 120–125 до 90–95 млн лет, 14 — то же, возраст от 90–95 до 80–84 млн лет, 15 — то же, возраст от 80–84 до 40 млн лет; 16 — кора Юго-Восточного Индийского срединно-океанического хребта с возрастом <40 млн лет; 17 — кора восточного сегмента Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта; 18 — скважины глубоководного бурения с номером скважины; 19 — линейные магнитные аномалии M0, C31, C34



251 и 252. Скважина 251 на глубине 489 м вскрыла базальты слоя 2 океанической коры, возраст базальных осадков оценивается в 17–18 млн лет [Schlich, 1974] (рис. 2).

Южная часть плато Кергелен, а также центральная часть плато вместе с банкой Элан, по всей видимости, представляют собой блоки континентальной коры мощностью до 18–22 км, перекрытой толщей платобазальтов, что подтверждается сейс-

мическими исследованиями и гравитационным моделированием [Benard et al., 2010; Лейченко и др., 2014, 2018; Булычев и др., 2015]. Северная часть плато Кергелен сложена утолщенной океанической корой мощностью 15–20 км [Benard et al., 2010]. Бурение и сейсмические исследования на банке Элан показали, что она сложена корой мощностью 14–16 км [Borissova et al., 2003]. В 183-м рейсе проекта ODP в южной части банки

Элан была пробурена скважина 1137 [Frey et al., 2003], вскрывшая под толщей илов на глубине около 200 м от дна пачку переслаивающихся базальтов, вулканогенных брекчий и туфов. Возраст базальных осадочных отложений оценивается в 74–75 млн лет, а подстилающих их базальтов — около 110 млн лет. Сочетание возраста базальтов и базальных осадочных отложений свидетельствует о длительном времени нахождения вершинной поверхности банки в субаэральных условиях.

На банке Скиф скважиной ODP 1139 вскрыто 460 м осадочных отложений и 230 м толщи, представленной переслаиванием базальтов и вулканокластических отложений [Frey et al., 2003]. Возраст базальных морских осадочных отложений оценивается в 30–32 млн лет. Возраст базальтов вулканогенно-осадочной толщи лежит в интервале 68–90 млн лет, толща накапливалась в субаэральных условиях. В геохимическом отношении базальты характеризуются высокой степенью контаминации коровыми компонентами и малым сходством с типичными платобазальтами океанических вулканических плато, что косвенно может свидетельствовать о композитном строении банки, включающем слой континентальной коры [Frey et al., 2003]. В пользу континентальной природы коры банки может свидетельствовать сходство ее строения с таковым у банки Элан. Банка Скиф ориентирована в сходном направлении с банкой Элан, а также обладает асимметричным обликом в гравитационном поле с высокоградиентным южным бортом и слабым градиентом поля на северном борте, как и банка Элан [Benard et al., 2010].

Плато Крозе согласно сейсмическим данным и результатам гравитационного моделирования предположительно сложено утолщенной океанической корой мощностью до 15–17 км [Булычев и др., 2015]. Вулканизм на восточной части плато Крозе ассоциируется с продолжающейся современной активностью плюма. Западная часть поднятия, представленная поднятием Дель Кано, сформировалась в результате раннеоценовой активности плюма. Вулканические породы островов поднятия Крозе обладают геохимическими характеристиками, свойственными как породам островов Маврикий, Реюньон, так и лавам поднятия Конрад и подводных гор Афанасия Никитина [Breton et al., 2013].

Поднятие Конрад сформировалось вблизи спрединговой оси на молодой океанической коре около 85–100 млн лет назад (л. н.) [Desa, Ramana, 2016]. Геохимические характеристики базальтов плато свидетельствуют о близости составов лав поднятия и подводных гор Афанасия Никитина [Борисова и др., 1996]. С западного склона поднятия Обь (крайней западной структуры плато) были драгированы граниты с возрастом ~1 млрд лет [Kobayashi et al., 2013]. Не исключено, что породы могут представлять собой продукт ледового

разноса айсбергами. В противном случае в структуре плато Конрад можно предполагать наличие блоков с континентальной корой. Плотностное моделирование на основании гравитационных данных показывает, что мощность коры под плато составляет около 15 км, в генетическом отношении кора классифицируется как утолщенная океаническая [Булычев и др., 2015].

Мадагаскарское плато, расположенное на севере от Юго-Западного Индийского хребта, интерпретируется как массив утолщенной магматизмом океанической коры. Мощность коры в его южной части, представленной банкой Вальтерс, достигает 20–25 км на основании сейсмических и гравиметрических данных [Sinha et al., 1981].

Подчеркнем, что природа плато Крозе, Дель Кано, Мадагаскарского и банки Скиф в настоящее время окончательно не установлена. Наличие фрагментов континентальных блоков в составе коры этих морфоструктур не подтверждено или опровергнуто. Мы эти структуры интерпретируем как вулканогенные поднятия, сложенные утолщенной океанической корой.

Вдоль оси западной части котловины Вальдивия протягивается морфоструктура неясного генезиса (рис. 1). В рельефе дна она выражена системой из четырех сегментов трогов и фланговых поднятий с амплитудой рельефа дна от 300–500 до 700–900 м. Амплитуда гравитационных аномалий в редукции в свободном воздухе над структурой изменяется от 25–30 до 40–45 мГал. Авторы работы [MacLeod et al., 2017] интерпретируют ее как осевую зону палеоспредингового хребта, спрединг на котором начался около 80–84 млн л. н. и прекратился в связи с перескоком оси в северном направлении на Юго-Западный Индийский хребет в его современной конфигурации. Шовные зоны, маркирующие границы коры, сформированной на отрезке палеоспредингового хребта, не прослеживаются в прилегающей акватории ни в гравитационном поле, ни в рельефе дна.

Описанные особенности морфоструктур района исследования отражены на схеме тектонического строения дна акватории (рис. 2).

Эволюция литосферы. Участок Юго-Западного Индийского хребта к западу от трансформного разлома Дискавери, западнее меридиана 40° в. д., формировался в результате раскола литосферы между Африкой и Антарктидой начиная ~160 млн л. н. [Лейченко и др. 2014]. Сегмент хребта через крупную сдвиговую зону Дэйви, проходившую вдоль западной окраины Мадагаскарского микроконтинента, соединялся со спрединговым центром в Сомалийской котловине [Matthews et al., 2016] (рис. 3, А).

Формирование дна акватории центральной части Индийского океана восточнее меридиана 40° в. д., т. е. к востоку от современного трансформного разлома Дискавери (рис. 1), началось в ходе рас-

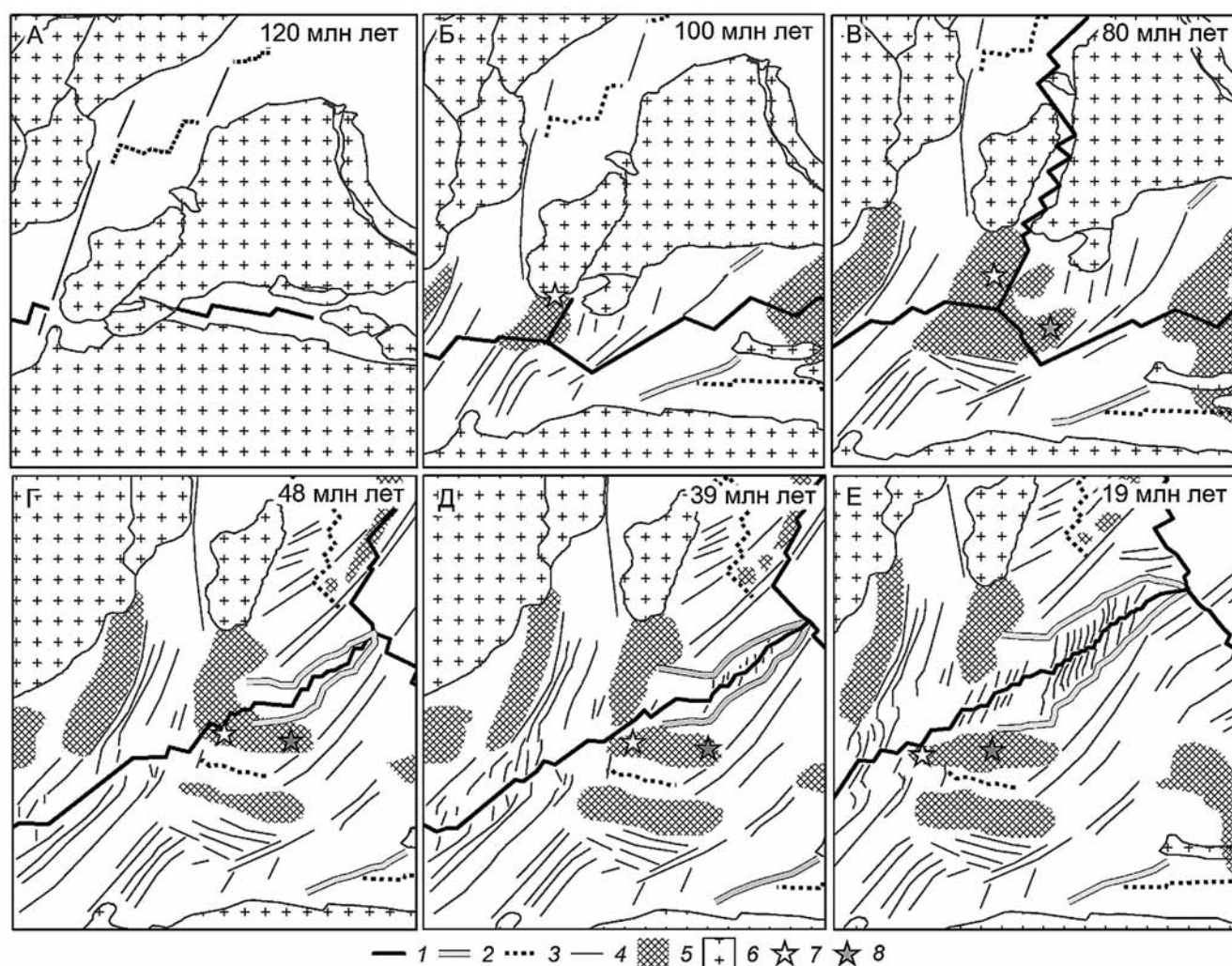


Рис. 3. Реконструкции структур района исследования, по [Desa, Ramana, 2016; Matthews et al., 2016; Zhang et al., 2011]: А — 120 млн л. н., Б — 100 млн л. н., В — 80 млн л. н., Г — 48 млн л. н., Д — 39 млн л. н., Е — 19 млн л. н.
1 — оси спрединга; 2 — псевдоразломы шовных зон; 3 — оси палеоспрединга; 4 — линейменты; 5 — вулканические поднятия; 6 — континентальная кора; 7 — центр горячей точки Марион; 8 — центр горячей точки Крозе

кола между Индией и Антарктидой ~ 130–120 млн л. н. [Лейченко и др., 2018, 2014; Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, А). Непосредственно Юго-Западный Индийский хребет в его современной конфигурации начал формироваться около 70–75 млн л. н. [Benard et al., 2005] (рис. 3, Г–Е).

Начало спрединга в котловине Эндерби предположительно относится к периоду ~120–125 млн л. н. Сопряженной континентальной окраиной с севера выступала окраина Бенгальского залива в его западной части, к западу от хребта 85° в. д., и окраина Шри-Ланки [Лейченко и др., 2014; Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, А). Скорость спрединга составляла ~3–7 см/год [Matthews et al., 2016]. Формирование дна акватории в интервале от 80–85 до 120–125 млн л. н. (период аномалии С34 и спокойного магнитного поля) остается дискуссионным. На раннем этапе разделения Индии и Антарктиды произошло обособление южного континентального блока плато Кергелен, которое могло начаться за счет встречного продвижения ветвей рифтинга — океанического с востока на

запад (в трогe Принцессы Елизаветы) и континентального с запада на восток (в котловине Эндерби). Изоляция южного блока с приращением его к Антарктической плите произошла около 120 млн л. н., после отмирания спредингового хребта в трогe Принцессы Елизаветы и начала спрединга в восточной части котловины Эндерби и Бенгальского залива. В процессе развития южная ветвь в трогe Принцессы Елизаветы отмирала, а северная — продвигалась на запад в котловину Эндерби. Действие мантийного плюма Кергелен способствовало перескоку оси спрединга и отделению континентального фрагмента банки Элан от окраины Индии [Лейченко и др., 2018].

В период 90–95 млн л. н. произошла перестройка спрединговой системы с изменением движения Индийской и Антарктической плит с северо-южного на север-северо-восточное–юго-западное. Это событие фиксируется в простирании разломных зон и заложении демаркационной разломной зоны Кергелен, смещающей ось спрединга на расстояние ~1000 км [Desa, Ramana,

2016] (рис. 3, Б, В). На этом отрезке в условиях отсутствия смен полярности магнитного поля, вплоть до аномалии С34 (82–84 млн л.н.), расположенной на север от плато Конрад, формировался участок коры неясного генезиса и строения. Он расположен в квадрате, ограниченном плато Конрад с севера, параллелью 60° ю. ш. с юга, разломной зоной на продолжении хр. Гунерус с запада и разломной зоной Кергелен с востока. Для этого участка характерны разломы субширотного простирания, линейные скопления вулканических гор в западной части, изгибы разломов к северо-западу [Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, В). Эволюция и генезис структур этого участка требуют более детального исследования.

После 82–84 млн л.н. формировалась океаническая кора на севере от плато Конрад. Около 85–100 млн л.н. в центральной части Индийского океана зародились горячие точки Марион и Крозе [Zhang et al., 2011]. Здесь предположительно начинало функционировать тройное соединение Родригес (рис. 3, Б, В). Его образование связано с началом раскола между Индией и Мадагаскаром и формированием прото Центрально-Индийского хребта [Bernard et al., 2005; Matthews et al., 2016]. Траектории перемещения горячих точек точно не установлены. Предположительно на Юго-Западный Индийский хребет преимущественно оказывала влияние горячая точка Марион, зародившаяся в районе современной северной части Мадагаскарского плато (рис. 3, Б). В ходе перемещения плит активность горячей точки способствовала формированию южной части Мадагаскарского плато и плато Дель Кано (рис. 3, Б). На отрезке времени ~40–50 млн л.н. исходя из расчетов объемов излияний активность горячей точки резко сократилась [Zhang et al., 2011], что, вероятно, привело к общему охлаждению мантии и литосферы региона. В настоящее время центр горячей точки расположен под о. Марион. Горячая точка Крозе, сформировавшая одноименное плато, также способствовала образованию подводных гор Афанасия Никитина (рис. 3, Б). Центр горячей точки в настоящее время находится под плато Крозе. Она ограниченно влияет на Юго-Западный Индийский хребет, что выразилось в геохимических, геофизических и геоморфологических аномалиях, существующих по крайней мере на протяжении последних 8–10 млн лет [Zhang et al., 2011].

В рассматриваемом регионе общее снижение активности горячей точки Марион повлекло охлаждение литосферы, повышение мощности хрупкого слоя литосферы и формирование разломов. Дальнейшее развитие трансформных разломов с их дамбовым эффектом влекло еще большее ослабление вдольосевого потока. Согласно распределению линейных магнитных аномалий [Matthews et al., 2016; Seton et al., 2014] формирование трансформных разломов Дискавери и Индомед (рис. 1)

начиналось 40 и 50–53 млн л.н. соответственно и соотносится по времени с ослаблением активности горячей точки и формированием сегментированной литосферы на флангах хребта (рис. 3, Г, Д). Предположительно прохождение горячей точки Марион вблизи трансформного разлома Дискавери привело к формированию приразломного хребта на востоке от трансформного разлома [Zhang et al., 2011], выраженного в рельефе дна, гравитационном и магнитном полях (рис. 1, 2).

После 70–75 млн л.н. стала формироваться восточная часть Юго-Западного Индийского хребта и тройное соединение Родригес мигрировало на восток [Bernard et al., 2005]. След от тройного соединения прослеживается в виде шовных зон — псевдоразломов, отделяющих кору, сформированную на хребте, от более древней коры (рис. 2, 3). Миграция тройного соединения была вызвана реорганизацией границ плит и быстрым перемещением на северо-восток Индийского континента. Наиболее древняя линейная магнитная аномалия, достоверно прослеживаемая на рассматриваемом участке, — аномалия С31 с возрастом ~70–72 млн лет [Seton et al., 2014]. Она трассируется вдоль шовной зоны в створе сегмента хребта между трансформными разломами Индомед и Галлиени (рис. 1, 2). В южном направлении эта аномалия проходит в юго-западной части котловины Крозе и ограничивает с северо-востока малоизученный сегмент океанического дна (рис. 2). На северо-востоке от нее расположена хорошо выраженная последовательность линейных магнитных аномалий, а дно акватории сформировано типичной океанической корой глубоководной котловины Крозе. Формирование коры котловины шло вдоль Юго-Восточного-Индийского срединно-океанического хребта со спредингом в север-северо-восточном — юг-юго-западном направлении (рис. 3, Е).

Строение и эволюция участка дна, ограниченного с юга поднятием Конрад, вдоль северного подножия которого протягивается аномалия С34, а также южной шовной зоной Юго-Западного Индийского хребта и аномалией С31 в котловине Крозе (рис. 2), окончательно не установлены из-за их слабой изученности. В осевой части бассейна предполагается наличие палеоспредингового хребта [MacLeod et al., 2017]. Предполагается также, что формирование Юго-Западного Индийского хребта в современной конфигурации началось с перескока оси спрединга с этого палеоспредингового хребта в северном направлении. Спрединг на хребте должен был начаться не позднее 80–84 млн л.н., а прекратится — ~70–72 млн л.н. (рис. 3, В, Г). Перескоку могла способствовать активность горячей точки Марион. Дальнейшее развитие этого региона связано с формированием и миграцией на северо-восток Юго-Западного Индийского хребта.

В развитии рассматриваемого участка Юго-Западного Индийского хребта на основании анализа

линейных магнитных аномалий [Seton et al., 2014] и строения литосферы по данным глобальных цифровых моделей [Maus et al., 2009; Sandwell et al., 2014; Weatherall et al., 2015] (рис. 1) выделяются четыре этапа с временными границами 48, 40 и 20 млн л.н., в ходе которых происходило наращивание коры перпендикулярно оси хребта, продвигающегося в восточном направлении (рис. 3, Г–Е). В рельефе дна стадии продвижения хребта на восток фиксируются главными трансформными разломами Индомед, Галлиени, Мелвилл, Атлантис 2. Они имели место в интервалы времени 72–48 (до прототрансформного разлома Атлантис-2), 48–40 (до прототрансформного разлома Мелвилл) (рис. 3, В, Б), 40–20 (до района 66° в. д.) (рис. 3, Г), 20–0 млн л.н. (до современного тройного соединения Родригес). Это соотносится с расчетными значениями скорости перемещения тройного соединения Родригес, которая на временном отрезке 45–70 млн лет замедлялась от 10–14 до 2–3 см/год, а затем стабилизировались до отметки 3,5–4 см/год [Masalu, 2002]. Скорость перемещения тройного соединения Родригес напрямую связана со скоростью перемещения Индостанского блока на север. Замедление движения блока в период 40–45 млн л.н. совпадает с крупными глобальными кинематическими реорганизациями движения плит: изменением простирания Гавайско-Императорской вулканической цепи, отмиранием хребта Вартон, изменением направления спрединга на Юго-Восточном и Центральном Индийском хребтах [Matthews et al., 2016].

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ геолого-геофизической информации и представлений об эволюции на юге центральной части Индийского океана позволил определить четыре основных этапа развития акватории и обозначить пока не выясненные вопросы.

На *первом этапе* в период от 120–125 (раскрытие трога Принцессы Елизаветы и начало спрединга в котловине Эндерби) до 100–125 млн л.н. (перескок спрединга с отчленением блока банки Элан от Индии) происходило формирование океанической коры со спредингом в субмеридиональном направлении. Требуется уточнения механизм раскола в секторе восточной окраины хр. Гунерус, а также южной и восточной окраин о. Шри-Ланка, формирование которых может быть связано со сдвиговыми деформациями. Другой участок, строение которого требует дополнительного изучения, — отрезок шовной зоны на юг от банки Элан, в восточной части котловины (рис. 2, 3 А, Б). Шовная зона проводится авторами работы [Desa, Ramana, 2016] довольно условно и требует уточнения.

На *втором этапе* от 100–125 млн л.н. до завершения периода спокойной магнитной полярности 82–84 млн л.н. (аномалия С34) направ-

ление растяжения сменялось с северо-южного на север-северо-восточное–юг-юго-западное, что фиксируется в простирании разломных зон, заложилась демаркационная разломная зона Кергелен (рис. 2, 3, Б). На этом этапе формировался участок дна в северной части котловины Эндерби, прилегающий к поднятию Конрад. Для этого участка необходимо выяснить природу линеаментов и протягивающихся вдоль них цепочек подводных гор субширотного простирания. Далее на северо-западе их простирание меняется на субмеридиональное (рис. 2). Эти морфоструктуры отчетливо прослеживаются в рельефе дна и геофизических полях и обладают простиранием, несогласным с региональным структурным планом. Слабо изучен участок котловины Вальдивия в ее крайней восточной части, в треугольнике между плато Кергелен и банками Элан и Скиф (рис. 2). В его центральной части расположено крупное поднятие, которое может представлять собой фрагмент утоненной континентальной коры. История развития этого участка не установлена.

На *третьем этапе* от 82–84 (аномалия С34) до 70–72 млн л.н. (аномалия С31) формировался участок акватории между южной шовной зоной Юго-Западного Индийского хребта и поднятием Конрад (рис. 2, 3). На этом этапе образовывались поднятия Крозе, Дель Кано, Конрад. Этот участок покрыт разряженной сетью профилей и надежно идентифицированных линейных магнитных аномалий здесь также немного. Расположенная в осевой части бассейна морфоструктура с неясным генезисом с высокой вероятностью представляет собой ось палеоспрединга [MacLeod et al., 2017]. Для подтверждения этого предположения требуется выявить шовные зоны и систему симметричных относительно оси палеоспрединга серий магнитных аномалий.

На *четвертом этапе* от 70–72 млн л.н. (аномалия С31) продолжилось формирование коры в котловинах Крозе и Мадагаскарской, произошел перескок спрединга на Юго-Западный Индийский хребет в северном направлении и с миграцией тройного соединения Родригес на восток; начал формироваться восточный участок Юго-Западного Индийского хребта в его современной конфигурации. На этом этапе изученность района работ довольно высокая, поэтому эволюция района работ установлена достаточно надежно.

Заключение. На основании анализа опубликованной геолого-геофизической информации и глобальных цифровых моделей рассмотрены особенности строения и эволюции южной части центрального сектора Индийского океана. Выполнено тектоническое районирование океанической коры этого региона, свидетельствующее о разнообразии морфоструктур, формирование которых связано с неоднократными кинематическими перестройками спрединговых систем и

трансформных разломов в процессе раскрытия центрального сектора Индийского океана, а также с деятельностью горячих точек Марион, Крозе и плюма Кергелен.

Формирование участка коры на востоке от 40° в. д. началось с раскола вдоль линии о. Мадагаскар — хр. Гунерус ~135–140 млн л. н. [Лейченко и др., 2014; Desa, Ramana, 2016]. Выделено четыре этапа эволюции (рис. 3): первый длительностью от 135–140 до 100–125 млн л. н., второй — от 100–125 до 82–84 млн л. н., третий — от 82–84 до 70–72 млн л. н., четвертый — от 70–72 млн л. н. по настоящее время. Начиная с интервала 85–100 млн л. н. в акватории функционируют горячие точки Марион и Крозе. Первый этап связан со спредингом в котловине Эндерби и в трогЕ Елизаветы до перескока оси спрединга в северном направлении и отчленением от Индийской континентальной окраины банки Элан. Второй — с формированием океанического дна на участке к югу от плато Конрад. Третий — с формированием коры на участке к югу от южной шовной зоны восточного сегмента Юго-Западного Индийского хребта. На четвертом этапе произошел перескок спрединга в северном направлении, что привело к формированию восточного сегмента Юго-Западного Индийского

хребта в его современной конфигурации и к миграции тройного соединения Родригес на восток.

В целом вся кора на юге центрального сегмента Индийского океана сложена гетерогенными разновозрастными блоками океанической коры, сформированной на нескольких спрединговых хребтах, имеющих разное простираие и в условиях действия горячих точек. Гетерогенные блоки разделены линейными структурами — шовными зонами, четко фиксируемыми по гравитационным и магнитным аномалиям, имеющим разное простираие. Границами блоков, как правило, служат палеограницы плит, которые представляют собой палеоспрединговые хребты, следы трансформных разломов, псевдоразломы, связанные с перескоками и пропагейтингом спрединговых хребтов. На сложный структурный план рассматриваемого района накладываются блоково-глыбовые морфоструктуры внутриокеанических поднятий, формирование которых обусловлено воздействием горячих точек с утолщением океанической коры. С учетом их слабой геолого-геофизической изученности нельзя исключать наличия в их составе погруженных блоков утоненной континентальной коры.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисова А.Ю., Никулин В.В., Беляцкий Б.В., Овчинкова и др. Геохимия поздних щелочных серий подводных гор Обь и Лена поднятия Конрад (Индийский океан) и особенности составов их мантийных источников // Геохимия. 1996. № 6. С. 559–575.

Булычев А.А., Гиллод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.

Benard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27. P. 633–649. Doi 10.1016/j.marpetgeo.2009.08.011.

Bernard A., Munshy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // J. Geophys. Int.. 2005. Vol. 162. P. 765–778. Doi 10.1111/j.1365-246X.2005.02672.x.

Borissova I., Coffin M., Charvis P., Operton S. Structure and development of a microcontinent: Elan Bank in the southern Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 4. 16 p. Doi 10.1029/2003GC000535.

Breton T., Nauret F., Pichat S. et al. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot // Earth and Planet. Sc. Lett. 2013. Vol. 376. P. 126–136. Doi 10.1016/j.epsl.2013.06.020.

Desa M.-A., Ramana M. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // Marine. Geol. 2016. Vol. 382. P. 111–121. Doi 10.1016/j.margeo.2016.10.002.

Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D. Leg 183 synthesis: Kerguelen Plateau—Broken Ridge — a large igneous province // Proc. ODP Sci. Results. 2003. Vol. 183. 48 p. Doi 10.2973/odp.proc.sr.183.015.2003.

Kobayashi K., Ishizuka H., Nogi Y. et al. Petrography and provenance of granitic and sedimentary rocks dredged from the Conrad Rise in the Southern Indian Ocean / Fourth Symp. on Polar Sci. 2013. 12–15 November 2013. URL: http://www.nipr.ac.jp/symposium2013/abstract/abstract/OG_KobayashiKazuuya_1.pdf

MacLeod S., Williams S., Matthews K. et al. A global review and digital database of large-scale extinct spreading centers // Geosphere. 2017. Vol. 13, N 3. P. 1–39. Doi 10.1130/GES01379.

Masalu D.C.P. Absolute migration and the evolution of the Rodriguez triple junction since 75 Ma // Tanz. J. Sci. 2002. Vol. 28. P. 97–104. Doi 10.4314/tjs.v28i2.18358.

Matthews K., Maloney K., Zahirovic S. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Plan. Change. 2016. Vol. 146. P. 226–250. Doi 10.1016/j.gloplacha.2016.10.002.

Matthews K., Müller R., Wessel P., Whittaker J. The tectonic fabric of the ocean basins // J. Geophys. Res.. 2011. Vol. 116. Doi 10.1029/2011JB008413.

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. Vol. 10. N 8. 12 p. Doi 10.1029/2009GC002471.

Sandwell D., Muller D., Smith W. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. P. 65–67. Doi 10.1126/science.1258213.

Schlich R. Sea floor spreading history and deep-sea drilling results in the Madagascar and Mascarene basins, western Indian Ocean // *Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project*. 1974. Vol. 25. P. 663–679.

Seton M., Whittaker J.M., Wessel P. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochem. Geophys. Geosyst.*. 2014. Vol. 15. P. 1629–1641. Doi 10.1002/2013GC005176.

Sinha M., Loudon K., Parsons B. The crustal structure of the Madagascar Ridge // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*

1981. Vol. 66. P. 351–377. Doi 10.1111/j.1365-246X.1981.tb05960.x.

Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Sci.* 2015. Vol. 2. P. 331–345. Doi 10.1002/2015EA000107.

Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts // *Sci. China Earth. Sci.* 2011. Vol. 54. N 8. P. 177–1188. Doi 10.1007/s11430-011-4219-9.

Поступила в редакцию 25.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 551.251+553.061.2

А.В. Сначёв¹, В.И. Сначёв², М.А. Романовская³

ГЕОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ТУРГОЯКСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕГО ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
450077, Республика Башкортостан, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences;
Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IRAS IG USC RAS),
450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Приведено описание Тургоякского массива гранитоидов ($\gamma\delta C_{1-2ts}$) каменноугольного возраста, а также уреньгинской (RF_{2ur}) и уйташской (RF_{3us}) свит рифейских отложений. В поздневендское время последние испытали региональный метаморфизм в условиях куммингтонит-амфиболитовой фации при температуре $550\div 595^\circ C$ и давлении $250\div 400$ МПа, а затем на локальных участках — диафторез ($T=520\div 530^\circ C$ и $P=130\div 170$ МПа). В период становления Тургоякского массива ($T=770\div 810^\circ C$ и $P=210\div 250$ МПа) вмещающие породы подверглись контактовому метаморфизму, что привело к выносу золота из черных сланцев зоны амфибол-роговиковой фации и его переотложению в пределах зоны альбит-эпидот-роговиковой фации.

Ключевые слова: Тургоякский массив, уреньгинская свита, биотит-гранатовый термобарометр, рудоносность, углеродистые сланцы, золото, редкие металлы.

The article describes the geological structure of the Turgoyak granitoid massif ($\gamma\delta C_{1-2ts}$), Urenga (RF_{2ur}) and Uytash (RF_{3us}) suites. In the Late Vendian time the rocks first experienced regional metamorphism under the conditions of the cummingtonite-amphibolite facies at a temperature of $550\div 595^\circ C$ and a pressure of $250\div 400$ МПа, and then in local areas — diafresis ($T=520\div 530^\circ C$ and $P=130\div 170$ МПа). During the formation of the Turgoyak massif ($T=770\div 810^\circ C$ and $P=210\div 250$ МПа), the rocks of the Urenga and Uytash suites were subjected to contact metamorphism. This metamorphic processes made the black shale gold to remove from the black shale zone of the amphibole-hornfels facies and caused its redeposition within the albite-epidote-hornfly zone.

Key words: Turgoyak massif, Urenga suite, metamorphism, biotite-garnet thermobarometer, ore-bearing, carbon schists, gold, rare metals.

Введение. Проблема метаморфизма рифейско-вендских отложений Башкирского мегантиклинория Южного Урала неоднократно обсуждалась рядом исследователей [Алексеев и др., 2009; Ковалев и др., 2018]. В результате было установлено, что слагающие его породы испытали преобразования на уровне катагенеза. И лишь в пределах восточного фланга, наиболее приближенного к Главному уральскому разлому, они метаморфизованы при заметно более высоких значениях температуры и давления. Однако отнесение к той или иной фации основывалось только на петрографическом и литологическом описании пород, а количественные параметры не определялись.

Исключение составляет Белорецкий зональный метаморфический купол, где на основе изучения минеральных парагенезисов рассчитаны

P-T условия формирования пород и обосновано поздневендское время проявления метаморфизма [Алексеев и др., 2009]. В северо-восточной части Башкирского мегантиклинория такие исследования до сих пор не проводились. Нами предпринята попытка восполнить этот пробел. Кроме того, в последнее время в Белорецком метаморфическом куполе в среднерифейских черных сланцах выявлена серия золоторудных проявлений с высоким содержанием палладия и вольфрама [Рыкус и др., 2009; Сначёв, Сначёв, 2014]. Все они приурочены к высокотемпературной области зеленосланцевой фации, в которую золото было привнесено из амфиболитовой фации. Подобная закономерность размещения золоторудной минерализации, расположенной среди углеродистых отложений, установлена на Южном Урале в Ларинском мета-

¹ Институт геологии Уфимского научного центра РАН, вед. науч. с., заведующий лабораторией, канд. геол.-минер. н.; e-mail: SAVant@rambler.ru

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.-минер. н., доцент; e-mail: maria_roman@mail.ru

гранитной формации [Ферштатер и др., 2000] и сложен преимущественно гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами I фазы и гранитами II фазы внедрения. Массив хорошо обнажается по берегам оз. Тургояк. В плане он имеет округлую форму, в разрезе представляет собой шток диаметром 8 км с вертикальной мощностью ~7–10 км, погружающийся под углом 70° на запад. Площадь массива составляет около 50 км². С вмещающими породами массив имеет интрузивные контакты, что выражается в их ороговиковании и превращении в мелкозернистые амфиболовые роговики.

Амфибол-биотитовые гранодиориты I фазы представляют собой преимущественно гнейсовидные, часто порфировидные породы, состоящие из плагиоклаза (оторочка — андезин, ядро — олигоклаз) (60%), калиевого полевого шпата (микроклин-пертита) (16%), кварца (15%), зелено-коричневого биотита (7%), амфибола (роговой обманки) и акцессорных минералов (сфен, апатит, эпидот, гранат, циркон, пирит, магнетит). В шлифах наблюдается отчетливая калишпатизация.

Граниты II фазы сложены биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми разностями, для которых тоже характерна порфировидная структура. Их состав (%): олигоклаз (40), микроклин или ортоклаз (25), кварц (35), биотит (5–10), роговая обманка (1–3), акцессорные — сфен, эпидот, апатит, гранат, пирит. Среди жильных пород отмечены гранодиориты, гранодиорит-порфиры, граниты, гранит-порфиры, аплиты.

Породы характеризуются повышенной щелочностью. Сумма Na₂O и K₂O в диоритах достигает 7,68%, в гранодиоритах варьирует от 8,1 до 8,70%, в гранитах до 9% (Na₂O преобладает над K₂O). В гранитоидах содержание Ni, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Mo, Ba, Sr, Sn выше кларков. Отношение Rb/Sr составляет от 0,035 до 0,086 [Шагалов, 2000], а ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7048.

Возраст цирконов из гранодиоритов Сыро-станского массива, расположенного юго-западнее Тургоякской интрузии (рис. 1), определен по методу Кобера и составляет 334±5 и 334±4 млн лет, из прорывающих их гранитов — 327±4 млн лет [Монтеро и др., 1998].

Отложения *уреньгинской свиты* развиты в пределах северо-восточного фланга Башкирского мегантиклинория, где они картируются по склонам хр. М. Урал, гор Красноглинской и Варганова и юго-западнее оз. Тургояк на горе Пугачева (рис. 1). Отдельные фрагменты ее разреза, представленные кристаллическими сланцами с гранатом, ставролитом, графитом, хлоритоидом и мраморами, отмечены на северном берегу р. Куштумга. Нижняя граница свиты закрыта осыпью таганайских кварцитов (RF₂tg), верхняя — тектоническая, она проходит по зоне Главного уральского разлома. Вблизи оз. Тургояк и южнее горы Варганова она контактирует со слюдяными сланцами и пес-

чаниками вышележащей уйташской толщи, но контакты не обнажены. Мощность свиты по приблизительным оценкам составляет 2000 м.

Кристаллические сланцы уреньгинской свиты отличаются от других подобных пород Башкирского мегантиклинория более крупнозернистым сложением, небольшим содержанием полевых шпатов, обилием слюд (особенно мусковита) и петрохимическими особенностями. Зерна граната образуют крупные порфирообласты размером до 4–5 мм. Кристаллы, как правило, ситовидные, часто изъеденные, иногда замещенные хлоритом. Последний развивается также и по порфирообластам коричневого биотита при диафорезе. Ставролит встречается в виде более мелких, чем гранат, призматических кристаллов и имеет довольно густую коричневую окраску, что, вероятно, свидетельствует о его высокой железистости. Из слюд чаще всего преобладает мусковит. Подобно кварцу он образует линзы и полосы, часто смятые в складки. В составе кристаллических сланцев широко развиты графитистые отложения, состоящие преимущественно из слюды, рассеянных пластинок графита и реже кварца. Кварциты близки по составу к таганайским и также содержат мусковит. Из акцессорных минералов в сланцах и кварцитах встречаются циркон, реже магнетит, турмалин, рутил.

К характерным особенностям пород свиты относятся повышенная глиноземистость, низкое содержание кальция, высокое отношение K₂O/Na₂O, свидетельствующие об осадочной природе первичных пород. Метаморфизм пород свиты соответствует амфиболитовой фации. Среднерифейский возраст уреньгинской и нижележащей таганайской свит устанавливается по сопоставлению их с надежно датированными зигальгинской, зигзино-комаровской и авзянской свитами юрматиния Башкирского мегантиклинория [Пучков, 2010].

Уйташская свита на рассматриваемой площади имеет ограниченное распространение и развита лишь на северо-западном побережье оз. Тургояк. Она сложена слюдястыми кварцитовидными песчаниками, слюдяно-кварцевыми сланцами, филлитами с прослоями слоистых «рудных» песчаников с магнетитом, гематитом и цирконом. Породы свиты обнажены только в привершинной части высоты с абсолютной отметкой 666,0. Развалы пород, в том числе «рудных» песчаников, встречаются вдоль руч. Липовка (рис. 1). В разрезе снизу вверх наблюдается постепенная смена более грубозернистых разностей песчаников и кварцито-песчаников слюдястыми blastoalevritовыми сланцами и филлитами по глинистым сланцам. Нижняя ее граница несогласная и проводится по подошве конгломератов, верхняя — тектоническая. Мощность свиты не менее 300 м.

Кварциты свиты практически утратили псаммитовую структуру и приобрели типичную лепидо-

гранобластовую. Слоистые текстуры определяются по чередованию пород, но особенно проявлены в «рудных» песчаниках с ровной горизонтальной или косо́й слоистостью, выраженной чередованием темных рудных слоев и слюдисто-кварцевых. В шлифах хорошо видна приуроченность к рудным слоям не только гематита и магнетита, но и циркона. При изучении протолок установлено класто́генная природа циркона, апатита, турмалина, рутила и рудных зерен, имеющих хорошо окатанную форму. Циркон в протолочках метамиктный, желтовато-белый, непрозрачный. Возраст свиты обоснован ее положением в разрезе выше среднерифейских отложений и по сопоставлению с зильмердакской свитой западного склона Южного Урала по маркирующим прослоям «рудных» песчаников [Пучков, 2010].

Материалы и методы исследований. Основную задачу наших исследований составляло установление *P-T* условий кристаллизации гранитоидов Туроякского массива и фаций регионального метаморфизма пород уреньгинской свиты на основе изучения биотит-гранатового парагенезиса, широко представленного среди гранодиоритов, кристаллических сланцев и диафторитов и все-сторонне экспериментально изученного [Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия..., 1977]. Монофракции биотита и граната отбирали из трех проб с номерами 8821, 7524 и 7233 (табл. 1, 2), первая из которых представляет собой гранодиорит, вторая — биотит-гранат-мусковит-ставролит-кварцевый сланец, а третья — гранат-слюдяно-кварцевый (без ставролита) диафторированный сланец из коренного обнажения в борту р. Куштумга (рис. 1).

Таблица 1

Состав биотита и граната в гранодиоритах Туроякского массива, масс. %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{Bi,Gr}
Bi-1	37,44	3,38	16,08	26,03	0,27	0	6,18	0,16	9,26	98,79	0,29
Gr-1	37,50	0	21,13	31,41	3,39	4,60	2,45	0	0	100,48	0,11
Bi-2	36,74	3,02	15,85	26,73	0,39	0	5,66	0	9,04	97,44	0,27
Gr-2	37,40	0	21,20	30,99	3,45	4,73	2,16	0	0	99,87	0,10
Bi-3	37,14	3,28	15,85	26,31	0,38	0	5,78	0	9,28	98,00	0,28
Gr-3	37,19	0	20,97	30,73	3,26	5,01	2,69	0	0	99,85	0,12
Bi-1 (K _{0,92} Na _{0,02}) _{0,94} (Mg _{0,71} Fe _{1,69} Mn _{0,02} Ti _{0,20} Al _{0,38}) ₃ (Si _{2,91} Al _{1,09}) ₄ O ₁₀ [O _{0,63} (OH) _{1,37}] ₂ Gr-1 (Ca _{0,39} Mg _{0,29} Fe _{2,10} Mn _{0,23}) _{3,01} Al _{1,99} Si ₃ O ₁₂ Bi-2 K _{0,91} (Mg _{0,66} Fe _{1,76} Mn _{0,03} Ti _{0,18} Al _{0,37}) ₃ (Si _{2,90} Al _{1,10}) ₄ O ₁₀ [O _{0,54} (OH) _{1,46}] ₂ Gr-2 (Ca _{0,41} Mg _{0,26} Fe _{2,08} Mn _{0,24}) _{2,99} Al _{2,01} Si ₃ O ₁₂ Bi-3 K _{0,93} (Mg _{0,68} Fe _{1,72} Mn _{0,03} Ti _{0,19} Al _{0,38}) ₃ (Si _{2,92} Al _{1,08}) ₄ O ₁₀ [O _{0,61} (OH) _{1,39}] ₂ Gr-3 (Ca _{0,42} Mg _{0,32} Fe _{2,06} Mn _{0,22}) _{3,02} Al _{1,99} Si _{2,99} O ₁₂											

Примечание. Минералы выделены из пробы 8821.

Таблица 2

Состав биотита и граната в породах уреньгинской свиты, масс. %

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{Bi,Gr}
Bi-4	37,03	1,37	19,00	21,40	0	8,78	0	0	8,82	96,40	0,42
Gr-4	36,67	0	20,80	32,75	4,75	1,79	2,49	0	0	99,25	0,08
Bi-5	36,17	1,38	18,84	24,32	0	9,24	0	0	8,12	98,07	0,40
Gr-5	37,16	0	21,05	34,48	3,92	2,00	2,10	0	0	100,71	0,08
Bi-6	36,79	1,50	19,05	22,06	0	8,97	0	0	8,88	97,24	0,42
Gr-6	36,94	0	20,96	33,80	4,81	2,32	1,34	0	0	100,17	0,10
Bi-7	38,39	1,45	18,36	19,75	0	8,45	0	0	7,68	94,07	0,43
Gr-7	37,43	0	21,10	35,31	0	1,62	5,48	0	0	100,94	0,07
Bi-8	37,71	1,46	19,69	21,59	0	8,31	0	0,22	8,74	97,71	0,41
Gr-8	36,87	0	21,13	33,39	0,20	1,41	6,26	0	0	99,27	0,07
Bi-4 K _{0,86} (Mg _{1,00} Fe _{1,37} Ti _{0,08} Al _{0,55}) ₃ (Si _{2,84} Al _{1,16}) ₄ O ₁₀ [O _{0,41} (OH) _{1,59}] ₂ Gr-4 (Ca _{0,22} Mg _{0,22} Fe _{2,24} Mn _{0,33}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ Bi-5 K _{0,78} (Mg _{1,03} Fe _{1,52} Ti _{0,08} Al _{0,37}) ₃ (Si _{2,71} Al _{1,29}) ₄ O ₁₀ [O _{0,02} (OH) _{1,98}] ₂ Gr-5 (Ca _{0,18} Mg _{0,24} Fe _{2,32} Mn _{0,27}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ Bi-6 K _{0,86} (Mg _{1,02} Fe _{1,40} Ti _{0,09} Al _{0,50}) ₃ (Si _{2,80} Al _{1,20}) ₄ O ₁₀ [O _{0,36} (OH) _{1,64}] ₂ Gr-6 (Ca _{0,12} Mg _{0,30} Fe _{2,28} Mn _{0,33}) ₃ Al ₂ Si _{2,99} O ₁₂ Bi-7 K _{0,76} (Mg _{0,98} Fe _{1,28} Ti _{0,08} Al _{0,66}) ₃ (Si _{2,98} Al _{1,02}) ₄ O ₁₀ [O _{0,56} (OH) _{1,44}] ₂ Gr-7 (Ca _{0,47} Mg _{0,19} Fe _{2,34} Mn _{0,00}) ₃ (Al _{1,98} Fe _{0,02}) ₂ (Si _{2,99} Al _{0,01}) ₃ O ₁₂ Bi-8 (K _{0,84} Na _{0,03}) _{0,87} (Mg _{0,94} Fe _{1,37} Ti _{0,08} Al _{0,62}) ₃ (Si _{2,86} Al _{1,14}) ₄ O ₁₀ [O _{0,53} (OH) _{1,47}] ₂ Gr-8 (Ca _{0,54} Mg _{0,17} Fe _{2,26} Mn _{0,01}) ₃ Al ₂ (Si _{2,99} Al _{0,01}) ₃ O ₁₂											

Примечание. Минералы Bi-4–Bi-6, Gr-4–Gr-6 выделены из пробы 7524; Bi-7, Bi-8, Gr-7, Gr-8 — из проб 7233.

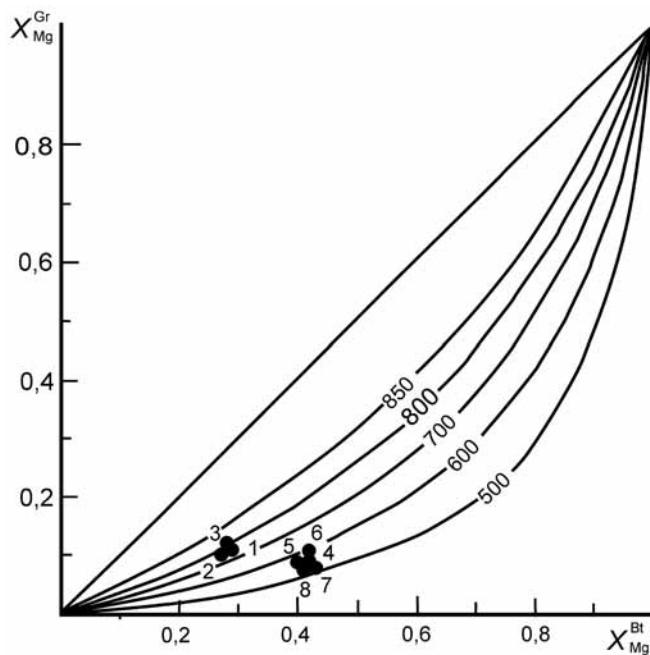


Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bi}$ [Термо- и барометрия..., 1977] в гранитоидах Тургойского массива (точки 1–3) и породах уреньгинской свиты (точки 4–8)

Состав минералов проанализирован И.А. Блиновым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе «Tescan Vega 3sbu» с энерго-дисперсионным спектрометром «Oxford Instruments X-act» (ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны для биотита — биотит, для граната — пироп, андрадит иgrossуляр) и приведены в табл. 1, 2. Их формулы рассчитаны по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1964], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальности парагенезиса биотит — гранат [Перчук, Рябчиков, 1976] получены значения температуры и давления, при которых происходила кристаллизация Тургойского массива, а первичные осадки уреньгинской свиты были метаморфизованы.

Результаты исследований и их обсуждение.

Согласно данным табл. 1, гранат, отобранный из гранодиорита Тургойского массива, представлен альмандином и имеет очень незначительный разброс состава слагающих его элементов. Относительно граната пород уреньгинской свиты (табл. 2) он менее железистый и содержит FeO в пределах 30,73–31,41%, что на 2,0–3,9% меньше. Совсем другая картина наблюдается при исследовании биотита. Во-первых, его состав довольно сильно отличается, а, во-вторых, тургойский биотит более титанистый (на 1,65–1,88%) и железистый (на 1,7–6,3%), чем уреньгинский, но менее глиноземистый (на 2,5–3,6%) и калиевый (на 0,4–1,4%).

Анализ результатов микрозондового изучения состава биотита и граната пород уреньгинской свиты показал, что: 1) биотиты из проб 7524 и 7233 практически не отличаются; 2) гранат из пробы 7524 относительно такового из пробы 7233 содержит больше MnO (3,92–4,81% против 0,00–

0,20%) и MgO (1,79–2,33% против 1,41–1,62%), но меньше CaO (1,34–2,49% против 5,48–6,26%); 3) гранат кристаллических сланцев со ставролитом представлен альмандином с небольшой долей спессартинового компонента, а гранат диафторитов — альмандином с примесью андрадитовой составляющей.

Рассмотрим рис. 2, на котором приведена диаграмма фазового соответствия с координатами X_{Mg}^{Bi} и X_{Mg}^{Cr} , где $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ (Mg, Fe и Mn — значения молярных долей компонентов в биотите и гранате). Вынесенные на нее восемь гранат-биотитовых пар образуют два поля, первое из которых расположено между изотермами 700 и 800 °C, а второе — 500 и 600 °C. По анализу пробы гранодиорита № 8821 (точки 1–3) температура кристаллизации Тургойского массива находится в пределах 770–810 °C. Температура образования метаморфических минералов уреньгинской свиты, согласно пробе № 7524 (точки 4–6), составляет 550–595 °C, а по пробе № 7233 (точки 7, 8) она несколько меньше — 520–530 °C. На другой диаграмме (рис. 3) [Термо- и барометрия..., 1977], предназначенной для определения давления по известным значениям T и $\ln K$ ($K = X_{Mg}^{Cr} : X_{Mg}^{Bi}$), точки 1–3 и 4–8 рассредоточены по довольно большой площади, где образуют две обособленные области. Давление в момент кристаллизации Тургойского массива (проба № 8821) составило 210–250 МПа, что соответствует глубине 7,3–8,7 км (абиссальная зона). Для кристаллических сланцев уреньгинской свиты (проба № 7524) оно находится в интервале 250–400 МПа, для диафторитов (проба № 7233) — 130–170 МПа. Примечательно, что все ее точки (4–8) попали в область развития андалузита, ограниченную полем устойчивости кордиерита. Реально в метаморфических породах уреньгинской свиты андалузит встречается, хотя и редко, но кианит, силлиманит и кордиерит в шлифах не отмечены.

Бликие выводы получены и при рассмотрении петрогенетической диаграммы (рис. 4), на которой обозначены фации регионального метаморфизма в зависимости от температуры и давления [Термо- и барометрия..., 1977], с той лишь разницей, что на ней кроме полей устойчивости перечисленных выше метаморфических минералов выделена область развития ставролита. По данным В.В. Федькина [1975], в породах с избытком Al_2O_3 , K_2O и SiO_2 , к числу которых несомненно относятся кристаллические сланцы и диафториты уреньгинской свиты, пограничные условия стабильности ставролита следующие: 450–650 °C и 200–1000 МПа. Согласно графикам на рис. 4 рассматриваемые породы метаморфизованы в условиях куммингтонитовых амфиболитов, но кристаллические сланцы пробы № 7524 (точки 4–6) содержат ставролит, а в диафторитах пробы № 7233 (точки 7, 8) его нет.

Перспективы рудоносности гранитоидов и углеродистых сланцев. Металлогеническую специализацию гранитоидов Тургойского массива можно оценить с помощью классификационной диаграммы $As-(K+Na)/Ca$, разработанной Л.С. Бородиным [2004], на которую вынесены эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций классических редкометалльных, оловорудных и медных провинций мира (рис. 5). Параметры As и $(K+Na)/Ca$ — расчетные и основаны на данных силикатного анализа (табл. 3), выполненного в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.С. Ягудина). Первый из них, названный универсальным параметром кислотности–основности, учитывает не только содержание, но и химическую активность породообразующих элементов, а второй — характеризует степень щелочности–известковистости. Интересующий нас Мо-тренд протягивается вдоль границы раздела щелочного (III) и известково-щелочного (II) полей, но со стороны последнего. Согласно Л.С. Бородину [2004], он соответствует субизвестково-щелочным лейкогранитам S-типа, формирование которых происходило «в завершающие этапы длительной эволюции мантийно-корового магматизма в коллизионных обстановках внутриконтинентальных или окраинно-континентальных орогенных поясов».

Подавляющее большинство анализов пород Тургойского массива расположено между главным известково-щелочным (CA) и латитовым (LM) эталонными трендами в пределах полей IIв и IIIа, характерных для субизвестково-щелочных и субщелочных-щелочных гранитов соответственно. Все они, включая диориты, гранодиориты, граниты, жильные граниты и лейкограниты, последовательно сменяются в направлении от начала к окончанию Мо-металлогенического тренда. В связи с этим редкометалльная специализация гранитоидов Тургойского массива не вызывает сомнений. Наибольший интерес на молибденовое оруденение представляют породы, образовавшиеся на заключительном этапе его кристаллизации, в том числе лейкократовые и жильные граниты. Как отмечено в публикациях последних двух десятилетий [Ферштатер и др., 2000; Шагалов, 2000; Макагонов, Муфтахов, 2015], редкометалльная металлогеническая специализация гранитоидов монцодиорит-гранитной формации Южного Урала (Степнинского, Бирюковского, Сыростанского, Аргазинского и других массивов), к которой принадлежит и Тургойская интрузия, четко доказана. Подтверждается это и присутствием в породах некоторых из них (особенно в Сыростанском массиве) многочисленных проявлений и небольших месторождений Mo, W, Ta, Nb, PЗЭ.

Что касается рудоносности непосредственно гранитоидов Тургойского массива, то, по данным геологов ОАО «Челябинскгеосъемка», в его пределах известно одно молибден-флюоритовое прояв-

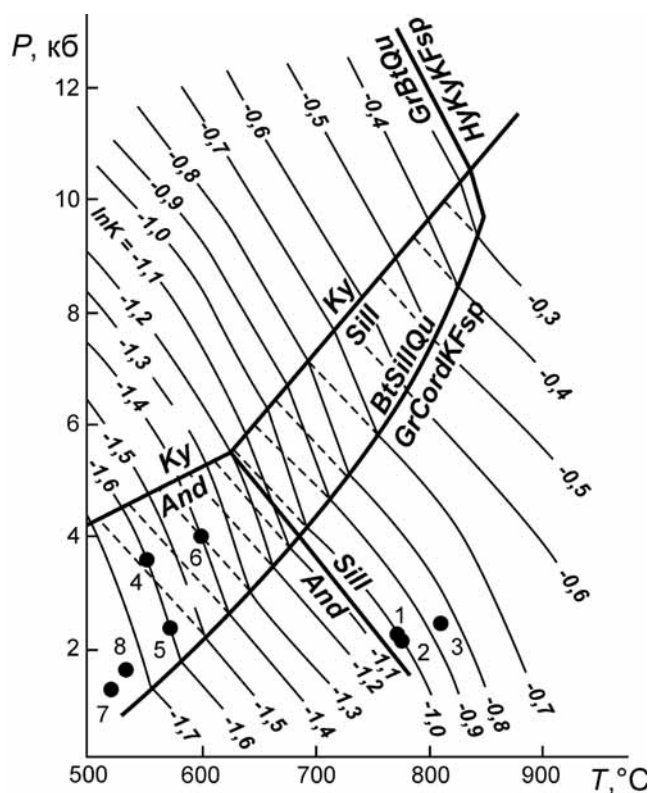


Рис. 3. Диаграмма P – T для определения давления по T и $\ln K$ [Термо- и барометрия..., 1977] в гранитоидах Тургойского массива (точки 1–3, табл. 1) и породах уреньгинской свиты (точки 4–8, табл. 2). Поля минералов: And — андалузит, Ky — кианит, Sill — силлиманит, Bi — биотит, Gr — гранат, Cord — кордиерит, KFsp — калиевый полевой шпат, Qu — кварц, Hyp — гиперстен

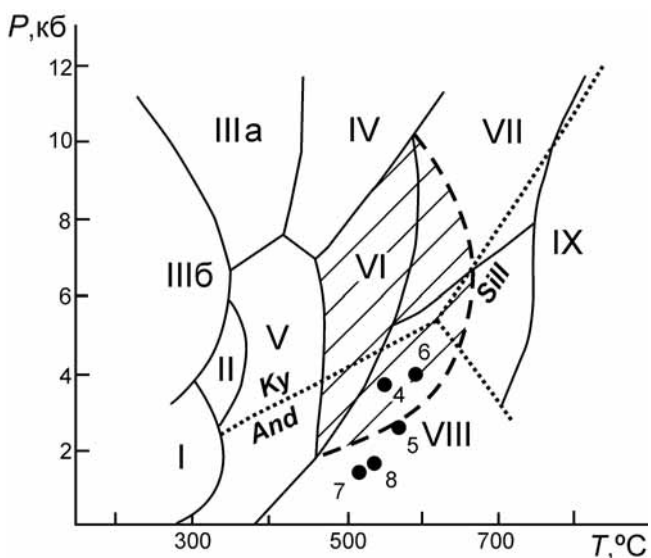


Рис. 4. Положение гранат-биотитовых пар (табл. 2) пород уреньгинской свиты на петрогенетической диаграмме [Термо- и барометрия..., 1977]. Сплошные линии — границы фаций, заштрихованное поле — поле устойчивости ставролита, точками показана тройная диаграмма And–Sill–Ky. Римскими цифрами обозначены фации: I — цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая, II — пумпеллиит-актинолитовая, IIIа — глаукофан-лавсонитовая, IIIб — глаукофан-цоизитовая, IV — цоизит-кианит-кварцевых сланцев, V — зеленых сланцев, VI — эпидотовых амфиболитов, VII — альмандиновых амфиболитов, VIII — куммингтонитовых амфиболитов, IX — гранулитовая

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Тургойского массива, масс. %

№ п.п.	№ пробы	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
1	5545	63,14	0,55	15,98	1,72	2,49	0,06	3,67	3,63	5,00	2,68	0,37	0,78	100,07
2	5542	64,32	0,42	15,34	1,33	1,40	0,05	2,63	1,96	5,10	3,30	0,21	0,76	99,82
3	457a	65,81	0,99	16,87	1,07	1,33	0,05	1,81	3,65	5,31	2,26	0,17	0,98	100,30
4	491	66,00	0,50	16,60	1,97	1,53	0,05	1,79	3,59	5,00	2,67	0,20	0,70	100,60
5	9800-1	66,60	0,48	15,97	1,68	1,72	0,05	1,59	3,15	4,86	2,88	0,24	0,46	99,68
6	5541	66,64	0,40	16,17	2,18	1,28	0,05	2,25	1,98	5,00	3,13	0,23	1,06	100,37
7	5256	66,84	0,46	14,55	1,28	1,35	0,04	1,00	5,50	4,70	3,17	0,21	1,84	100,94
8	5268	66,72	0,46	15,95	0,98	1,99	0,05	2,61	3,47	4,64	2,92	0,21	0,72	100,72
9	464	67,42	0,52	15,08	1,52	1,35	0,05	1,35	3,56	5,54	2,42	0,25	0,80	100,02
10	5543	67,88	0,38	15,13	1,04	1,66	0,05	2,43	1,96	4,89	3,30	0,21	0,74	99,67
11	5540	69,22	0,29	13,64	1,58	1,15	0,04	1,93	1,68	4,89	3,75	0,16	0,76	99,09
12	5259	70,08	0,38	14,49	0,94	0,85	0,02	1,40	3,47	4,54	3,31	0,15	1,30	100,93
13	417	70,02	0,38	15,74	0,81	1,23	0,02	0,67	2,04	4,94	3,67	0,14	0,62	100,41
14	421	70,13	0,23	16,37	0,18	1,32	0,03	0,66	1,93	4,94	3,86	0,24	0,35	100,24
15	433	71,86	0,17	15,58	0,62	0,49	0,02	0,50	1,91	5,19	3,67	0,30	0,34	100,65
16	640	72,10	0,14	15,04	0,35	0,93	0,02	0,48	1,29	4,70	4,33	0,08	0,88	100,34
17	5550-2	72,88	0,09	14,35	0,16	1,28	0,02	0,03	1,12	4,89	3,75	0,03	0,50	99,10
18	5560-1	74,24	0,06	12,31	0,29	0,64	0,03	0,44	1,14	4,69	4,30	0,01	0,56	98,71

Примечания. 1 — диорит; 2–10 — гранодиориты; 11–15 — граниты с преобладанием плагиоклаза; 16–18 — жильные граниты и лейкограниты. Анализы выполнены авторами статьи и сотрудникам ОАО «Челябинскгеосъемка».

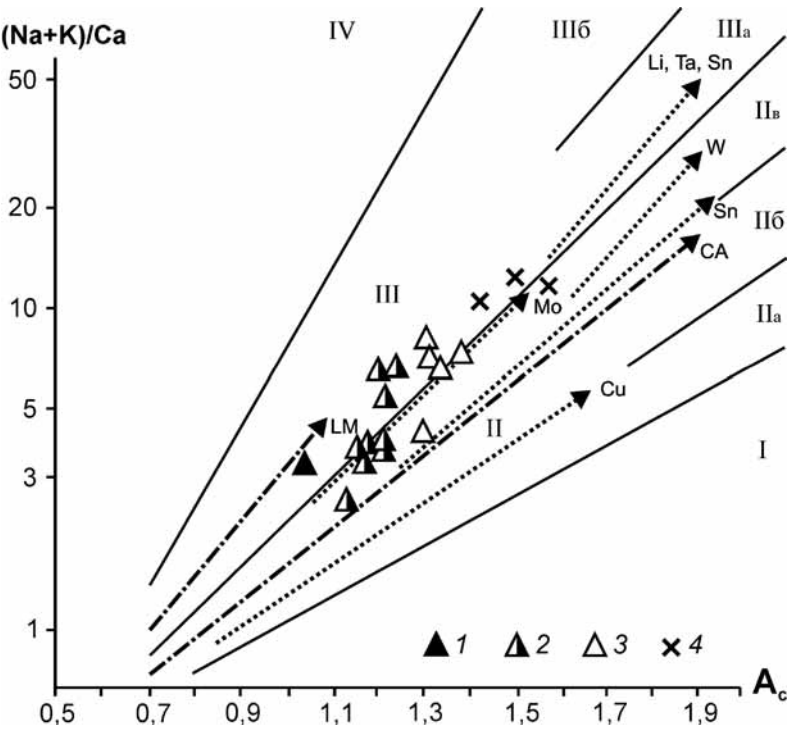


Рис. 5. Диаграмма (Na+K)/Ca — A_c [Бородин, 2004] для гранитоидов Тургойского массива с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций: 1 — диориты, 2 — гранодиориты, 3 — граниты, 4 — жильные граниты и лейкограниты (табл. 3). Классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное (II_а — субизвестковые, II_б — известково-щелочные, II_в — субизвестково-щелочные граниты); III — субщелочное (III_а — субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, III_б — щелочные агпайтовые граниты); IV — щелочное. Эталонные тренды: CA — главный известково-щелочной, LM — латитовый (монзонитовый). Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций: Sn — оловянный, Cu — медно-порфировый, Mo—(Cu) — молибденовый, W—(Mo) — вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn — литий-тантал-ниобий-оловянный

ление, названное Тургоякским, и два проявления золота (Тютевское и Флюоритовая жила) (рис. 1). Первое из них (Тургоякское) представляет собой 19 кварцевых жил протяженностью до нескольких десятков метров, расположенных в гранодиоритах. Содержание флюорита в жилах составляет в среднем ~5%. В грейзенизированных породах отмечены многочисленные чешуйки молибденита. Максимальное количество молибдена достигает здесь 0,1%. Тютевское проявление золота находится в самой западной части Тургоякского массива и включает в себя кварцевую жилу мощностью до 1,6 м и протяженностью около 600 м и вмещающие ее гранодиориты. Геологическое строение этого проявления довольно простое: в кварцевой жиле отмечена неравномерная вкрапленность галенита, пирита и реже халькопирита. Опробование показало наличие в ней до 6 г/т золота и до 4,5 кг/т серебра (в среднем 806 г/т). «Флюоритовая жила» (мощность до 0,5 м, длина 40–45 м) выполнена преимущественно кварцем и существенно меньше флюоритом. Содержание Au в среднем составляет 0,8 г/т, Ag — 9,6 г/т. В целом можно говорить о золото-редкометалльной специализации гранитоидов Тургоякского массива.

Кристаллические сланцы уреньгинской свиты и слюдяные сланцы, песчаники уйташской свиты не содержат значимых рудных объектов. Лишь в слюдяных кварцитах и амфибол-хлоритовых сланцах первой из них выявлено проявление магнетита и титаномагнетита метаморфогенного типа (протяженность рудных зон по простиранию 700–1000 м, мощность 16–120 м, среднее содержание Fe составляет 12,5%, TiO_2 — 2,2%) и несколько точек минерализации с вольфрамом, приуроченных к прослоям графитистых сланцев (рис. 1). Кроме того, в долине руч. Бобровка, впадающего в оз. Тургояк, известна Липовская россыпь золота протяженностью 2,4 км. Коренным ее источником могли быть углеродистые отложения уреньгинской толщи или золотоносные кварцевые жилы Сысертского массива.

Присутствие черных сланцев в разрезе уреньгинской свиты выгодно отличает ее от уйташских образований. Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. При определенных условиях, особенно в областях проявления магматизма, зонального метаморфизма и тектонической активности, углеродистые породы могут концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, вольфрама, ванадия, марганца, платины и других элементов [Коробейников, 1999; Вуд, Попов, 2006]. Доказано, что в результате проявления зонального регионального и контактового метаморфизма золото выносятся из зоны амфиболитовой (амфибол-роговиковой) фации и концентрируется в пределах зеленосланцевой и

эпидот-амфиболитовой (альбит-эпидот-роговиковой) фаций [Буряк, 1975; Ермолаев, Созинов, 1986; Сначёв, Сначёв, 2014]. При этом золоторудная минерализация имеет явную приуроченность к черносланцевым образованиям, испытавшим интенсивную тектоническую проработку, развившуюся в окварцевании, сульфидизации и дроблении пород.

В обрамлении гранитно-гнейсовых куполов и крупных гранитных массивов, имеющих четко выраженную металлогеническую специализацию, образуется зональность в размещении рудной минерализации. При удалении от контакта интрузивных тел происходит смена высокотемпературного (в нашем случае редкометалльного) оруденения, связанного со становлением гранитоидных массивов, переотложенным золотым и далее низкотемпературным золото-полиметаллическим оруденением, что показано нами, в частности, на примерах Ахуновского и Суундукского массивов [Демин, Сначёв, 1981; Сначёв и др., 2010].

В процессе проведения геолого-съёмочных работ в пределах листов N-41-VII и N-40-XII по периферии Тургоякского и Сыростанского гранитных массивов была откартирована граница между амфибол-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фациями контактового метаморфизма (рис. 1). Ширина первой из них, являющейся потенциальной зоной выноса золота, колеблется от 0,4–1,0 км. Это позволило выделить в области развития альбит-эпидот-роговиковой фации два участка (Куштумгинский и Сакмарский), перспективные на поиски наложенного редкометалльного (W, Mo) и переотложенного золотого оруденения. Подтверждается этот вывод и наличием здесь в образованиях уреньгинской свиты серии крупных субмеридиональных разломов и разноориентированных зон дробления, окварцевания и сульфидизации, а также многочисленных прослоев углеродистых сланцев, обладающих хорошими сорбционными и восстановительными свойствами [Ермолаев, Созинов, 1986; Рыкус и др., 2009].

Закключение. Таким образом, учитывая приведенные выше геологические, петрогеохимические и физико-химические данные об уреньгинской, уйташской свитах и Тургоякскому гранитному массиву, можно предположить, что в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория в среднем и позднем рифее в обстановке континентального рифтогенеза [Пучков, 2010] накапливались мелководные высокоглиноземистые отложения (аргиллиты, алевролиты, песчаники), среди которых отмечены многочисленные прослои, обогащенные S_{org} и карбонатом (уреньгинская свита). На них с размывом и стратиграфическим несогласием отлагались преимущественно песчаники и заметно реже алевролиты и аргиллиты (уйташская свита). В поздневендское время породы испытали сначала региональный метаморфизм в условиях кумминг-

тонит-амфиболитовой фации при температуре 550–595 °С и давлении 250–400 МПа, а затем на локальных участках — диафторез ($T=520\div530$ °С и $P=130\div170$ МПа). По мнению С.Г. Ковалева с соавторами [2018], это связано с орогеническими движениями в складчатой области тиманид, обусловившими режим сжатия в пределах Южного Урала. В период становления Тургорякского массива ($T=770\div810$ °С и $P=210\div250$ МПа) (нижний–средний карбон) породы уреньгинской и уйташской свит подверглись контактовому метаморфизму. Его термоградиентное тепловое поле привело к выносу золота из черных сланцев зоны амфибол-роговиковой фации и переотложению в пределах альбит-эпидот-роговиковой фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 210 с.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Бородин Л.С. Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 3–26.
- Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 37–46.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение Сухой Лог // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, С. 315–341.
- Демин Ю.И., Сначёв В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 1. С. 152–156.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 244 с.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Первые данные количественной оценки параметров вендского метаморфизма восточной части Башкирского мегантиклинория // Докл. РАН. 2018. Т. 483, № 3. С. 301–305.
- Коробейников А.Ф. Минералогия благородных металлов нетрадиционных золото-платиноидных руд в черносланцевых формациях // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 40–51.
- Макагонов Е.П., Муфтахов В.А. Редкоземельно-редкометалльная минерализация в поздних гранитоидах Сыростанского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 2. С. 121–132.
- Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны ГУГР // Тез. Конф. «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 106–107.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И. и др. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7, № 2. С. 17–27.
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8, № 2. С. 11–20.
- Сначёв В.И., Сначёв А.В. Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестн. Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. 2014. № 2. С. 79–87.
- Термо- и барометрия метаморфических пород / Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 250 с.
- Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. Тургорякско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 129–158.
- Шагалов Е.С. К петрографии и геохимии пород Тургорякского массива (Южный Урал) // Ежегодник-1999, ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 2000. С. 129–156.

Поступила в редакцию 09.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 548.75

С.С. Воробей¹, В.К. Гаранин², Е.А. Минервина³, Т.В. Посухова⁴, Ся Вэйшэн⁵**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ
КИТАЯ И ЯКУТИИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS,
119017, Moscow, Staromonetnyi str., 35*

Изучены ксенолиты из трубки Мир и из провинций Шаньдун и Ляонин с использованием методов электронно-зондового микроанализа и ICP-MS. Выявлены их минералогические, геохимические и генетические особенности. В ксенолитах из трубки Мир выявлены минералы алмазоносных парагенезисов, а в ксенолитах из кимберлитов Китая их нет. Во всех ксенолитах установлены вторичные изменения. В ксенолитах из кимберлитов Китая они более сильные. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает, что в формировании ксенолитов из трубки Мир участвовали процессы субдукции. В ксенолитах из Китая, отчетливо проявлено влияние метасоматоза. Рассчитаны *PT*-параметры: $T=600\div700$ °C, $P=2\div2,5$ ГПа, они не соответствуют мантийным обстановкам и отражают условия метасоматоза.

Ключевые слова: кимберлиты, ксенолиты, мантийный метасоматоз.

Xenoliths from the Mir pipe and from Shandong and Liaoning provinces were studied according to electron microbeam analysis and ICP-MS. Their mineralogical, geochemical and genetic features are revealed. Minerals of diamondiferous paragenesis were established in xenoliths of the Mir pipe, but not in xenoliths of China. All xenoliths have secondary changes. They are stronger in the xenoliths of China. The distribution of REE shows the involvement of subduction processes in the formation of xenoliths from the Mir pipe. They are not found in xenoliths from China; the influence of metasomatism is clearly manifested in them. *PT*-parameters were calculated: $T=600\div700$ °C, $P=2\div2,5$ GPa. They do not correspond to mantle settings and reflect the conditions of metasomatic processes.

Key words: kimberlites, xenoliths, mantle metasomatism.

Введение. Мантийные ксенолиты в кимберлитах содержат исключительно ценную информацию о процессах минералообразования, протекающих в значительном интервале давления, вплоть до очень высоких значений, при которых возможно образование алмазов [Соболев, 1974]. Они сложены породами, образовавшимися в широком интервале *PT*-условий [Францессон, Лутц, 1995]. Их исследование имеет большое научное и прикладное значение, так как дает информацию о глубинном строении и вещественном составе Земли и позволяет судить об алмазоносности кимберлитовых тел [Костровицкий, Специус, 2015]. Изучению ксенолитов мантийных пород из кимберлитов Китая до сегодняшнего времени уделялось недо-

статочно внимания из-за объективных трудностей. В большинстве тел их практически не удавалось найти. В тех кимберлитовых телах, где они были обнаружены, ксенолиты имеют малые размеры и сильно изменены [Гао Сяоин, 2008]. Глубинные ксенолиты кимберлитов Якутии детально изучены многими исследователями [Соболев 1974; Костровицкий, Специус, 2015], но сравнение их с ксенолитами из кимберлитов Китая не проводилось. Нами был сделан акцент на выявление минералого-петрографических, геохимических и генетических особенностей ксенолитов из разных провинций.

Материалы и методы исследований. Объекты исследования — три ксенолита из кимберлитов

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирантка; *e-mail:* vorobey.sofya93@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; *e-mail:* vgaranin@mail.ru

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

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

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, магистр; *e-mail:* 3554842@qq.com

трубки Мир и два из кимберлитов Китая. Выбор объектов исследования не случаен, так как на этих трубках ведется добыча алмазов, но качество сырья существенно различается. Трубка Мир известна находками крупных правильных гадкогранных октаэдров алмаза [Зинчук, Коптиль, 2003], тогда как кристаллы алмаза в кимберлитах Китая небольшие и кривогранные [Lu Fengxiang, 1996; Гао Сяо Ин, 2008]. Разное качество алмазов может быть связано с различной степенью изменения исходного мантийного материала, что мы и изучили.

Кимберлитовая трубка Мир отличается высоким промышленным содержанием алмазов. Она находится в Малоботуобинском районе (Мирнинское поле) в Якутии. Трубка сложена крупнообломочными кимберлитовыми брекчиями. Трубка богата глубинными ксенолитами. Найдены и изучены алмазоносные ксенолиты [Гаранин и др., 1979; Серенко, Лазько, 1990; Специус, Серенко, 1990].

На территории КНР известно несколько полей кимберлитов, расположенных в пределах Северо-Китайской (Хуабэй) и Южно-Китайской платформ. Наиболее известны два месторождения — трубка Победа-1 в провинции Шандун и трубка № 50 в провинции Ляонин. Именно из этих трубок и были отобраны изученные образцы. Трубка Победа-1 (Шенгли) сложена крупнокристаллическим порфировым кимберлитом [Гао Сяоин, 2008]. Установлены включения серпентинизированных перидотитов и автолитов. Трубка № 50 (Бинхай) сложена кимберлитовыми туфами, брекчиями и порфировыми флогопитовыми кимберлитами с большим количеством минералов-спутников алмаза. Выявлено 4 пульсации [Lu Fengxiang, 1996].

Ксенолиты изучали комплексом минералогических и геохимических методов. Структурно-петрографическое описание проводилось на оптических микроскопах «Orton» и «Axio Plan 2 Imaging» («Карл Цейсс»). Съемка изображений в отраженных электронах, в характеристических рентгеновских лучах и электронно-зондовый микроанализ выполнены на кафедре петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова в лаборатории локальных методов исследования вещества на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480L» с энерго-дисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350» при ускоряющем напряжении от 25 кВ и при увеличении до 100 000 (оператор Н.Н. Коротаева). Изучение усредненного состава ксенолитов методом ICP-MS проводили на кафедре геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством А.Ю. Бычкова. Исследования велись на масс-спектрометре «Element-2». Метод предполагает перевод вещества в раствор. Вскрытие образцов осуществляли спеканием с содой, полученный спек растворяли в смеси кислот. Изучение микроэлементного состава отдельных зерен гранатов и пироксенов проводили в ИГЕМ РАН на

масс-спектрометре «X-Series II» в сочетании с системой лазерного пробоотбора NWR-213: препарат пробы вводится в спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля и ионизируется в индуктивно-связанной плазме с последующим разделением ионов при помощи квадрупольного масс-анализатора. Исследовали прозрачно-полированные шлифы на эпоксидной смоле.

Результаты исследований и их обсуждение.

Изученная коллекция глубинных ксенолитов включает широкий спектр глубинных пород ультраосновного и основного состава.

Гранатовый вебстерит из трубки Мир (образец ТМ91) состоит из граната (40%), клинопироксена (40%), ортопироксена (15%) и редких зерен сульфидов (5%). Гранаты образуют изометричные зерна размером 1 мм с келифитовой каймой. В породе проявлены следы катаклаза. По трещинам происходит замещение вторичными минералами.

Эклогит из трубки Мир (образец ТМ124) сложен пироксеном (40%) и гранатом (50%) с редкими зернами сульфидов (около 5%). В образце отчетливо проявлены процессы катаклаза, зерна граната и пироксена разбиты многочисленными трещинами, по которым развита вторичная минерализация. Пироксен в образце активно замещен серпентином. Серпентин также заполняет прожилки в зернах граната. Во вмещающем кимберлите зерна оливина имеют коронарные структуры, они серпентинизированы.

В ильменитовом пироксените из трубки Мир (образец ТМ144) зерна пироксена имеют идиоморфную форму, вокруг них развивается вторичная кайма, они интенсивно замещены серпентином от периферии к центру. Кроме того, зерна пироксенов обрастают рудным минералом (ильменитом). Минералы подвержены катаклазу, трещины заполнены серпентином.

Гранатовый лерцолит из трубки № 50 (образец 1М) сложен мелкими зернами пироксенов с включениями шпинели. Оливин образует более крупные выделения неправильной формы, которые погружены в пироксеновую матрицу. В пироксенах выявлены структуры распада твердого раствора. Установлено две генерации пироксена: ранняя представлена крупными зернами, а поздняя — мелкозернистой массой. Вторичные изменения отчетливо проявлены во всех минералах. Оливин замещен серпентином и магнетитом. Зерна пироксена имеют изъеденные границы. В породе проявлены следы пластических деформаций.

Дунит из трубки Победа-1 (образец М) сложен только оливином, он сильно трещиноватый и практически нацело замещен серпентином. Гранат не отмечен, присутствуют идиоморфные зерна шпинелидов. По трещинам развит вторичный магнетит. Присутствуют следы активного катаклаза. Зерна оливинов представлены в виде двух генераций: крупные овальные катаклазированные зерна

Результаты электронно-зондовых анализов породообразующих и акцессорных минералов

Порода	Номер анализа		Клинопироксены, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/9	центр	3,74	13,45	6,47	54,81	18,01	0,40	0,18	н.о.	2,06	н.о.	99,12	57,25
	TM91/10	край	3,84	13,83	6,43	55,95	18,23	0,38	0,21	н.о.	2,06	0,09	101,02	56,86
	TM91/11	центр	3,83	13,78	6,59	55,69	18,12	0,38	0,19	н.о.	2,05	н.о.	100,63	56,80
	TM91/12	край	3,77	13,75	6,43	55,69	18,3	0,31	0,19	0,07	2,06	н.о.	100,57	57,10
Эклогит, трубка Мир	TM124/1	край	2,88	14,69	4,86	55,8	19,49	0,23	0,23	н.о.	2,62	н.о.	100,80	57,02
	TM124/2	центр	3,00	14,61	5,08	55,36	19,33	0,26	0,19	н.о.	2,64	н.о.	100,47	56,95
	TM124/7	край	2,93	14,6	4,99	55,54	19,38	0,25	0,20	0,10	2,67	н.о.	100,66	57,03
	TM124/8	край	2,99	14,49	5,10	55,16	19,19	0,28	0,13	н.о.	2,64	н.о.	99,98	56,98
Порода	Номер анализа		Ортопироксен, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/1	центр	0,09	35,57	0,66	57,69	0,13	н.о.	н.о.	0,11	5,95	0,18	100,38	
	TM91/2	край	н.о.	35,94	0,57	58,43	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	6,13	0,13	101,32	
Гранатовый лерцолит, Китай	1M/1	центр	0,09	26,22	0,84	58,65	0,15	н.о.	0,21	н.о.	6,52	0,09	92,68	
	1M/3	центр	0,11	26,09	1,39	57,97	0,25	0,06	0,31	0,10	6,78	0,11	93,06	
Порода	Номер анализа		Гранаты, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/1	центр		19,70	23,60	41,69	3,45	0,14	0,14	0,29	10,30		99,31	
	TM91/2	край		19,86	23,91	41,89	3,40	н.о.	0,15	0,27	10,38		99,86	
	TM91/3	центр		19,72	23,69	41,98	3,43	0,08	0,15	0,26	10,49		99,80	
	TM91/4	край		19,83	23,71	41,96	3,40	н.о.	0,13	0,32	10,43		99,78	
Эклогит, трубка Мир	TM124/1	край		17,18	23,47	40,88	3,65	н.о.	0,22	0,37	13,88		99,65	
	TM124/2	центр		17,13	23,38	40,99	3,99	0,08	0,20	0,36	13,67		99,81	
	TM124/3	край		17,16	23,36	41,01	3,76	0,11	0,21	0,40	14,03		100,05	
	TM124/4	центр		17,13	23,29	40,99	3,98	н.о.	0,18	0,40	13,66		99,62	
Порода	Номер анализа		Оливины, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Дунит, Китай	M/1	край		36,08	0,60	41,80	0,21	н.о.	0,07	0,16	4,56	0,42	83,90	
	M/2	центр		31,66	1,48	39,61	0,23	0,11	0,25	0,10	5,53	0,21	79,18	
	M/3	край		34,55	1,29	39,69	0,20	0,11	0,28	0,08	6,10	0,26	82,56	
	M/4	центр		31,42	1,53	39,69	0,27	н.о.	0,22	0,13	5,32	0,29	78,87	
	M/5	край		34,88	1,36	39,60	0,20	0,11	0,39	н.о.	6,46	0,22	83,22	

* н.о. — не обнаружено.

и более мелкие цементирующие зерна, полностью замещенные серпентином.

Исследование методом РЭМ показало высокую степень вторичного изменения ксенолитов из кимберлитов Китая. В образце гранатового лерцолита (1M) установлено развитие таких минералов, как кальцит и серпентин. Эти минералы замещают первичный пироксен с сохранением формы первичных зерен. Процессы вторичного замещения проявляются в появлении гидротермальной сульфидной минерализации, в виде развития сульфидов (пирита и галенита) и кварца. Из первичных

минералов лучше всего сохранились шпинелиды, однако при большом увеличении выявляется неоднородность их состава, связанная с процессами метасоматического замещения. В результате этого же процесса сформировались зерна вторичных шпинелидов, имеющие интерстициальные неправильные формы. Очень сильно изменены зерна оливина в образце дунита (1 м). Состав минерала заметно меняется от центра к периферии с образованием коронарных структур (рис. 1, а).

В образцах ксенолитов из кимберлитов Якутии также выявлены вторичные изменения. Наиболее

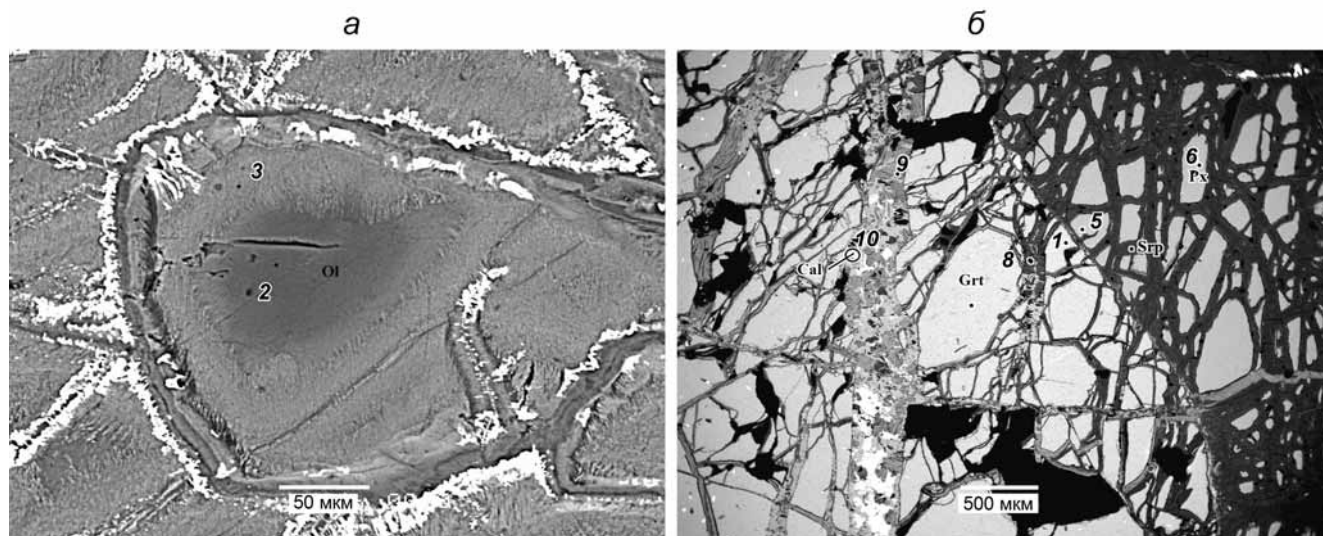


Рис. 1. Особенности строения изученных ксенолитов: *а* — неоднородные измененные зерна оливина в образце дунита (М); *б* — катаклазированные зерна граната и пироксена в образце эклогита из трубки Мир (ТМ124), по трещинам развиваются вторичные секущие прожилки и вторичная минерализация

устойчивы гранаты, тогда как пироксены изменены значительно сильнее. Вдоль границ их зерен наблюдаются каймы, сложенные вторичными силикатами. Рудные минералы почти не изменены, вторичные каймы на их зернах не наблюдаются. Отличительная особенность всех изученных ксенолитов — проявление катаклаза, особенно отчетливо выраженное в ксенолите эклогита (образец ТМ124). В этом ксенолите отмечаются также вторичные секущие прожилки, которые, возможно, появились за счет частичного плавления подобно мигматитам (рис. 1, б). Вторичная минерализация отмечена и в образце ильменитового пироксенита (ТМ144). Здесь наблюдаются секущие прожилки, сложенные материалом кимберлита (карбонатом и серпентином). Выделения ильменита тоже формируют секущие прожилки в силикатной матрице. Они сложены катаклазированным зернистым агрегатом. По границе ильменита и вмещающего кимберлита развита сульфидная минерализация. Включения сульфидов выявлены и внутри зерен ильменита, контактирующих с серпентином.

Изучены особенности химического состава минералов, проанализированы порообразующие силикаты (пироксены, гранаты, оливин), акцессорные рудные минералы (хромшпинелиды, ильменит) и минералы, слагающие вторичные изменения, результаты представлены в таблице. Из анализа данных таблицы видно, что состав минералов в изученных ксенолитах существенно различается.

Ортопироксены — проанализированы центральные и краевые части зерен из образца гранатового вебстерита из трубки Мир (ТМ91) и из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитов Китая (1М). Значимые различия в их составе не выявлены. Анализы характеризуются пониженными значениями суммы, что связано с процессами

серпентинизации. Также характерно повышенное содержание примеси хрома, низкая концентрация примесей Na, Ca, Mn и постоянное присутствие примесей Al и Ni. Ортопироксены из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитов Китая менее магнезиальны.

Клинопироксены проанализированы в ксенолитах из трубки Мир из гранатового пироксенита (ТМ91) и из эклогита (ТМ124). В обоих случаях это диопсид с примесью жадеитового минала. Отношение $Ca/(Ca+Mg)$ довольно высока (56–57), что, вероятно, отражает пониженную температуру их кристаллизации. Пироксены из ксенолита эклогита несколько более железистые, характерно присутствие примесей Al и Cr. Здесь также проанализированы краевые и центральные части зерен, химическая зональность тоже не выявлена. По содержанию Na_2O и MgO пироксены эклогитовых ассоциаций согласно распространенной классификации [Taylor, Neal, 1989] разделяются на типы А и В. Пироксен из эклогита находится в поле А, а из пироксенита — в поле В (рис. 2, а).

Гранаты исследованы в этих же образцах. Для центральных и краевых частей зерен значимые различия в составе не выявлены. В обоих случаях гранаты представлены пиропами с небольшой долей алмандинового минала (0,6–0,8%). Содержание примеси Cr невысокое (<0,2 масс.%). Ни один анализ не попал в поле алмазоносных ультрабазитов. На схеме подразделения гранатов из эклогитов на группы (рис. 2, б) видно, что исследованные образцы представлены типами А и В.

Оливин проанализирован только в образце дунита (М) из кимберлитов Китая. Низкие значения суммы показывают, что минерал частично серпентинизирован, характерно присутствие примеси NiO (до 0,42 масс.%), и Cr (~0,2 масс.%) что отражает глубинность исследуемых образцов. По

содержанию MgO в соответствии с классификацией [Гаранин и др., 1991] оливин отнесен к группе минерала из неалмазоносных магнезиальных гипербазитов.

Хромипинелиды изучены в образце гранатового лерцолита (1М) из кимберлитов Китая. Результаты изучения весьма показательны — это магнезио-алюмо-хромиты и их состав не отвечает составу этого минерала из алмазоносных парагенезисов [Соболев, 1974].

Ильменит изучен в образце ильменитового пироксена из трубки Мир (ТМ144). Минерал представлен магнезиальной разновидностью (пикроильменит). Содержание MgO колеблется в пределах 9,06–10,33 масс.%, присутствует небольшое количество марганца, отмечена и незначительная примесь хрома. Состав ильменита близко к минералу из алмазоносных перидотитов [Гаранин и др., 1991].

Серпентин проанализирован в образце эклогита из трубки Мир (ТМ124), в котором он замещает пироксены, в нем, так же, как и в исходном пироксене, отсутствует примесь Ni и Cr, мало Ti. Примесь железа (2,28–8,35 масс.%) наследуется от исходного пироксена.

Кальцит изучен в двух образцах. В образце эклогита из трубки Мир он практически не содержит примесей, тогда как в образце из гранатового лерцолита из кимберлитов Китая присутствует много Mg (0,33 масс.%) и Mn (0,43 масс.%).

Геохимические характеристики ксенолитов и слагающих их минералов и их генетические особенности. Геохимические особенности пород и минералов изучались методом масс-спектрометрии. Исследованы два типа проб: первый тип — усредненные пробы ксенолитов, подготовленные после их дробления и истирания, второй тип — мономинеральные зерна гранатов и пироксенов из шлифов.

Результаты исследований проб первого типа предоставлены на рис. 3, а. Как видно из анализа диаграмм, изученные образцы различаются по характеру распределения РЗЭ (редкоземельных элементов). Образец ТМ91 выделяется наиболее пологим убыванием содержания РЗЭ от La к Lu. В образцах ТМ124 и ТМ144 проявлена Еu-аномалия, что свидетельствует о присутствии субдуцированного корового материала [Францесон, Лутц, 1995]. В образцах из Китая такой аномалии нет, и они отличаются от ксенолитов Якутии более резким наклоном кривой, что может быть связано с высокой степенью их метасоматической проработки [Gregoire et al., 2003].

Результаты исследования содержания РЗЭ в отдельных минералах показывают, что распределение РЗЭ различается в пироксенах и гранатах. Во-первых, содержание этих элементов в кальцийсодержащих пироксенах выше, чем в бескальциевых гранатах. Во-вторых, эти минералы

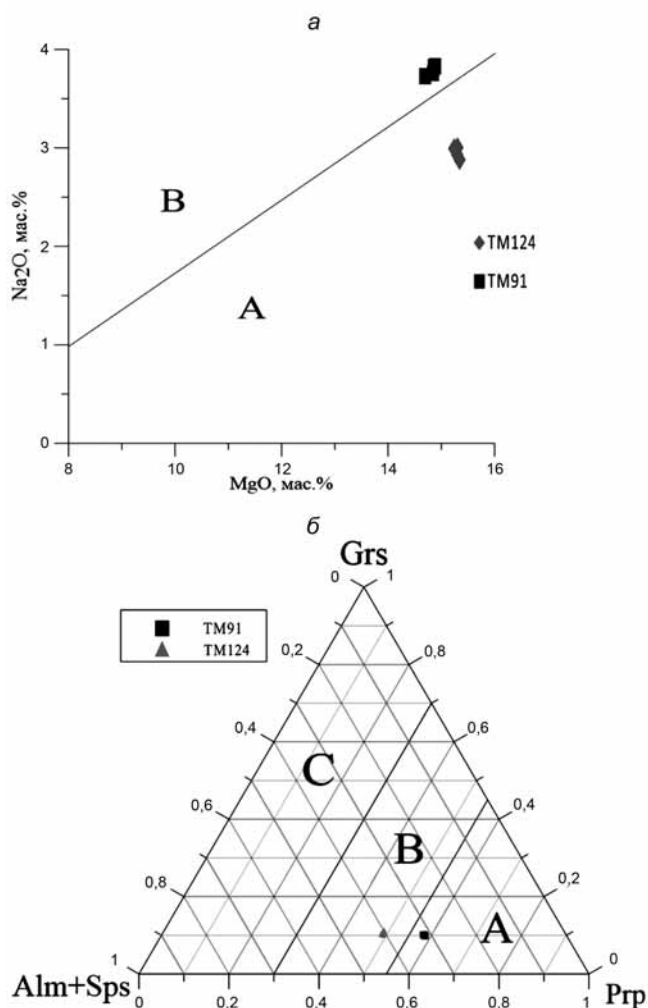


Рис. 2. Особенности химического состава изученных клинопироксенов: а — разделение клинопироксенов из эклогитов на типы А и В, по [Taylor, Neal, 1989]; б — состав гранатов из эклогитов типов А и В типа, по [Taylor, Neal, 1989]

различаются по накоплению легких и тяжелых РЗЭ. Кривая распределения РЗЭ в пироксенах в общем повторяет спайдерграмму, полученную для ксенолита в целом, — наблюдается обогащение легкими РЗЭ и обеднение тяжелыми. Для гранатов выявлены другие зависимости. Эти минералы обогащены тяжелыми РЗЭ. Выявленные зависимости, возможно, связаны с воздействием карбонатного флюида, который мог послужить причиной фракционирования РЗЭ [Yaxley et al., 1998].

На основании особенностей химического состава минералов из ксенолитов оценены условия их образования. По данным работ [Саблуков и др., 2009], выделены парагенезисы гранатов и пироксенов из глубинных пород, которые сформировались в условиях разных фаций глубинности. Видно, что гранаты из изученных нами ксенолитов сформировались в условиях шпинель-пироповой субфации. На эти же диаграммы были нанесены составы гранатов из других ксенолитов, найденных в Китае. Часть из них относится к госпититовой субфации, а часть — к коэситовой. Таким образом, можно заключить, что эти ксенолиты кри-

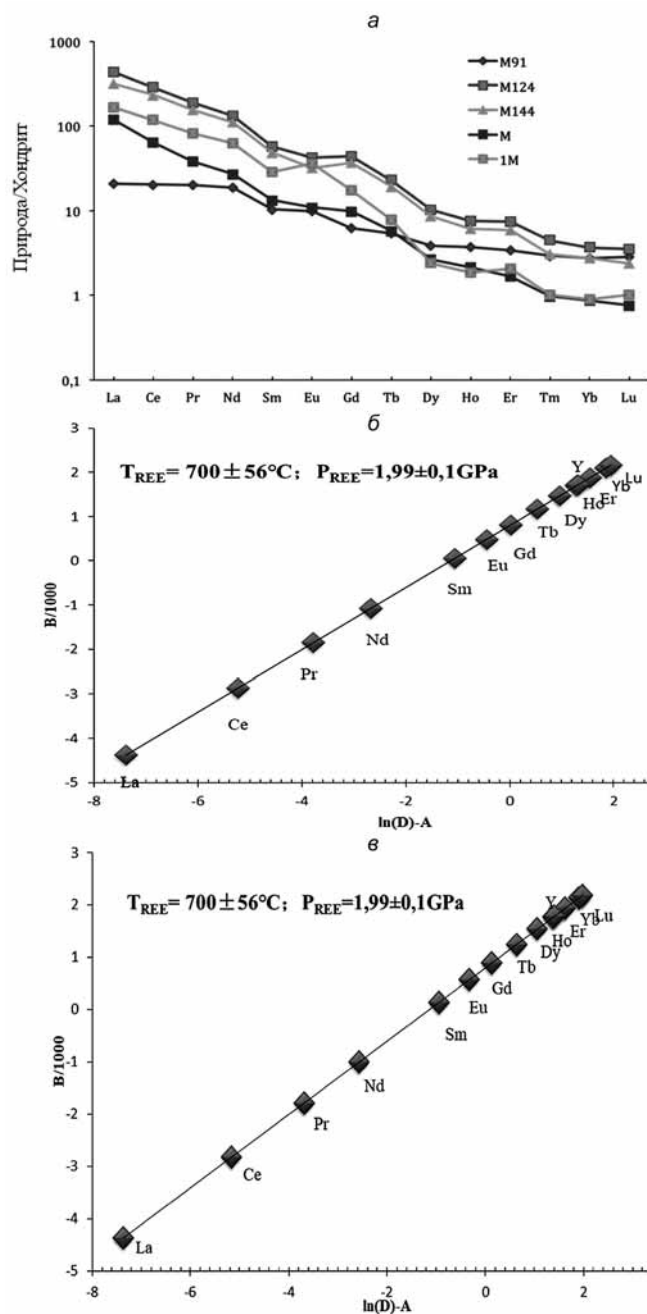


Рис. 3. Распределение РЗЭ в изученных образцах ксенолитов: а — распределение РЗЭ, нормированных на хондрите (ppm) в породе; б, в — распределение РЗЭ в гранате и клинопироксене, по [Sun, Liang, 2015] для образца ТМ91 (б) и образца ТМ124 (в)

сталлизовались в условиях, не соответствующих алмазным равновесиям. В отличие от ксенолитов из кимберлитов Китая, среди изученных образцов из кимберлитов трубки Мир присутствуют породы, соответствующие алмазоносным парагенезисам. Состав пироксенов из образца ТМ91 попадает в область состава этого минерала из включений в алмазе.

Оценка PT -параметров образования изученных ксенолитов проводилась также на основе минеральных геобарометров и геотермометров. Оценку давления для эклогитов проводили, основываясь на распределении Са и Mg в сосущ-

ствующих гранате (gr) и диопсиде (cpx) [Beyer et al., 2015]. Полученные нами значения давления составили 2 ГПа, а температуры — 700°C . Относительная погрешность параметров составила $\pm 8,22\%$.

Гранат-пироксеновое равновесие характерно и для других высокobarных пород, существует много исследований, посвященных подобным геотермометрам [Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988; Nakamura, 2009]. Исходя из предложенных формул, нами сделаны следующие вычисления: согласно данным [Ellis, Green, 1979],

$$T(^{\circ}\text{C}) = 3030 + 10,86P(\text{ГПа}) + 3104X_{\text{Grt Ca}}/(\ln Kd + 1,9034) - 273,$$

где $Kd = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}}/(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Cpx}}$, $X_{\text{Grt Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg})$, полученные значения составили: $T_{\text{TM91}} = 855 \pm 11^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 781 \pm 10^\circ\text{C}$; согласно данным [Powell, 1985],

$$T(^{\circ}\text{C}) = (2790 + 10P(\text{ГПа}) + 3104X_{\text{Grt Ca}}/(\ln Kd + 1,735) - 273,$$

полученные значения составили: $T_{\text{TM91}} = 771 \pm 9^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 693 \pm 5^\circ\text{C}$. согласно данным [Krogh, 1988],

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{1879 + 10P(\text{kbar}) - 6173(X_{\text{Grt Ca}})^2 + 6731X_{\text{Grt Ca}}\}/(\ln Kd + 1,393) - 273.$$

получили $T_{\text{TM91}} = 676 \pm 8^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 615 \pm 5^\circ\text{C}$. согласно данным [Nakamura, 2009], $T_{\text{TM91}} = 843 \pm 9^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 768 \pm 5^\circ\text{C}$.

Кроме того, дополнительно вычислены PT -параметры и оценена равновесность граната и клинопироксена с помощью РЗЭ-геотермобарометра [Sun, Liang, 2015]. В основе расчета лежат параметры А и В. Коэффициент А определяется составом основных элементов в гранате и клинопироксене (масс.% оксидов), а коэффициент В — функция содержания и ионных радиусов РЗЭ. Построен также линейный график распределения РЗЭ между гранатом и клинопироксеном (рис. 3, б, в). Оценки были выполнены для образцов ТМ91 и ТМ124, установлено, что все редкоземельные элементы ложатся на одну прямую (рис. 3, б, в), это четкий критерий, подтверждающий равновесность исходных граната и клинопироксена. Полученные данные указывают на то, что образец ТМ91 характеризуется давлением около 2,5 ГПа при температуре 843°C , а образец ТМ124 — температурой 768°C при давлении около 2,3 ГПа. При таких значениях PT -параметров глубина образования пород составляет 100 и 120 км соответственно [Hasterok, Chapman, 2011]. Полученные нами значения PT -параметров для образцов ТМ91 и ТМ124 с учетом погрешностей отличаются от предыдущих оценок для ксенолитов Китая [Lu Fengxiang, 1996]. Это расхождение показывает, что в рассматриваемом нами случае PT -параметры соответствуют вторичным изменениям ксенолитов при метасоматозе.

Выводы. 1. Во всех ксенолитах установлены вторичные изменения. В ксенолитах из трубки Мир они проявлены в виде развития вторичных минералов по трещинам и по границам зерен, в наличии катаклаза и следов частичного плавления. В ксенолитах из кимберлитов Китая изменения более сильные. Они выражаются в полном или частичном замещении первичных силикатов, в широком развитии гидротермальной сульфидной минерализации и в метасоматической зональности зерен.

2. В ксенолитах из трубки Мир установлены минералы, кристаллизовавшиеся в области стабильности алмаза. В ксенолитах из кимберлитов Китая такие парагенезисы не установлены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гао Сяоин. Алмазоносные кимберлиты Хуабэй в Китае и Архангельской алмазоносной провинции в России — сравнительная минералогическая характеристика: Автореф. канд. дисс. М., 2008.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Пономаренко А.И. Ильменит-клинопироксеновые сростки из ксенолитов в кимберлитовых трубках «Мир» и «Сытыканская» и вопросы их генезиса // Минералы и парагенезисы минералов и горных пород. Л.: Наука, 1979. С. 89–100.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003.

Костровицкий С.И., Спеццус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции / Отв. ред. Н.П. Похиленко. Мирный: типография ООО «МГТ», 2015.

Саблуков С.М. Архангельская алмазоносная провинция (ААП) // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск: Поморский гос. ун-т, 2009.

Серенко В.П., Лазыко Е.Е. Минералого-петрографические особенности ксенолитов пироксенитов из кимберлитов трубки Мир. Новосибирск: СО АН СССР, 1990. С. 136–138.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.

Спеццус З.В., Серенко В.П. Алмазоносный ксенолит гранатового перидотита из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 939–943.

Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Нац. геофиз. комитет РАН, 1995.

Beyer C., Frost D.J., Miyajima N. Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for

3. Особенности распределения РЗЭ показывают участие процессов субдукции в формировании ксенолитов из трубки Мир. В ксенолитах из кимберлитов Китая таких проявлений нет, в них отчетливо проявлено влияние метасоматоза.

4. Расчеты *PT*-параметров кристаллизации изученных ксенолитов с использованием разных геотермометров и геобарометров дают оценки температуры от 600 до 700 °С и давления от 2 до 2,5 ГПа. Эти параметры не соответствуют мантийным обстановкам. Они отражают условия переуравновешивания минералов при вторичных метасоматических процессах.

mantle eclogites // Contrib. Mineral. and Petrol. 2015. Vol. 169, N 2. P. 18.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrology. 1990. Vol. 31, N 6. P. 1353–1378.

Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 71, N 1. P. 13–22.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 629–657.

Krogh E.J. The garnet–clinopyroxene Fe–Mg geothermometer — a reinterpretation of existing experimental data. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. Vol. 99, N 1. P. 44–48.

Lu Fengxiang. Characteristics of Kimberlite and Paleozoic lithospheric mantle beneath North China platform // Sci. in China Press, 1996.

Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // J. Metamorphic Geol. 2009. Vol. 27, N 7. P. 495–508.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.

Sun Syu, Liang Y. A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites // Chem. Geol. 2015. Vol. 393. P. 79–92.

Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // J. Petrol. 1998. Vol. 39. P. 917–930.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 553.311.2

Ши Сюйдун¹**РЕГЕНЕРАЦИОННОЕ ЖЕЛЕЗНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СИШИМЭНЬ (СЕВЕРО-ВОСТОК КИТАЯ)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Скарновое железорудное месторождение Сишимень, приуроченное к глубинному разлому, расположено на контакте малых интрузий монцодиоритов с палеозойско-мезозойскими карбонатными породами. Оно представлено несколькими залежами лентовидной и линзовидной формы. Образование руд связано с процессами рециклинга рудного вещества. Процесс протекал в несколько этапов. Первичные осадочные и вулканогенно-осадочные руды формировались в архее—нижнем протерозое. Затем по следовало несколько этапов тектономагматической активизации, среди которых наиболее значительным был аншанский (юрско-меловой). Монцодиоритовая магма в процессе рециклинга обогащалась сидерофильными элементами раннего докембрия и формировала в зоне глубинных разломов серию железорудных месторождений.

Ключевые слова: скарновое железорудное месторождение Сишимень, монцодиориты, карбонатные породы, рециклинг.

The Xishimen skarn iron deposit was confined to a deep fault and locates at the contact of small intrusions of monzodiorites with Pz—Mz carbonate rocks. It is represented by several banding and lenticular forms. The formation of ores is associated with the recycling processes of ore matter.

The process proceeded in several stages. Primary sedimentary and volcanogenic-sedimentary ores were formed in Ar—Prt1 time. Then followed several stages of tectonic-magmatic activation, among which the most significant was Anshan stage (Jurassic-Cretaceous). Monzodiorite magma in the process of recycling was enriched by siderophilic elements of early Precambrian and formed a series of Fe deposits in the zone of deep faults.

Key words: The Xishimen skarn iron deposit, monzodiorites, carbonate rocks, recycling.

Введение. Рудный район Ханьсин — одно из крупнейших скоплений скарновых железорудных месторождений Китая. На территории района выявлено более 100 рудных объектов с разведанными запасами около 1 млрд т. Среди них месторождение Сишимэнь — самый крупный объект с запасами около 110 млн т [Pei, 1995; Niu et al., 1994].

Рудный район Ханьсин расположен в Уаньском бассейне Шаньсиского горста в центральной части Северно-Китайской плиты. На западе он граничит с Тайханшаньским орогеническим поясом [Луо, 1999]. Разломы и складки развивались в север-северо-восточном направлении. Эта зона разломов, образовавшаяся в мезозое и непрерывно активизирующаяся в кайнозое, представляет собой глубинную разломную зону на западной границе Северо-Китайской зоны разломов, тесно связанных с движением Тихоокеанской плиты.

Кроме того, разрывные зоны Цзишань-Гушань, Куаншань, Цунцзин, Шесянь и другие, ориентированные в указанном выше направлении в этом районе, контролируют распределение рудообразующих магматических пород. Вышеупомянутые разрывные зоны представляют собой производные структуры глубинных разломов Дасинаньлин—Тайханшань. Эти разрывные зоны

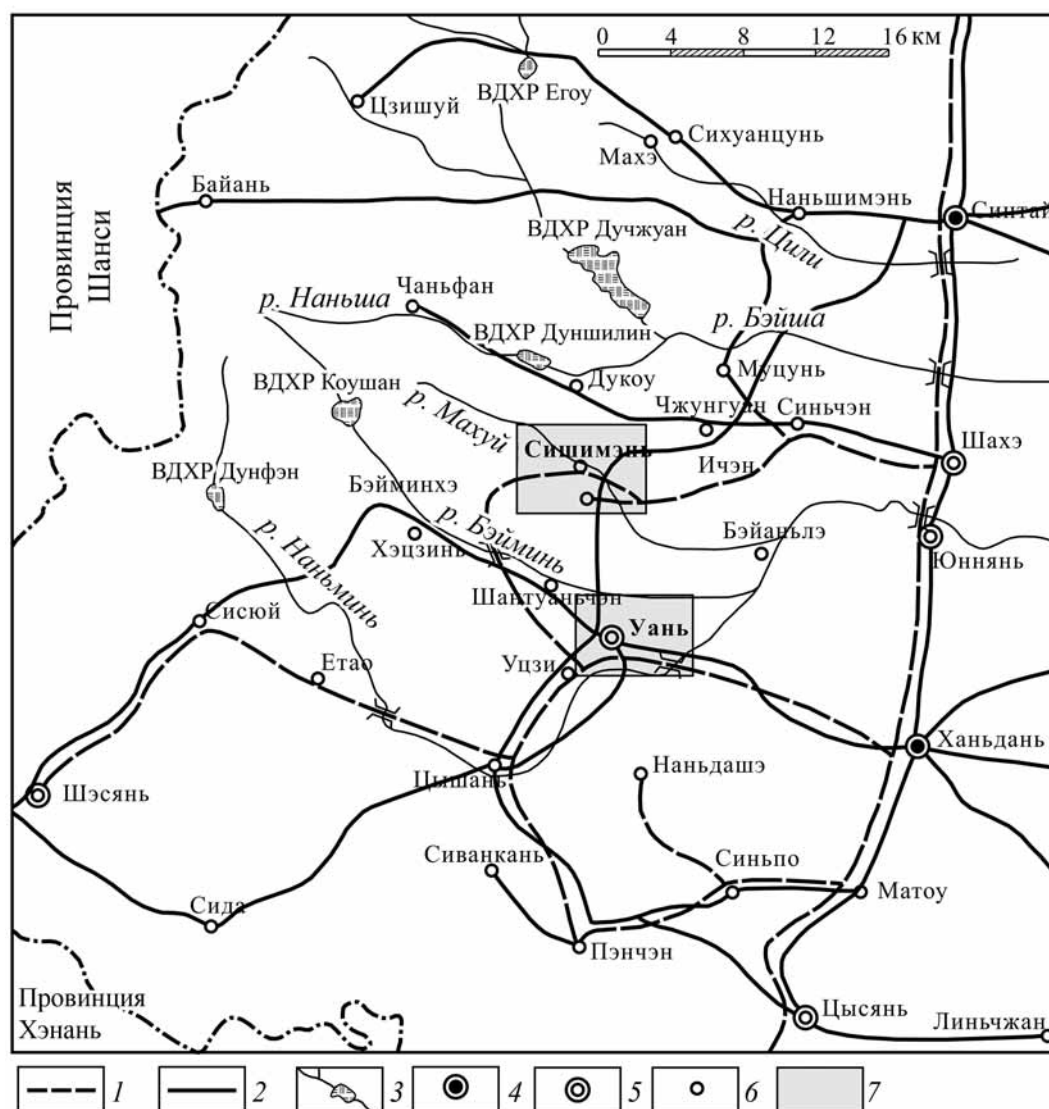
Северо-китайской рифтовой зоны и впадины Уань относятся к геодинамической обстановке растяжения, таким образом сформировался общий контур рудоконтролирующей структуры на территории Ханьсин (рис. 1).

В геологическом строении района принимают участие следующие стратифицированные образования: фундамент представлен в основном архейскими и среднепротерозойскими метаморфизованными образованиями, сложенными породами серии Вутай (архей) и системы Чанчэн (средний протерозой). Чехол сложен кембрийскими, ордовикскими, каменноугольными, пермскими, триасовыми, меловыми, палеогеновыми и четвертичными породами. Фанерозойские отложения имеют северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углом не более 20°. Железорудные тела расположены на контакте диоритов с карбонатными породами, а также в зоне разломов (рис. 2).

Магматические породы. Магматическая деятельность протекала в четыре этапа: на первом сформировалась ультраосновная серия пород, на втором — диоритовый комплекс, на третьем — монцонитовый и на четвертом — щелочной сиенитовый. Установлено [Луо Чжаохуа, 1999], что интрузивные породы района сформировались в

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; e-mail: sxdmsu@yandex.ru

Рис. 1. Административное положение исследованного района: 1 — железная дорога, 2 — автомобильная дорога, 3 — река и водохранилище, 4 — город, 5 — уезд, 6 — деревня, 7 — месторождение



интервале 177–69 млн лет назад (л.н.), этот интервал разделяется на три части: 177–142, 138–121 и 118–69 млн л.н., что соответствует юрско-меловому (аньшанскому) времени. Интрузии имеют форму лакколитов, штоков и жильных тел. С запада на восток выделяют три параллельные полосы магматических пород — восточную, среднюю и западную, которые ориентированы по направлению север-северо-восток. В этих полосах образовались комплексы Фушань, Уань и Хоньшань.

Восточный массив пород находится в восточной части бассейна Уань. На северном окончании расположен комплекс Синьчэн, в средней части — Хоншань, а в южной — Гушань. Комплексы Синьчэн и Гушань имеют подчиненное значение, поэтому на площади их распространения масштаб развития железорудного оруденения невелик. Средний пояс развития магматических пород отвечает западной части бассейна Уань. Здесь находятся рудные поля Цичунь и Куаншаньчунь.

Околорудные изменения включают альбитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию и т.д. Около рудной залежи широко проявлены процессы аль-

битизации (чем ближе к рудной залежи, тем сильнее). Альбитизация — важный показатель, который определяет приконтактовую рудоносную зону. Она сформировалась в три стадии: а) флюидно-водная стадия, когда происходил привнос H_2O и CO_2 , образовались роговая обманка, эпидот и кальцит; б) затем все сменила сульфидная низкотемпературная стадия с привнесом H_2O , H_2S и металлов; в) водная, в эту стадию образовались сульфиды и сульфосоли, появились флогопит и актинолит. По парагенетической ассоциации минералов и особенностям их формирования минерализацию можно разделить на раннюю, среднюю, позднюю и этап гипергенеза (рис. 3).

Ранняя стадия включает альбитизацию и скарнообразование; промежуточная — главная стадия минерализации, она включает появление магнетита и флогопита; поздняя — охватывает хлоритизацию, карбонатацию, серпентинизацию, эпидотизацию и пиритизацию; этап гипергенеза включает малахитизацию и лимонитизацию.

Основное рудное тело Сижимэн контролируется гигантской пологой сводчатой структурой

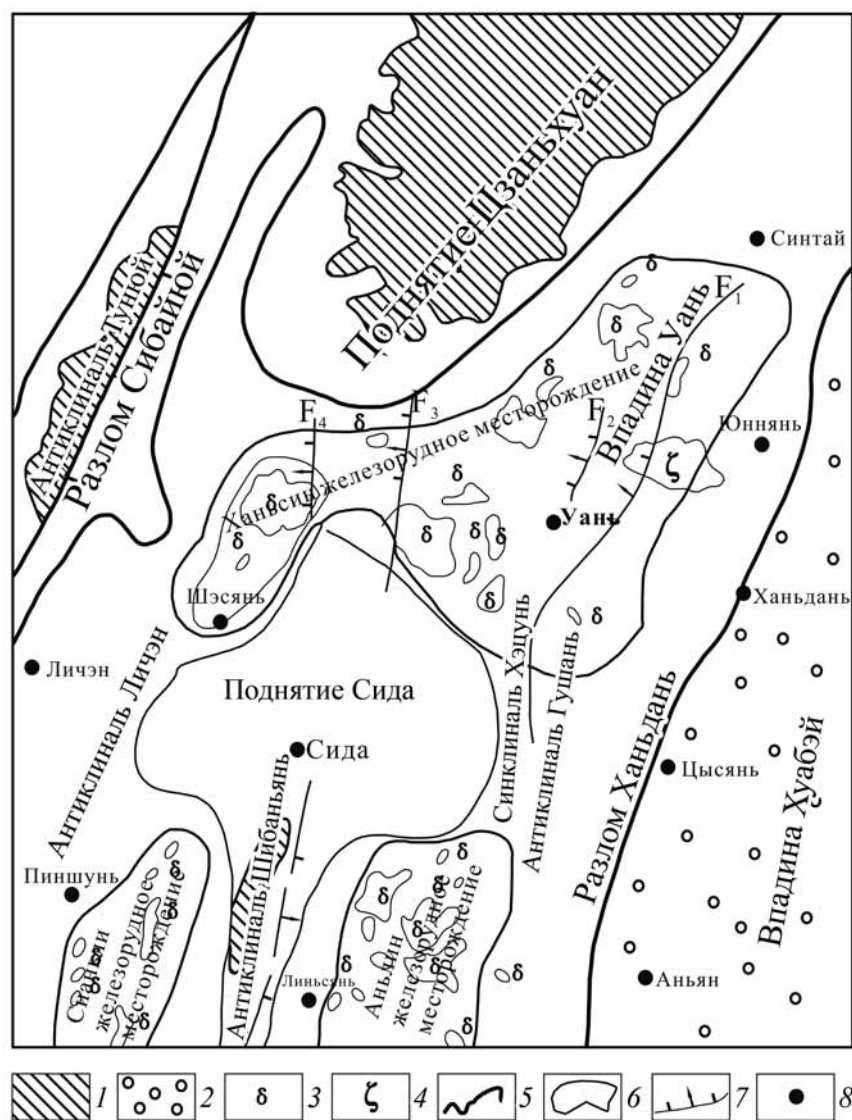


Рис. 2. Тектоническая карта района месторождения, по [Wang et al., 2011]: 1 — тектоническое поднятие, 2 — тектоническая впадина, 3 — диориты, 4 — монциты, 5 — границы тектонических структур, 6 — контуры месторождений, 7 — разлом, 8 — города. F — зоны разрушения: F₁ — Цзышань, F₂ — Куаншань, F₃ — Цунцин, F₄ — Шэсянь

протяженностью 5 км и шириной 1,2–32,0 м (максимум 103,0 м). Оно содержит 95% от общего запаса руд. Альбититы развиты в верхней части диоритовых штоков, в лежачем боку рудной залежи и вблизи контактовой полосы между интрузивным массивом и карбонатными породами (рис. 4).

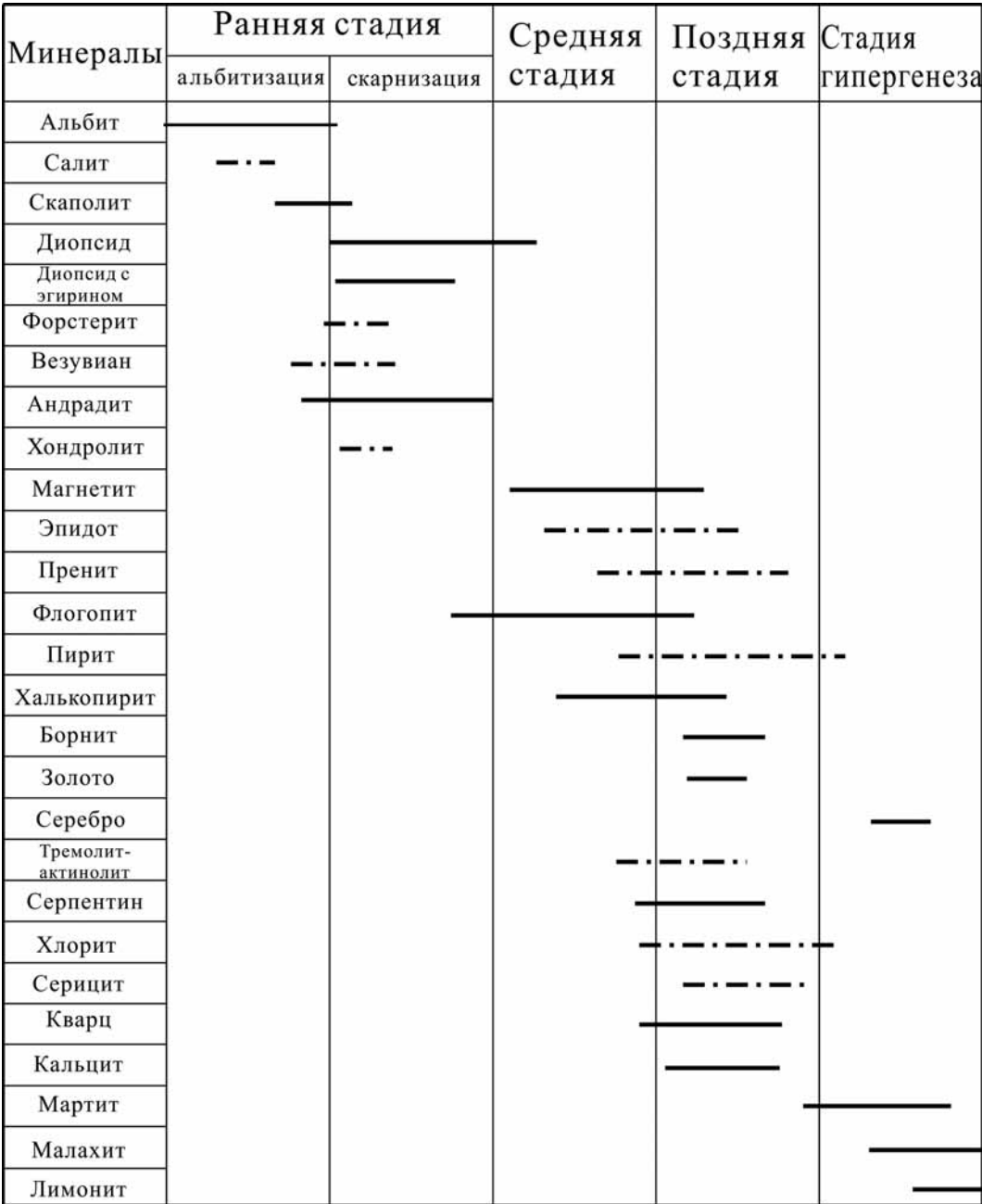
В разрезе выделяют зону мрамора и зону магнетита. Они составляют единую рудную залежь в метасоматическо-остаточной структуре. Апикальная часть этой зоны имеет четкий контакт с мраморами. В некоторых районах в приконтактной зоне рудной залежи и мраморов развиты типичные скарновые минералы: диопсид, тремолит, серпентин и др. На контакте развиты непосредственно скарны. Они сложены диопсидом, гранатами и флогопитом. Скарновая зона находится между зонами альбита и магнетита. Скарн в основном состоит из скаполита, диопсида, флогопита, серпентина, тремолита и актинолита.

Зона альбититизации выявлена около рудной залежи в ее эндоконтакте. В диоритовых ксенолитах отмечена разная степень альбитизации. Кроме того, широко развиты скарновые ассоциации:

скаполит, флогопит, эпидот, пренит, карбонаты, магнетит и т.д., причем чем ближе к приконтактной зоне, тем сильнее становятся степень метасоматоза, его интенсивность постепенно уменьшается вдоль массива. В зонах альбитизации можно выделить реликты монцитов, диоритов и другие типы первичных пород. Конечный продукт — альбитит. Первичные полевые шпаты андезит или лабрадор ($An=33\div 67$), которые затем в результате метасоматоза были преобразованы в альбит ($An=0\div 7$) [Shen et al., 1977]. Магнитная восприимчивость альбитита сильно понижается (вплоть до близкой к нулю). Его масса уменьшается, количество Na_2O значительно возрастает, а FeO и Fe_2O_3 — сокращается. В связи с вышеупомянутыми характеристиками и близостью к оруденению альбит — один из важных показателей при поисках руды в этом районе.

Все без исключения обнаруженные рудные тела месторождения Уань находятся в контактовых зонах между диорит-монцитовыми породными блоками и вмещающими карбонатами среднего ордовика. Диориты яньшанского времени в этом

Рис. 3. Схема последовательности минералообразования



районе наблюдаются как «пластовые» интрузии, которые образуют многоэтажные пояса минерализации.

Рудные тела слоистые и линзовидной формы; залегание мелких месторождений относительно сложное, они имеют разнообразную неправильную и чечевицеобразную форму (рис. 5). Нижняя часть рудного тела более обогащена тяжелым изотопом Fe, чем верхняя. Можно предположить, что направление движения магмы происходило от нижней части к верхней [Chen, 2014].

Изотопия железа, серы и свинца. Состав изотопов Fe в Сишимэньском магнитном железнике стабилен; диапазон изменения $\delta^{56}\text{Fe}$ составляет 0,008–0,115‰, среднее значение $\delta^{56}\text{Fe} = 0,065\text{‰} \pm 0,089$ (2SD, $n=11$), что совпадает с усредненными данными о изотопах железа во вкрапленниках магнетита в диоритах $\delta^{56}\text{Fe}$ (–0,1‰).

Это означает, что Сишимэньский железник относится к высокотемпературным скарновым образованиям. Значения $\delta^{56}\text{Fe}$ в кровле залежей имеют очевидную отрицательную корреляцию по сравнению с таковыми для подошвы залежей. Фракционирование изотопа Fe проявилось в концентрировании легкого изотопа в верхней части разреза, а тяжелого — в нижней [Chen et al., 2014]. Основное рудное тело Сишимэнь контролируется гигантской пологой сводчатой структурой протяженностью 5 км и шириной 1,2–32,0 м, максимум 103,0 м. Оно содержит 95% от общего запаса руд. Альбититы развиты в верхней части диоритовых штоков, в лежащем боку рудной залежи и вблизи контактной полосы между интрузивным массивом и карбонатными породами (рис. 6).

Состав изотопов S в сульфидах и ангидридах — 9–21‰ и 21–30‰ соответственно [Zhang

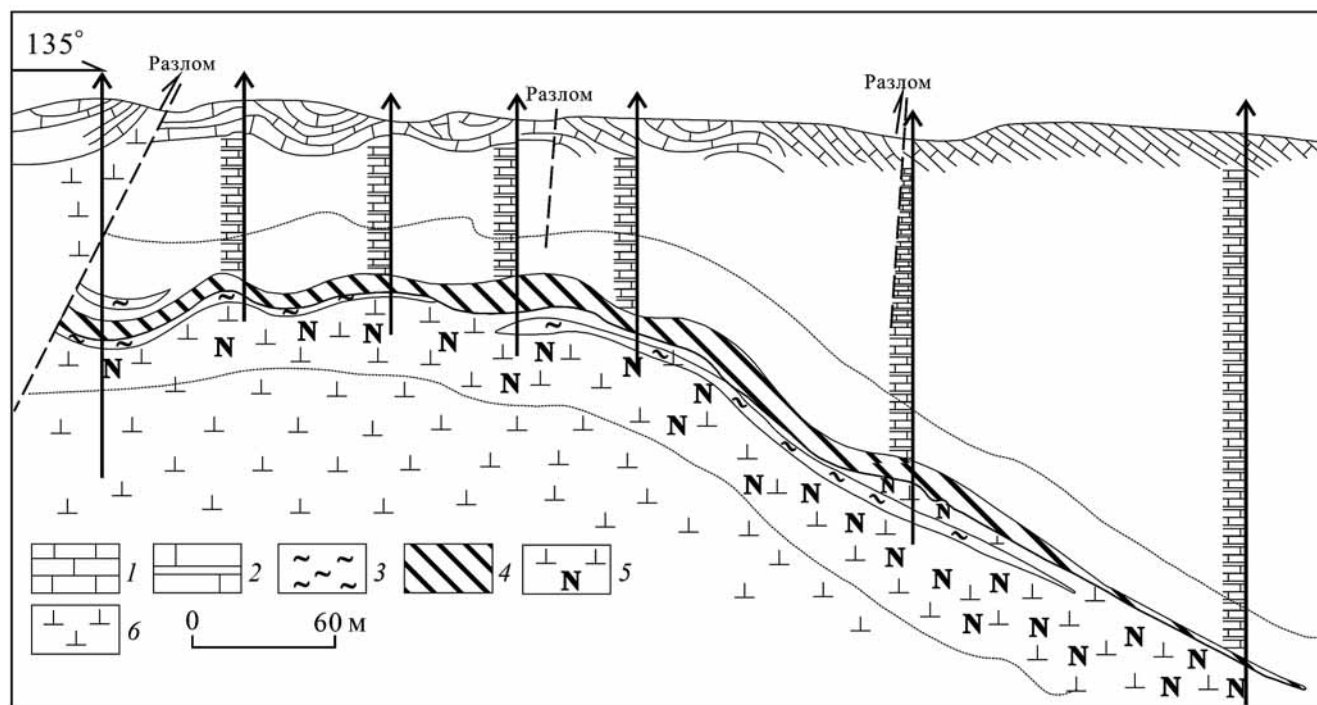


Рис. 4. Геологический разрез через месторождение Сишимень, рудный район Уань, по [Zheng, 2007]: 1 — известняк, брекчиевидный известняк; 2 — мрамор, кристаллический известняк; 3 — скарн; 4 — магнетитовая руда; 5 — альбитизация, диорит; 6 — диорит

Baiming et al., 2015], а $\delta^{34}\text{S}$ пирита в магматических пород составляет 2,5–15,6‰, а $\delta^{34}\text{S}$ пирита залежи магнитных железняков на рудном месторождении Бэйминхэ варьирует в интервале 12,2–16,5‰. Считается, что этот район характеризуется повышенным содержанием $\delta^{34}\text{S}$. Возможно, это связано с воздействием интрузии. Результаты изучения изотопов Pb показывают, что изотопный состав свинца рудоносных толщ сходен с таковым свинца диоритов, что свидетельствует о едином генезисе

свинца в рудах и вмещающих породах. В соответствии с данными работы [Wang et al., 2011] следует, что свинцы скарновой рудной залежи Бэйминхэ происходили главным образом из нижней коры с незначительными включениями свинца из мантии.

Флюидные включения. Исследование индивидуальных флюидных включений показывает, что процесс отложения магнетитовой минерализации на месторождении Сишимень начался из высокотемпературных высокоминерализованных хлоридных флюидов. По мере отложения руд температура флюидов падала и уменьшалась концентрация солей (рис. 7), что можно объяснить смешением глубинных хлоридных флюидов с растворами иной природы. Температура кристаллизации минералов месторождения может существенно превышать температуру гомогенизации флюидных включений в случае высокого давления при рудоотложении. Аналогичные хлоридные флюиды формировали молодые железорудные месторождения Ирана [Nabatian et al., 2014] и ряда других регионов.

Пример рециклинга железорудного оруденения — железные руды месторождения Бэйминхэ, расположенного на территории г. Ханьсин провинции Хэбэй [Zheng et al., 2007], это самый крупный железорудный объект в Северном Китае, они выделяются как особый генетический тип Ханьсин.

Железные руды Бэйминхэ расположены на северном краю железорудного поля Уань. Как и другие железные руды в этом районе, залежи зоны Бэйминхэ имеют пластовую лентовидную форму и залегают среди ордовикских известняков и доломитовых известняков, частично мраморизованных.

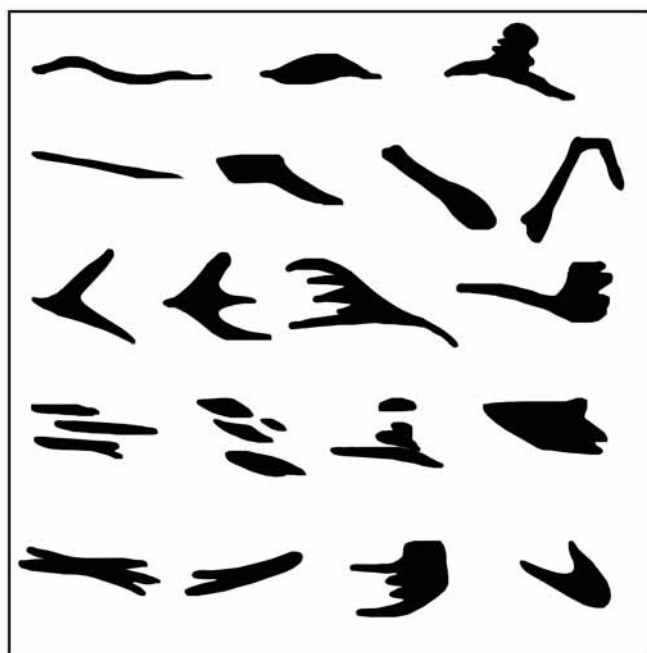
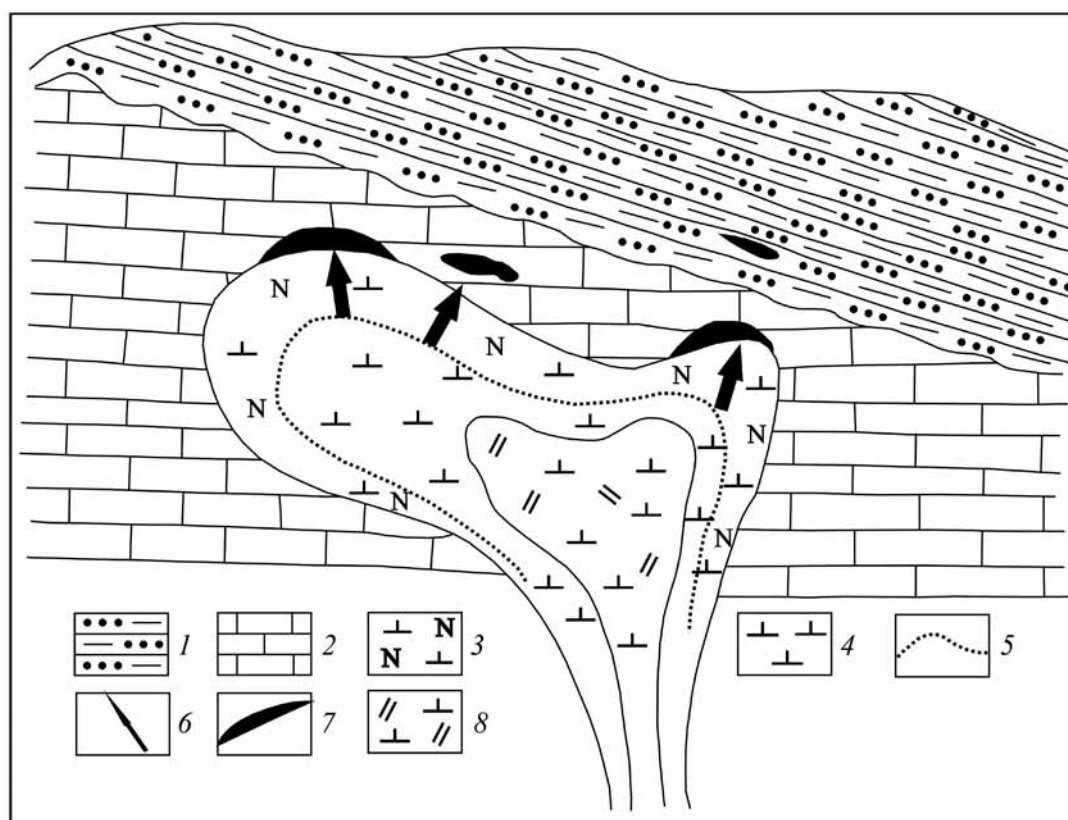


Рис. 5. Формы рудных тел

Рис. 6. Схематическая модель месторождения: 1 — каменноугольные и пермские отложения, 2 — среднеордовикские отложения, 3 — альбитовые диориты, 4 — диориты, 5 — линия окolorудного изменения, 6 — направление движения минеральных флюидов, 7 — железные руды, 8 — монцонит-диориты



В экзоконтактах монцодиоритов отмечается слабое скарнирование. Основной вид магматитов в этом районе — монцодиориты, возраст которых составляет 109–132 Ма. Глубина залегания железных руд Бэйминхэ 134–679 м. Месторождение имеет серповидную форму в горизонтальном плане, а в разрезе представляет собой серии линзовидных кулисных тел разного размера.

Рудное тело лентовидной формы постепенно меняет простирание с широтного на северо-западное. Его длина 1620 м, ширина 92–376 м, максимальная мощность 193,71 м (средняя 13,2 м). Основные минералы: магнетит, пирит, наблюдается небольшое количество гематита, пирротина, халькопирита, ортита, малахита, лимонита и ряда оксидных минералов. Из нерудных отмечены диопсид, тремолит, флогопит, кальцит, доломит, хлорит, а также тальк, эпидот, ортит, серпентин, кварц, халцедон, опал и др.

В южной части горной системы Тайхан расположены аналогичные месторождения Пиншунь в провинции Шаньси и Аньян-Линьсянь в провинции Хэнань, которые составляют единую зону скарновых железных руд. В этом регионе проведено большое количество геологических, геохимических петрологических исследований. Большинство геологов [Luo, 1997; Chen et al., 2006] полагают, что железное оруденение генетически связано с мантийно-коровым щелочным монцонито-

диоритовым магматизмом. Чжэн Цзяньмин [2007] оценил возраст оруденения в 133,6 Ма, анализы основной массы проб, в которых изучены изотопы свинца скарновых руд Бэйминхэ, указывают на происхождение их из комплексов нижней коры с незначительным включением мантийного свинца.

Месторождения региона контролируются системой север-северо-западных глубинных разломов, осложненных широтными и диагональными сколовыми нарушениями и приразломными вулканогенными впадинами. Рудовмещающие

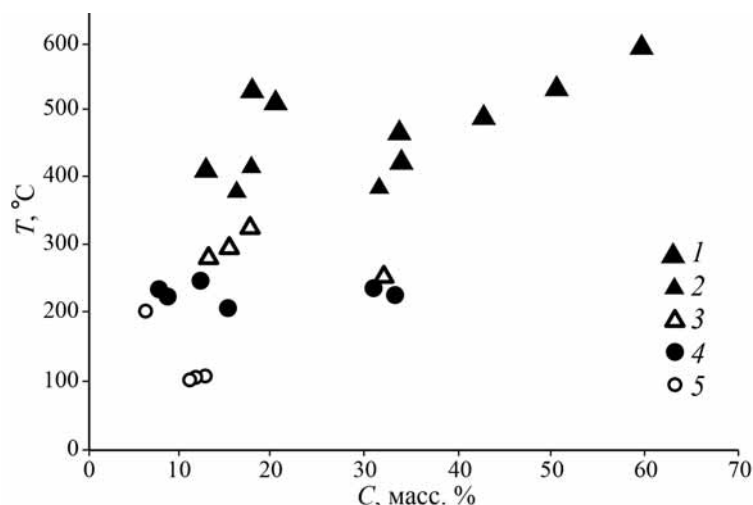


Рис. 7. Диаграмма температура–концентрация для рудообразующих флюидов железорудного месторождения Сишимень, Китай: 1–3 — флюидные включения в диопсиде: 1 — первичные, 2 — первично-вторичные, 3 — вторичные; 4–5 — флюидные включения в карбонате: 4 — первичные, 5 — вторичные

отложения представлены терригенными породами среднего ордовика. Раннее вулканогенно-осадочное и эксглюационно-осадочное оруденение региона возникло в вулканогенных депрессиях и по их периферии. Оно приурочено к пересечениям радиальных вулканических разломов. Возраст раннего этапа — поздняя юра. Во второй позднеаншанский этап (меловой период) возник ряд промышленных скарновых железорудных месторождений.

Оруденение типа Ханьсин находится в центральной части Северо-Китайской плиты, в депрессии Уань, контролируемой глубинным разломом Шаньси север-северо-восточного простирания, возникшем в мезозое в приграничной зоне Тихоокеанской океанической плиты и континентальной плиты. В восточной части этого региона расположена разломная зона Дасиньаньлин–Тайхан, также имеющая субмеридиональное простирание. Кроме того, выделяют аналогичные разломы Цзишань, Гушань, Куаншань, Цунцзин, Шесянь, которые контролируют мезозойско-кайнозойский магматизм. На северо-восточной части Китайской континентальной плиты в пределах западного глобального Тихоокеанского металлогенического пояса щелочность (K_2O) мезозойского магматизма коррелирует с расстоянием от края континентальной плиты, ее мощностью и глубиной поверхности Мохоровичича (М): в восточной части — 38 км и $K_2O=0,20$; в средней — 38–39 км и $K_2O=0,29$ и в западной — 41–43 км и $K_2O=0,41$.

Уаньские контактово-метасоматические месторождения магнетита локализованы на контакте карбонатных пород ордовикского возраста и вулканогенно-осадочных пород палеозоя, а также прорывающих их палеозойских магматических тел среднего и основного состава. Рудные тела имеют линзовидную форму и сложены кристаллическим агрегатом, состоящим из диопсида, карбоната, полевых шпатов и магнетита. При изучении полированных шлифов руд с помощью сканирующего электронного микроскопа «JSM–5300» с энергодисперсионной приставкой «Link ISIS» (ИГЕМ РАН, аналитик Н.В. Трубкин) были обнаружены диопсид, калиевый полевой шпат, альбит, анортит, клинохлор $(Mg,Fe)_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$, кальцит $CaMg_2Si_4O_{10}(OH)_2$, сфен. В магнетите выявлено значительное количество хрома (11,6–6,9 масс.%), что позволяет назвать его хроммагнетитом, а также значительное количество марганца (1,4–0,8 масс.%) и титана (1,1–0,6 масс.%).

Исследования флюидных включений свидетельствуют о том, что скарновые железные руды месторождения Уань формировались из магматических высокотемпературных хлоридных рассолов высокой плотности. Аналогичные флюиды формировали железорудные месторождения в Иране [Nabatian et al., 2014] и ряде других регионов.

Чжень Юньцин [1978] разделил фанерозойскую железорудную провинцию на три зоны: восточную, центральную и западную. Восточная зона — среднещелочные и щелочные магматические породы, центральная — средние и основные магматические породы (авгитовые диориты–диориты), западная зона — среднещелочные и щелочные магматические породы (сиенитодиориты–диориты).

Материалы геолого-разведочных пород показывают, что в восточной зоне присутствуют большие запасы железных руд, причем лучшего качества, чем в западной, где запасы меньше. Северо-восточнее района Уань обнажаются на поверхности грандиозные скопления железистых кварцитов аншанского типа (архейско-протерозойского возраста). Руды провинции Аншань представлены тремя горизонтами: 1) группа Аншань среднеархейского возраста; 2) группа Утай — позднеархейские; 3) группа Люлян — раннепротерозойские (при датировании К–Аг методом возраст составил 1881 млн лет). Железные залежи представлены слоистыми или линзообразными телами. Они сложены в основном кварцитами, среди которых выделяются более поздние богатые магнетит-гематитовые руды, залегающие в ореолах зеленосланцевых метаморфитов. Предполагается, что первоначально рудообразование протекало эксглюационным способом при извержении древних вулканов. Чжен Юбинг с коллегами [Zhen et al., 1984] установили, что руды аншанского и хансинского типов по комплексу признаков идентичны, так как, во-первых, расположены на одной и той же северо-восточной части Северо-Китайской платформы; во-вторых, контролируются едиными древними глубинными север-северо-западными и широтными разломами; в-третьих, руды обоих типов имеют идентичный состав нерудных компонентов.

Авторы указанной выше работы делают вывод, что источником металла (железа) для мезозойских скарновых месторождений в платформенном чехле были раннедокембрийские железистые кварциты Аншанской провинции. По геофизическим данным провинция Аншань приурочена к понижению границы Мохоровичича и контролируется широтными «древними рифтами». В более молодых фанерозойских отложениях платформенного чехла широко развиты разломы север-северо-восточного простирания, которые контролируют щелочной монцонитовый магматизм и оруденение типа хансинь. Раннеархейские метаморфические породы по данным свинцовой изотопии в районе Саньинтунь имеют возраст 3479 ± 230 млн лет, а в районе Тайпинцай — 2670 ± 230 млн лет. Породы представлены гиперстеновыми гранулитами, плагиоклаз-гиперстеновыми разностями, плагиоклазовыми и биотитовыми гнейсами. Этот комплекс возник при метаморфических преобразованиях океанических базальтов, ультраосновных и остро-

водужных щелочных пород. Образование основной массы железистых кварцитов протекало в среднем и позднем архее. В протерозое основной вулканизм сменился средним. Синхронно формировались тонкообломочные терригенные осадочные образования, известняки и доломиты.

Метаморфические комплексы докембрийского фундамента характеризуются тенденцией к изменению от основных пород к кислым и средним (SiO_2 60,46%, для вулканитов — SiO_2 61,38%, для интрузивов — SiO_2 69,63%). В породах чехла, вмещающих железные руды типа хансин, содержание SiO_2 составляет 59,27%, что почти равно содержанию SiO_2 в метаморфитах фундамента. Определение в рудах обоих типов месторождений сопутствующих компонентов показало, что пластовые руды типа хансин идентичны залегающим в фундаменте рудам формации железистых кварцитов аншанского типа. В зонах мезозойской субдукции, как и в корневых частях глубинных разломов, протекали процессы частичного плавления докембрийского субстрата и вещества верхней мантии. Возникшие магмы диорит-монцонитового состава содержат неассимилированные ксенолиты перидотитов. Установлены гибридные интрузивные породы, содержащие оливины, пироксены и продукты более поздней метасоматической низкотемпературной переработки: серпентин, хлорит, тальк и амфибол. Гибридные роговообманковые пикриты характеризуются разнообразными структурами замещения. Они похожи на перидотиты и оливиновые

гипериты (гиперстеновое габбро) по химическому составу, что говорит о полном переплавлении. Поэтому можно предположить, что источником железной руды типа хансин послужили гриналитовые железистые кварциты докембрия. Процесс минерализации заключался в выносе кремнезема, привносе щелочей и выделении железа.

Выводы. 1. Скарновое железорудное месторождение приурочено к глубинному субмеридиональному разлому, расположено на контакте малых интрузий монцодиоритов с палеозойско-мезозойскими карбонатными породами.

2. Месторождение представлено несколькими залежами лентовидной и линзовидной формы и зонами вкрапленных руд.

3. Образование железных руд связано с процессами рециклинга рудного вещества. Процесс протекал в несколько этапов. Первичные осадочные и вулканогенно-осадочные руды формировались в архее-раннем протерозое. Затем последовало несколько этапов тектоно-магматической активизации, среди которых наиболее значительным был аншанский (юрско-меловой).

4. Диоритовая и монцодиоритовые магмы в процессе аншанского рециклинга обогащались сидерофильными элементами и формировали в зоне глубинных разломов серию железорудных месторождений.

5. В провинции Хэбэй перспективны на месторождении железа глубинные разломы с комплексом диоритовых монцонитовых малых интрузий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Старостин В.И., Прокофьев В.Ю., Ши Сюдун. Рециклинг железного оруденения в эволюции Земли // Смирновский сборник-2015. М.: ВИНТИ, 2000. С. 65–80.

Ши Сюдун, Старостин В.И., Прокофьев В.Ю. Рудообразующие флюиды скарнового железорудного месторождения Сишимень, провинция Хэбэй, Китай // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. С. 163–170.

Chen Bin, Liu Chaoqun, Tian Wei. Magma mixing between mantle and crustal derived melts in the process of Mesozoic magmatism, Taihangshan: constraints from petrology and geochemistry // Earth Sci. Frontiers. 2006. Vol. 13, N 2. P. 140–147.

Chen Yongjian, Su Shangguo, He Yongsheng et al. Fe isotope compositions and implications on mineralization of Xishimen iron deposit in Wuan Hebei // Acta Petrol. Sinica. 2014. Vol. 30, N 11. P. 3443–3454.

Luo Zhaohua, Deng Jinfu, Cao Yongqing et al. On late paleozoic-early mesozoic volcanism and regional tectonic evolution of eastern Kunlun, Qinghai province // Geoscience. 1999. Vol. 13, N 1. P. 51–56.

Mao Debao, Zhong Changting, Chen Zhihong, Hu Xiaodie. Pb isotope characteristics of Pb-Zn-(Ag) deposits in the Middle North Margin of North China block: Constraints on source process // Progress in Precamb. Res. 2001. Vol. 4. P. 193–199.

Meng Guixiang, Lu Qingtian, Yan Jiayong et al. Iron metallogenic characteristics and prospecting potential of

Beishan area, Inner Mongolia // Mineral Deposits. 2009. Vol. 12, N 28(6). P. 815–829.

Nabatian G., Ghaderi M., Corfu F. et al. Geology, alteration, age, and origin of iron oxide-apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran // Miner. Deposita. 2014. Vol. 49. P. 217–234.

Niu Shuyin, Chen Lu, Xu Chuanshi et al. The tectonic evolution and metallogenic regularity of the Taihangshan area. Beijing: Seismological Press, 1994.

Pei Rongfu. Mineral deposit models of china. Beijing: Geological publishing house, 1995.

Perry E.C.Jr., Tan F.C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of South Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. P. 647–664.

Shen Baofeng, Lu Songnian, Yu Enze et al. The characteristics of sodium metasomatism in magnetite deposits of a certain region and its prospecting significance // Scien. Geologica Sinica. 1977. Vol. 3. P. 263–274.

Wang Yanjuan, Hu Yuanyue, Shen Junfeng et al. Sulfur and lead isotope composition and tracing for sources of ore-forming materials in beiming river iron deposits, Southern Taihang Mountains // Geoscience. 2011. Vol. 10, N 25(5) P.846–852.

Wang Yue, Zhu Xiangkun. Fe isotope systematics and its implications in ore deposit geology // Acta Petrol. Sinica. 2012. Vol. 28, N 11. P. 3638–3654.

Xie Guiqing, Mao Jingwen, Li Ruiling. et al. Re-Os molybdenite and Ar-Ar phlogopite dating of Cu-Fe-Au-Mo (W) deposits in southeastern Hubei, China // *Mineral. and Petrol.* 2007. Vol. 90, N 3/4. P. 249–270.

Yu Jinjie, Mao Jingwen. ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of albite and phlogopite from porphyry iron deposits in the Ningwn basin in east-central China and Its Significance // *Acta Geolo. Sinica.* 2004. Vol. 78. N. 2. P. 435–442.

Zhao Xinmiao, Zhu Xiangkun, Zhang Hongfu, Tang Suoha. Applications of Fe isotopes to tracing mantle processes // *Acta Petrol. et Mineral.* 2008. Vol. 5. P. 435–440.

Zheng Jianmin, Xie Guiqing, Liu Jun et al. ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of phlogopite from the Xishimen skarn iron de-

posit in the Handan–Xingtai area, southern Hebei, and its implications // *Acta Petrolo. Sinica.* 2007. Vol. 23, N 10. P. 2513–2518.

Zheng Jianmin, Xie Guiqing, Chen Maohong et al. Pluton emplacement: mechanism constraint on skarn deposit: A case study of skarn Fe deposits in Handan–Xingtai are // *Mineral Deposits.* 2007. N 4. P. 481–486.

Zhen Yunqing, Ma Lihua, Li Zhongsheng. A probable correlation between the iron deposits of anshan type and hanxing type // *Earth Sci. Wuhan College of Geology.* Vol. 27, N 4. P. 81.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.812.12

В.В. Шелепов¹, О.В. Тюкавкина²**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ В ПРЕДЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Ordzhonikidze Russian Geological Exploration University, 117997, Moscow, Miklukho-Maklay str., 23*

Рассмотрены вопросы применения ГИС для интерпретации сложнопостроенных нефтенасыщенных интервалов ниже-среднеюрских горизонтов с высокой расчлененностью и содержанием минералов-полупроводников (пирита, сидерита, глауконита и др.), проведена структуризация комплекса геолого-геофизической информации, разработана методология исследования зон с трудноизвлекаемыми запасами на примере месторождений, находящихся длительное время в эксплуатации.

Ключевые слова: геофизические методы исследований (ГИС), сложнопостроенный коллектор, амплитуда α ПС, фациальный анализ.

This paper discusses the use of geophysical well logging for the interpretation of complex structure oil-saturated intervals of the Lower and Middle Jurassic horizons with high average number of permeable intervals, the content of minerals — semiconductors (pyrite, siderite, glauconite, et al.) for structuring a complex of geological and geophysical information and developing a researching methodology of areas with hard to recover reserves on example of deposits which was in operation for an extended period of time.

Key words: geophysical investigation methods (geophysical well logging), complex structure natural reservoir, α PS amplitude, facies analysis.

Введение. Современный этап исследований обусловлен необходимостью поисков и разведки новых нефтегазоносных площадей и доразведки месторождений поздней стадии разработки, вовлечения в процесс трудноизвлекаемых запасов, что предполагает внедрение инновационных достижений в области проведения и интерпретации геолого-геофизических данных, так как отбор и исследование керн остаются весьма дорогостоящими.

Трудноизвлекаемые запасы (ТРИЗ) из юрских отложений в пределах Широкого Приобья приурочены к неантиклинальным ловушкам и представляют собой отдельные изолированные линзы, различного рода тупиковые, застойные или низкопроницаемые зоны, что может быть обусловлено как геологическими, так и технологическими факторами, в том числе применяемыми методами заводнения и увеличения нефтеотдачи (МУН), это провоцирует образование недренируемых или неохваченных водой зон коллектора в силу микронеоднородности пористой среды, снижения пластового давления и других факторов.

Для понимания критериев трудноизвлекаемых запасов воспользуемся наиболее распространенной классификацией ТРИЗ [Лисовский и др., 1994,

2009], согласно которой исследуемые объекты характеризуются: низким коэффициентом проницаемости, частично высокой расчлененностью, низким коэффициентом извлечения нефти, контактно-зонами (нефть—пластовая вода, нефть—газовая шапка), горно-геологическими факторами (глубина, многолетнемерзлые породы), влиянием разработки (выработанностью), величиной начальных извлекаемых запасов (НИЗ) ($\text{НИЗ} < 5 \text{ млн т}$).

Коллектор. Исследования проводились на территории Ямало-Ненецкого, Ханты-Мансийского округов, Тюменской области, Надым-Пурской, Пур-Тазовской, Фроловской и Среднеобской нефтегазоносных областей (НГО) широтного течения р. Обь. Выбор юрских горизонтов в качестве объектов исследований обусловлен наличием мощной ресурсной базы и многолетним опытом разработки месторождений ХМАО—Югры в разных геолого-промысловых условиях с использованием современных технологий.

Коллекторы ниже-среднеюрских горизонтов представлены грубозернистыми песчаниками, алевролитами континентального происхождения, а также песчано-алевролитоглинистыми породами переходной группы фаций от континентальной к

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра теоретических основ разработки месторождений нефти и газа, профессор; *e-mail:* shelepov_s@mail.ru

² Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), кафедра современных технологий бурения скважин, доцент; *e-mail:* tov.sing@mail.ru

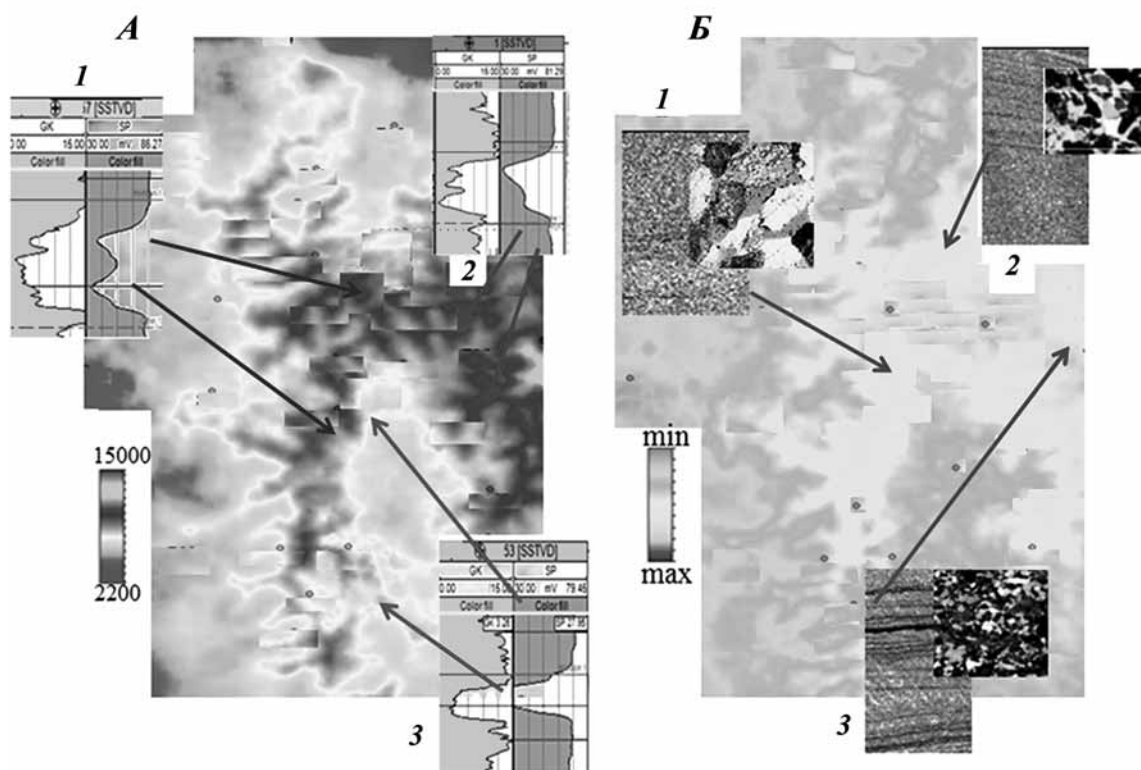


Рис. 1. Схема выделения фаций ниже-среднеюрских горизонтов Широтного Приобья по результатам литолого-фациального анализа и данных ГИС: *А* — результаты выделения «шнурковых» тел (акустический импеданс); *Б* — схема фациального расчленения внутриконтинентальных раннемезозойских отложений, по [Алексеев и др., 2007]. Макрофации: континентальная: ОЗ — отложения застойных и заболачивающихся озер, ОВ — отложения открытых озерных водотоков, КП — пролювиальных отложений, АР — русловых отложений речных долин; переходная: БЗ — заливно-лагунных побережий, БД — подводной части дельты; бассейновая: БП — полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья. Под бассейном понимается обширный пресноводный внутриконтинентальный водоем с выровненным дном и глубиной до нескольких десятков метров

прибрежно-морской и морской обстановке осадконакопления. Промышленная нефтегазоносность горизонта в пределах Широтного Приобья установлена на многих месторождениях Surgutского и Нижневартовского сводов: на Восточно-Моховой площади (глубина 2800–2980 м), Вать-Еганском (глубина 2730–2970 м), Повховском (глубина 2928–2933 м) Сыньеганском (глубина 2795–2837 м), Тундринском месторождениях (глубина 3000 м) и других площадях. Породы-коллекторы приурочены к неантиклинальным ловушкам, обусловленным наличием локальных экранов, которые соответствуют как зонам литологических замещений, так и безамплитудным, малоамплитудным тектоническим нарушениям и представлены широким спектром фаций.

Участки пластов юрских горизонтов с максимальной мощностью приурочены к погруженным частям палеорельефа, бортам Тундринской впадины, Ярсомовского прогиба и соответствуют макрофациям русловых отложений речных долин (АР). Наиболее сложны для диагностики, выявления и геометризации отложения подводной части дельты (БД) (гравийно-песчаные осадочные образования центральной части конусов выноса (БДЦ), песчаные конусов выноса (БДД), алевропесчаные передовой части дельты (БДА)). В пределах центральной и юго-восточной площадей Surgutского

свода, юго-западного участка Нижневартовского свода распространены макрофации заливно-лагунных побережий (БЗ) (песчано-алевролитовые осадочные отложения прибрежных частей заливов (БЗА), полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья (БП), глинисто-алевролитовые осадочные формирования приморских озер (БПО) и песчано-алевролитовые малоподвижного мелководья (БПА)) (рис. 1, *Б*) [Алексеев и др., 2007].

Наибольший интерес для поисково-разведочных работ в пределах Surgutского свода представляют объекты горизонта Ю₂ (средняя юра), представленные отложениями морских трансгрессивных фаций, прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса.

Юрский нефтегазоносный комплекс характеризуется выявленными начальными запасами 17,6 млрд т, из них 10 млрд т сосредоточено в ХМАО–Югре [Скоробогатов, 2017]. По данным Центра рационального недропользования имени В.И. Шпильмана прирост запасов в ХМАО–Югре в 2018 г. по сумме промышленных категорий АВ1С1 составляет 277,2 млн т, в том числе за счет поисково-разведочного бурения 76,8 млн т, добыча нефти в 2018 г. составила 236 млн т.

Практически на всей территории Широтного Приобья горизонт Ю₂ (верхи среднего–большая

часть верхнего бата), выделяемый в верхней части тюменской свиты, подразделяется на верхний пласт $Ю_2^1$ и нижний пласт $Ю_2^2$. Нижний пласт представлен в основном осадочными породами континентального происхождения, а верхний — отложениями смешанного генезиса (осадочными образованиями переходных фаций от континентальных к морским и фациями морского мелководья). Наиболее ярко и однозначно об этом свидетельствуют находки морской фауны в кровле тюменской свиты, а также многочисленные следы размывов, довольно часто отмечаемые в керне по всему разрезу пласта $Ю_2^1$. Отметим, что осадочные породы пласта $Ю_2^1$ гораздо многообразней типично континентальных пород пласта $Ю_2^2$, литологически соответствуют полимиктовым песчано-алевритовым породам с цементирующим глинистым материалом каолинового, хлоритового и гидрослюдистого состава, иногда встречается карбонатный цемент. Для континентальных отложений характерно присутствие тонкодисперсного углистого материала в цементе породы, резко ухудшающего коллекторские свойства.

Комплексные исследования горизонта $Ю_2$ проводятся достаточно давно. В начале 2000-х гг. господствовало представление о сплошном контуре нефтеносности горизонта в пределах Сургутского свода, северо-западной части Нижневартовского свода и смежных с ними территорий. Однако реальная картина более сложная, так как распространение юрских ловушек в значительной степени контролируется морфологическими признаками (неантиклинальные ловушки «мозаичного» размещения) и литолого-фациальными факторами, поэтому традиционный подход к поиску залежей углеводородов в горизонте $Ю_2$ не дает однозначного результата [Тюкавкина, 2013.; Шелепов и др., 1995].

Геофизические исследования. Для геометризации и моделирования таких неравномерно-ячеистых зон необходимы не только детальные литолого-фациальные исследования, но и обширный материал геофизических исследований (ГИС) с целью выявления наиболее значительных по объемам зон с наилучшими коллекторскими свойствами.

Для решения этой задачи по результатам сейсморазведки выделены опорные стратиграфические горизонты и установлена пространственно-временная зональность изучаемых горизонтов, которые в дальнейшем сравнивали с данными скважинных ГИС и увязывали с керновым материалом. Высокоразрешающая сейсморазведка позволила картировать значительную площадь исследуемых месторождений с учетом распространения выделенных фаций, изменения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в объеме каждой фации. По результатам картирования неантиклинальных ловушек и карт акустического импеданса (алгоритм инверсии) стало возможно

выявить участки, характеризующиеся сильной расчлененностью и резким изменением ФЕС. Алгоритм инверсии позволяет решить обратную задачу, если при решении прямой задачи сейсморазведки предполагаемая слоистая модель с данными плотности и скорости в каждом слое обусловлена сейсмическим импульсом и образует сейсмическую трассу, то при инверсии из реальной наблюдаемой сейсмической трассы удаляется сейсмический импульс, в результате получается модель акустического импеданса (АИ) — значение плотности, умноженное на скорость для каждой трассы. Выделенные «шнурковые» тела впоследствии были увязаны с керновым материалом и данными фациального анализа, это позволило закартировать участки русел рек и подводной части дельты (рис. 1, А). Участки с улучшенными коллекторскими свойствами пород представляют собой погребенные русловые отложения, приуроченные к речным палеодолинам, которые в плане имеют рукавообразную форму и незначительную ширину (до 30–40 м) и выявлены по результатам сейсморазведки и данных бурения.

На основании построенных кубов акустического импеданса выделены зоны с лучшими коллекторскими свойствами (фации русел рек и дельты), которым соответствуют значения АИ 7820–800 г/м³·м/с и скорости 3400–3500 м/с. С использованием атрибута RMS-FF (флюид-фактор) построены карты изменения средних значений FF. Результаты АИ сопоставлены с материалами керна и скважинными ГИС-кривыми амплитуды изменения потенциала, самопроизвольно возникающего электрического поля (α ПС) и гамма-каротажа (ГК), что соответствует методам электрометрической геологии В.С. Муромцева [1984], основанным на изучении изменения формы каротажных кривых. С использованием RMS проведена типизация разрезов по фациальному признаку, выделены зоны развития пород-коллекторов с примерно сходными фильтрационно-емкостными свойствами (рис. 2).

Методика интерполяции, применяемая в RMS, основана на анизотропном расчете средних весов вероятности получения наглядного распределения литотипов в объеме 3D-сетки, учитывающей морфологические, петрографические и емкостные свойства коллекторов.

При проведении сопоставления данных ГИС с керновым материалом установлено, что резкая фациальная изменчивость и наличие минералов пирита, сидерита, глауконита в отдельных случаях влияет на изменение α ПС и коэффициента глинистости, что не всегда корректно интерпретируется при выделении сильнорасчлененных зон с запасами нефти.

В неантиклинальных ловушках кривая α ПС не всегда ведет себя однозначно, например: а) при достаточно маломощных песчано-алевритовых

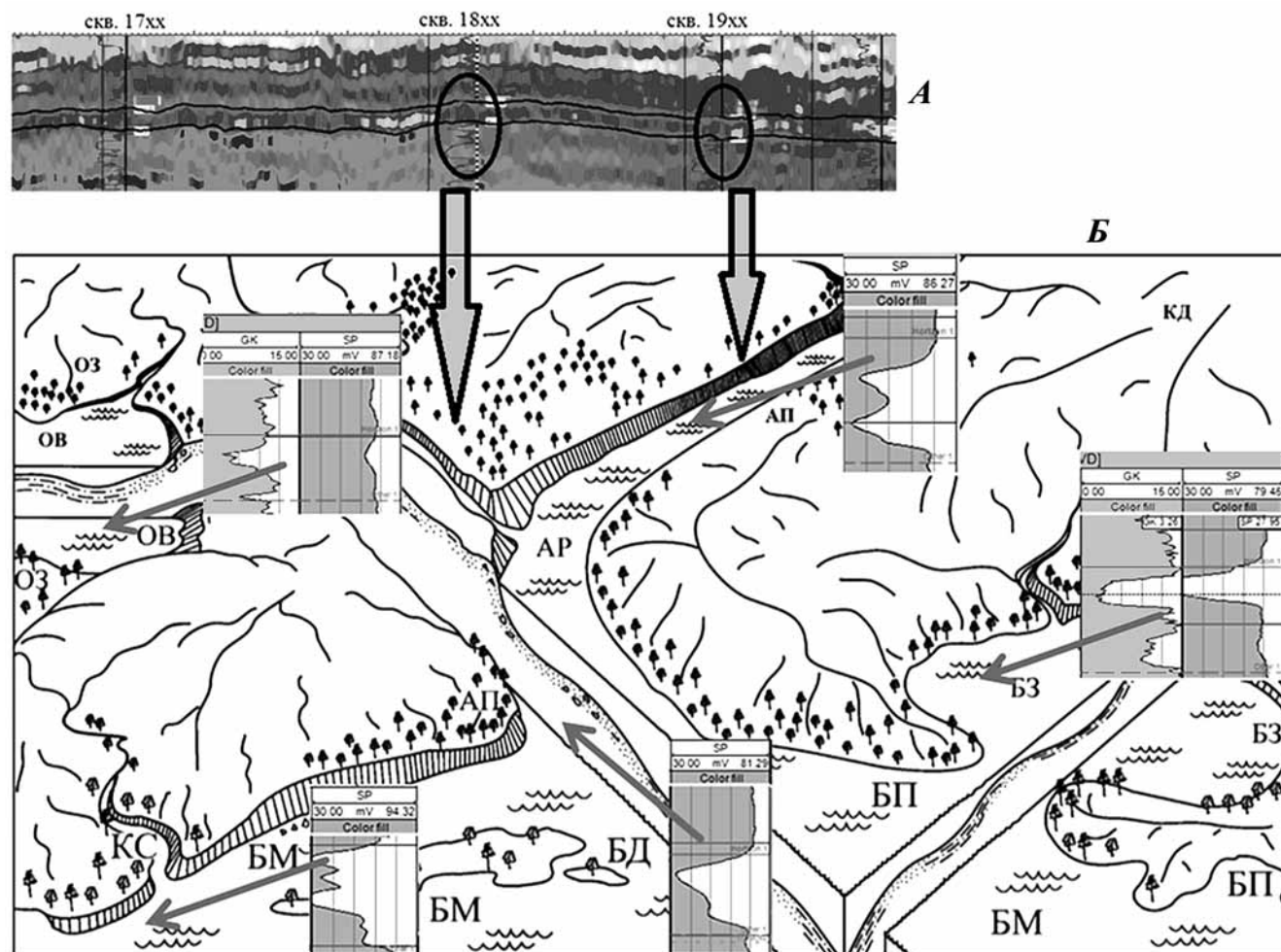


Рис. 2. Сопоставление данных ГИС с исследованиями керна: А — значения изменения акустического импеданса и выделение фаций: 1 — русел рек ограниченно меандрирующего типа, 2 — конусов выноса, 3 — вдольбереговых валов; Б — куб флюид-фактора: 1 — погребенные русловые отложения речных палеодолин, 2 — отложения подводной части дельты, 3 — отложения вдольбереговых валов

прослоях (~0,4–0,6 м) кривая, возможно, просто не успевает на них среагировать в силу инерционности скважинной аппаратуры, при тонком переслаивании имеет небольшую отрицательную аномалию амплитуды сигнала против такого участка; б) в некоторых разрезах отмечается частое наложение противоположных электрометрических моделей с положительными и отрицательными аномалиями, что и приводит к неоднозначному поведению кривой α ПС и невозможности ее правильной интерпретации.

Необходимость выявлять влияние различных геологических параметров на результаты промыслово-геофизических исследований скважин, установление связей и зависимостей между ними отражено в работах В.А. Барамзиной, Б.Ю. Вендельштейна, Н.В. Вилкова, В.Д. Дахнова, В.Н. Дахнова, Л.Н. Долиной, В.А. Долицкого, Л.Ф. Иванчука, Т.С. Изотовой, О.П. Иоффе, И.А. Ирбэ, С.С. Итенберга, В.Н. Кабрановой, С.Г. Комарова, В.И. Курганского, В.И. Логинова, М.Г. Латышевой, Д.А. Мельникова, В.С. Муромцева, Р.Г. Нанца, Р.К. Петрова, С.И. Пирсона,

А.О. Пуша, Р.А. Резванова, С.Д. Рябчуна, С. Сайта, Л.С. Чернова, Н.И. Чернышева, Ю.В. Шелтона, М.А. Шпольской, И.Е. Эйдемана и других, где отмечено, что для фаций с наличием пирита и сидерита, образующихся с разложением органических остатков без доступа свободного кислорода в более глубоких участках водных бассейнов, при интерпретации кривых сопротивления наблюдается резкое уменьшение значений, что обусловлено повышенной электропроводностью этих минералов. Образование глауконита характерно для мелкого моря в начале трансгрессивного цикла и при замедленной скорости осадконакопления, в среде, переходной от окислительной к восстановительной, что в пределах ниже-среднеюрских горизонтов Широкого Приобья отражается в резком снижении значений кривой КС и фиксируется в пластах мощностью 0,5–1 м, в целом мощность таких отложений в пределах исследуемой площади часто достигает 5 м.

При сопоставлении результатов исследования ядерного материала, результатов опробования и испытания пластов с геофизическими данными

(изменением поведения кривых ПС и ГК) отмечено, что в кровельной части пласта и в некоторых участках на границе тюменской и васюганской свит прослеживается наличие глауконита, сидерита, пирита, что необходимо учитывать при интерпретации и корреляции кривых ПС, КС, ГК. Литологическая и фациальная неоднородность отложений отражается на петрофизических характеристиках пород различных типов разрезов.

Выявленная закономерность позволяет избежать существенных ошибок при корреляции сложнопостроенных коллекторов в скважинах, не охарактеризованных керном, при проведении литолого-фациальных исследований для установления зон юрских коллекторов с различными ФЕС и выделения площадей для бурения скважин, а также при подсчете запасов и др.

Выводы. 1. При проведении корреляции разреза пласта Ю₂¹ установлены определенные закономерности изменения формы кривых ПС, ГК на участках пласта с содержанием глауконита, пирита, сидерита.

2. Более продуктивные скважины расположены в зонах с нефтенасыщенной толщиной пласта 5–7 м при относительно четко выделяемой аномалии α ПС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. и др. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: УГГУ, 2007. 209 с.

Лисовский Н.Н., Халимов Э.М. О классификации трудноизвлекаемых запасов // Вестн. ЦКР Роснедра. 2009. № 6. С. 33–34.

Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

Скоробогатов В.А. Юрский продуктивный комплекс Западной Сибири: прошлое, настоящее, будущее //

3. Анализ литологических особенностей разреза пласта Ю₂¹ показал, что его отложения формировались в крайне неустойчивых и часто меняющихся физико-географических условиях (в переходных геодинамических обстановках от аллювиальных к прибрежно-морским отложениям), что отражается на изменении кривых α ПС, и на электрометрических моделях они могут быть выражены по-разному в зависимости от преобладания тех или иных условий осадконакопления.

4. В скважинах, вскрывших сильнорасчлененный пласт Ю₂, кривая ПС крайне плохо дифференцирована, что с литологической точки зрения объясняется глинистой составляющей. Сильнорасчлененные нефтенасыщенные песчаные пласты толщиной 0,5–0,6 м (иногда 1–1,5 м) не всегда попадают в пределы разрешающей способности методов электрометрии в скважинах, следовательно, для этих участков интерпретацию необходимо проводить с использованием максимального числа ГИС и предварительной литолого-петрофизической интерпретации разрезов (керна–ГИС), комплекса исследования керна и фациального анализа (керна–керна).

Науч.-техн. сб. Вести газовой науки. 2017. № 3 (3). С. 36–58.

Тюкавкина О.В. Современные методы выявления зон сложнопостроенных коллекторов с трудноизвлекаемыми запасами для принятия эффективных проектных решений // Изв. вузов. Горный журн. 2013. № 8. С. 50–58.

Шелепов В.В., Заринов О.Г., Камалетдинов Р.А., Чернова Л.И. Условия формирования и строения горизонта БВ-8 Повховского месторождения (Западная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1995. № 2. С. 12.

Поступила в редакцию 14.06.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК [552.5+551.72]:553.98 (571.51)

Е.Д. Сивкова¹, Р.С. Сауткин²

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕПСКОГО ГОРИЗОНТА В ЛЕНО-ТУНГУССКОМ БАССЕЙНЕ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

По данным интерпретации каротажных данных 26 скважин в пределах непского горизонта выделены пласты коллекторов, а также рассчитаны пористость и газонасыщенность в их пределах, что дает возможность судить о потенциале фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) отложений и позволяет выявить дальнейшие направления исследований.

Ключевые слова: Лено-Тунгусский бассейн, непский горизонт, выделение коллекторов, ФЕС, газонасыщенность.

Reservoir layers were located within the Nepa horizon according to the log data interpretation of 26 wells. Porosity and gas saturation were calculated within these layers. The research provides an opportunity to determine reservoir potential of sediments and to identify further research lines.

Key words: Lena-Tunguska basin, Nepa horizon, Baikit anteklise, Katanga saddle, reservoir formation, porosity and permeability, gas saturation.

Введение. Восточная Сибирь представляет собой перспективный регион для поисков углеводородного сырья, геологическая изученность которого крайне неравномерна. Наиболее полно изучена центральная часть Восточно-Сибирского бассейна. Здесь открыто множество разных по запасам месторождений нефти и газа, в том числе уникальных. Наиболее крупные открытия в этом регионе сделаны в 1970–1980-е гг., когда геологоразведочные работы были сосредоточены в сводах крупных положительных структур Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Здесь осталось крайне мало не изученных бурением крупных положительных структур. Тем не менее результаты поисково-разведочных работ последних лет показали, что в этом регионе еще есть резервы для прироста запасов углеводородов (УВ). Перспективные объекты поисков УВ — зоны сочленения крупных тектонических структур [Клещев, 2007].

В зоне сочленения Катангской седловины и Курейской синеклизы в 1979 г. открыто Собинско-Пайгинское многопластовое нефтегазоконденсатное месторождение. В зоне сочленения Байкитской антеклизы и Присаяно-Енисейской синеклизы в пределах зоны Ангарских складок в 2004 г. было открыто Берябинское газоконденсатное, а в 2009–2010 гг. — Абаканское, Ильбокичское, Имбинское газовые месторождения. Для этих структур характерна сложная геоморфология

геологических тел, разбитых многочисленными разломами. Месторождения многопластовые, сводовые, тектонически и литологически ограниченные. Основные перспективы месторождений связаны с отложениями верхнерифейско-вендского комплекса.

Изучаемая площадь расположена в зоне сочленения Байкитской антеклизы и Катангской седловины (рис. 1) и имеет схожее геологическое строение. Перспективы нефтегазоносности терригенных отложений вендской системы здесь связаны главным образом с отложениями непского горизонта, который и стал основным объектом наших исследований. Определение фильтрационно-емкостных свойств пород (ФЕС), их качества и прогноз коллекторских свойств непского горизонта позволяют оценить горизонт в качестве регионального резервуара и выявить потенциальные направления исследований.

Материалы и методы исследований. Выделение коллекторов в терригенном разрезе непского горизонта и их распределение по площади. С целью изучения литологического состава, выделения пластов-коллекторов, определения пористости и оценки газонасыщенности были проанализированы каротажный материал по 26 скважинам в формате LAS-файлов, а также данные исследования керна, результаты испытания скважин, литературные данные, охватывающие информацию о исследуемых месторождениях.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирантка; *e-mail:* e.sivkova@oilmsu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* r.sautkin@oilmsu.ru

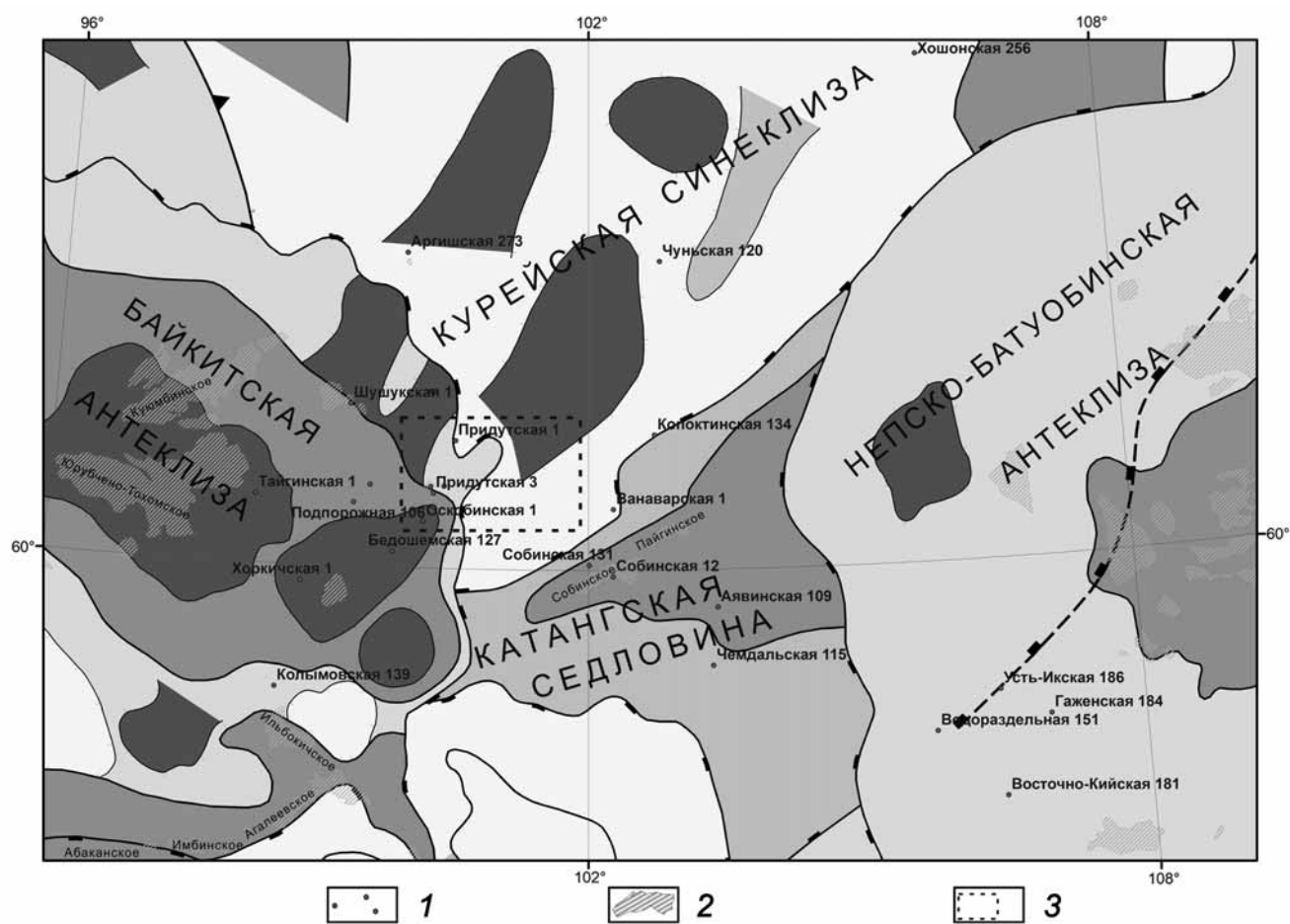


Рис. 1. Тектоническая карта, по [Конторовичу, 2009], с расположением месторождений и исследуемых скважин: 1 — скважины, 2 — месторождения, 3 — основной район работ

В терригенном разрезе непского горизонта выделены коллекторские песчаные пропластки на основании показаний гамма-каротажа, кавернометрии, плотностного, акустического и нейтронного каротажей, а также на данных определения электрического сопротивления пород (интервалы коллекторов выделены в столбце «Коллектор», рис. 2).

Полученная в результате замера кривая гамма-каротажа (ГК, GK) характеризует интенсивность γ -излучения пластов вдоль ствола скважины. Наличие изотопа ^{40}K приводит к появлению значительных положительных аномалий на диаграммах ГК в интервале глин. Пласты коллекторов, напротив, характеризуются пониженными значениями ГК из-за отсутствия этого изотопа и, следовательно, пониженными значениями глинистости.

Коллекторы также характеризуются пониженными значениями кривой кавернометрии (ДС, DS) (значения ниже номинального диаметра скважины). Из-за проникновения фильтрата бурового раствора в пласт глинистые частицы остаются на его поверхности, образуя глинистую корку. Глины же, напротив, размываются буровым раствором, что приводит к увеличению диаметра скважины и образованию каверн (увеличение значений на профиле кавернометрии — кривая DS, рис. 2).

Песчаные коллекторы характеризуются пониженными значениями плотности, что отображается на кривой гамма-гамма плотностного каротажа (ГГК-п), и имеют значения от 2,3 до 2,65 г/см³.

На данные, полученные каротажными методами, сильно влияет присутствие флюида, поэтому на выделение газонасыщенных пропластков обращали особое внимание. Наличие газа в пласте приводит к повышению значений акустического каротажа (ДТ, АК), что объясняется низкой скоростью распространения упругих волн в газе, ввиду его высокой поглощающей способности. Газонасыщенные пропластки также характеризуются повышенными значениями нейтронного каротажа (НК, NKTD) и пониженными — водородного индекса (W) из-за низкого содержания водорода относительно водонасыщенной толщи.

Разрез непского горизонта по данным интерпретации геофизических исследований скважин (ГИС) представлен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями брекчий и уплотненных карбонатизированных пропластков. Мощность свиты в пределах исследуемого района изменяется от 110–140 м до полного ее отсутствия (рис. 3). Отложения горизонта выклиниваются в сторону Кузейской синеклизы, Байкитской и

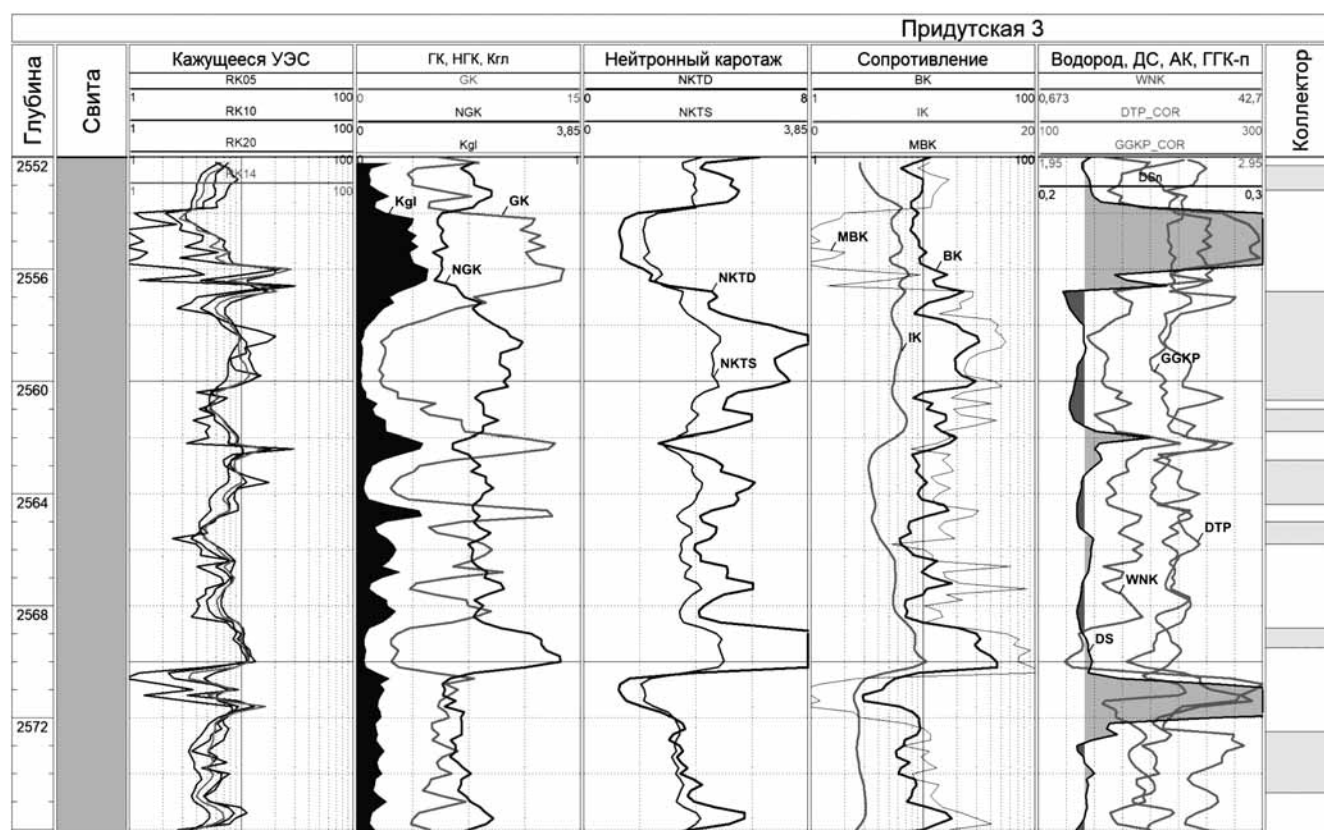


Рис. 2. Выделение коллекторов на основе каротажных данных в скважине Придутская-3

Непско-Ботуобинской антеклиз. Основные зоны увеличения мощности, выделенные на южном склоне Байкитской антеклизы и в пределах Кантгской седловины, связаны главным образом со склонами палеопрогибов, где в непское время накапливалось большое количество терригенных осадков.

В каждой рассматриваемой скважине были выделены пласты песчаников, принятых в качестве потенциальных коллекторов. По результатам интерпретации каротажных данных 26 скважин построена схема значений толщины песчаников ванаварской свиты (рис. 4). Общая толщина песчаных пластов ванаварской свиты изменяется от 0 до 50 м в пределах изучаемой территории. Максимальные значения отмечены в центральной и северо-западной областях района, где общая мощность отложений всей свиты также увеличивается.

Расчет пористости и газонасыщенности пластов-коллекторов. Для более детального изучения и расчета коллекторских свойств был построен профиль, включающий 6 скважин в центральной части территории: Оскобинская-1, Придутская-2, Придутская-3, Западно-Юдуконская-113, Придутская-1, Собинская-12. Для каждой скважины выделены потенциальные пласты коллекторов, рассчитаны пористость и газонасыщенность (где было возможно) для каждого выделенного пласта. На основе полученных значений пластам присвоен тип насыщения (газ/вода) (рис. 5). Далее описан алгоритм расчетов.

Расчет глинистости. Глинистость — важный петрофизический параметр, определяющий качество коллекторов нефти и газа. Определение глинистости пород-коллекторов необходимо для расчета их нефтегазонасыщенности и пористости. Для определения массовой глинистости по данным гамма-каротажа используют значения измеренной радиоактивности. В измеренные значения вводят поправки за плотность бурового раствора, диаметр скважины и влияние вмещающих пород.

Чтобы исключить вклад фона и уменьшить влияние аппаратных факторов, показания ГК выражают в виде двойного разностного параметра:

$$\Delta GK = \frac{(GK - GK_{\min})}{(GK_{\max} - GK_{\min})},$$

где $GK_{\min}$ — минимальное значение ГК в опорном пласте песчаников, а $GK_{\max}$ — максимальное значение ГК в опорном пласте глин.

Для характеристики глинистости в твердой фазе породы используют ее количественную характеристику, называемую массовой глинистостью:

$$C_{gl} = C_{gl_MAX}(1 - \sqrt{1 - \Delta GK}).$$

Максимальное значение массовой глинистости C_{gl_MAX} в терригенном разрезе принимают равным 0,8 у.е.

Для оценки объемного содержания глинистых минералов в объеме породы используют другую

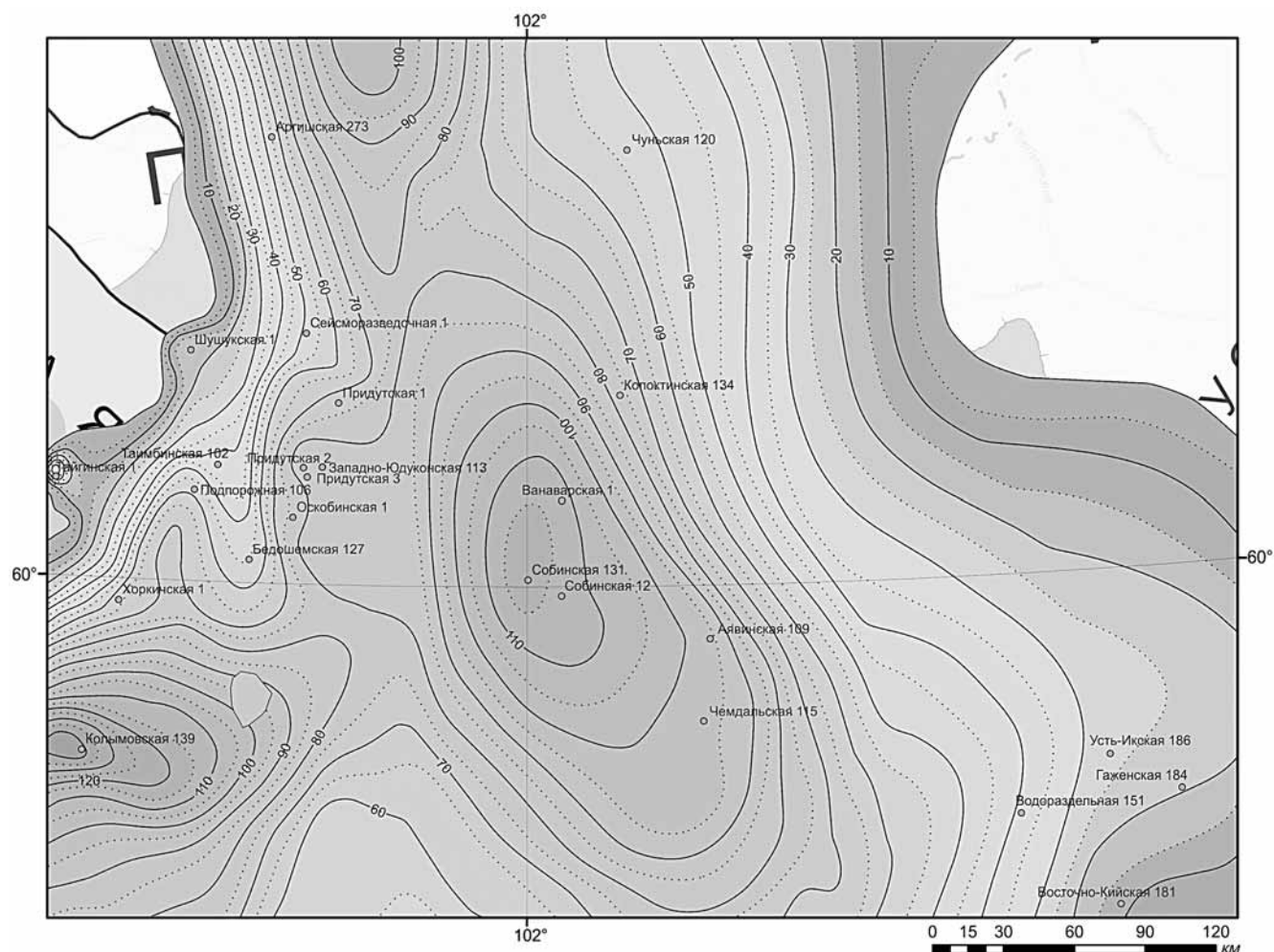


Рис. 3. Схема изопакит ванаварской свиты

количественную характеристику — объемную глинистость:

$$k_{gl} = C_{gl}(1 - K_{\Pi}).$$

Коэффициент пористости K_{Π} , выраженный в условных относительных единицах, в данном случае принимают равным 0,2 у.е., основываясь на данных исследования керна.

Расчет пористости. Значения коэффициента открытой пористости рассчитаны по трем методам: на основе значений ГГК-п, АК и НК:

1) в терригенном разрезе существует обратная зависимость между плотностью и пористостью пород. С уменьшением плотности породы — при прочих равных условиях — возрастает ее пористость, расчет пористости по методу плотностного ГГК осуществлялся по формуле:

$$K_{\Pi_ГГКП} = \frac{GGKP - \rho_{sk} + C_{gl}(\rho_{sk} - \rho_{gl})}{\rho_v - \rho_{sk} + C_{gl}(\rho_{sk} - \rho_{gl})},$$

где GGKP — значения ГГК-п, характеризующие плотность породы; ρ_{sk} — плотность зерен скелета, принята как плотность кварца и составляет 2,67 г/см³; $\rho_{gl} = 2,77$ г/см³ (плотность глин); $\rho_v = 1$ г/см³

(плотность воды); C_{gl} — массовая глинистость, рассчитанная ранее;

2) определение пористости по данным АК основано на разной скорости распространения упругой волны в скелете породы и в заполняющем пустотное пространство флюиде. Скорость распространения упругих продольных волн V_p в горных породах зависит от их минерального состава и структуры. При исследовании скважин акустическими методами один из основных параметров, который регистрируется аппаратурой, — интервальное время пробега продольной волны ΔT_p , выраженное в мкс/м.

Величина ΔT_p возрастает с увеличением пористости породы при прочих равных условиях. На диаграммах АК пористые породы отмечаются максимальными показаниями ΔT_p , плотные — минимальными.

Пористость породы связана со значениями ΔT_p следующим уравнением:

$$K_{\Pi_DT} = \frac{(\Delta T - \Delta T_{sk} + C_{gl}(\Delta T_{sk} - \Delta T_{gl}))}{(\Delta T_v - \Delta T_{sk} + C_{gl}(\Delta T_{sk} - \Delta T_{gl})),}$$

где ΔT — интервальное время пробега продольной волны в породе (значения DT); ΔT_{sk} — ин-

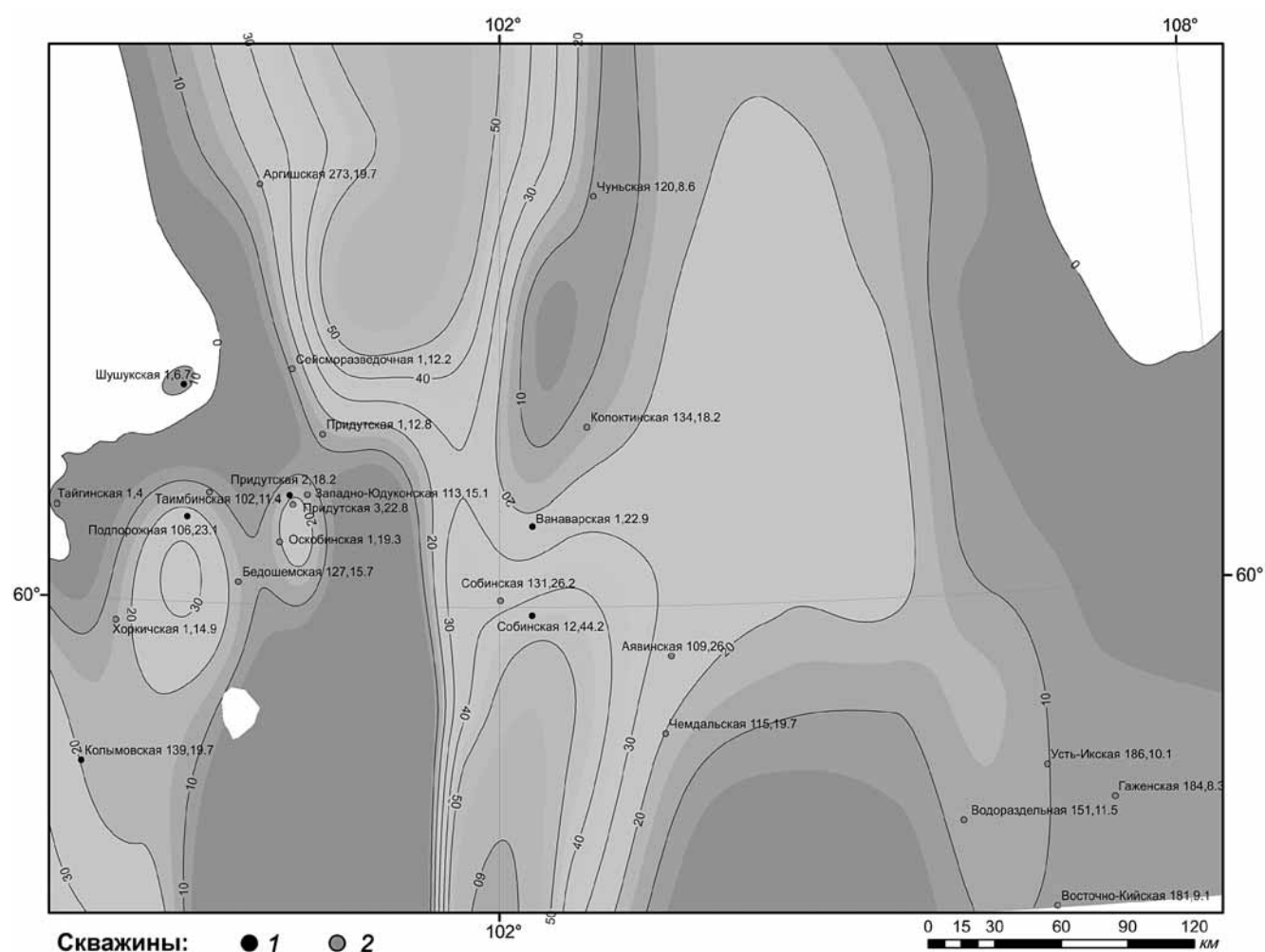


Рис. 4. Схема мощности песчаников Ванаварской свиты с отражением результатов испытаний: 1 — скважины с притоками УВ, 2 — скважины с притоками воды или сухие

тервальное время пробега продольной волны в минеральном скелете. В данном случае скелет породы образован кварцем. Интервальное время пробега продольной волны в кварце составляет $\Delta T_{sk} = 167$ мкс/м; $\Delta T_{gl} = 340$ мкс/м (интервальное время пробега продольной волны в глине); $\Delta T_v = 610$ мкс/м (интервальное время пробега продольной волны в воде); C_{gl} — массовая глинистость, рассчитанная ранее;

3) водородный индекс также позволяет судить о пористости пласта, но при этом если пористые пласты заполнены газом, то значения водородного индекса напротив таких пластов будет ниже, чем напротив аналогичных пластов, насыщенных водой.

Пористость на основе значений водородного индекса породы рассчитывается следующим образом:

$$K_{п-в} = \frac{(W - w_{sk} + C_{gl}(w_{sk} - w_{gl}))}{(w_v - w_{sk} + C_{gl}(w_{sk} - w_{gl}))},$$

где W — водородный индекс породы в долях единицы (рассчитан по данным НК или НГК);

$w_{sk} = 0,03$ у.е. (поправочный коэффициент в водородный индекс за отклонение элементного состава и плотности зерен скелета (кварц) от соответствующих характеристик кальцита); $w_{gl} = 0,36$ у.е. (водородный индекс глин); $w_v = 1$ у.е. (водородный индекс воды).

Наиболее достоверны значения пористости, рассчитанные по методу АК, так как в этом случае значения, рассчитанные по данным ГИС, наилучшим образом совпадают со значениями пористости, полученными при исследовании образцов керна (рис. 6).

Расчет газонасыщенности. Для расчета пористости пластов, в которых присутствует газ в зоне проникновения фильтрата бурового раствора, используется уравнение

$$K_p = \frac{(W - w_{sk})(\rho_g - \rho_v) - (\rho - \rho_{sk})(w_g - w_v) - c_{gl}(w_{gl} - w_{sk})(\rho_g - \rho_v)}{(w_v - w_{sk})(\rho_g - \rho_v) - (\rho - \rho_{sk})(w_g - w_v) - c_{gl}(w_{gl} - w_{sk})(\rho_g - \rho_v)},$$

где W — водородный индекс породы; w_g , w_v , w_{gl} — водородные индексы газа, воды, глины соответственно; w_{sk} — поправочный коэффициент в водородный индекс за отклонение элементного

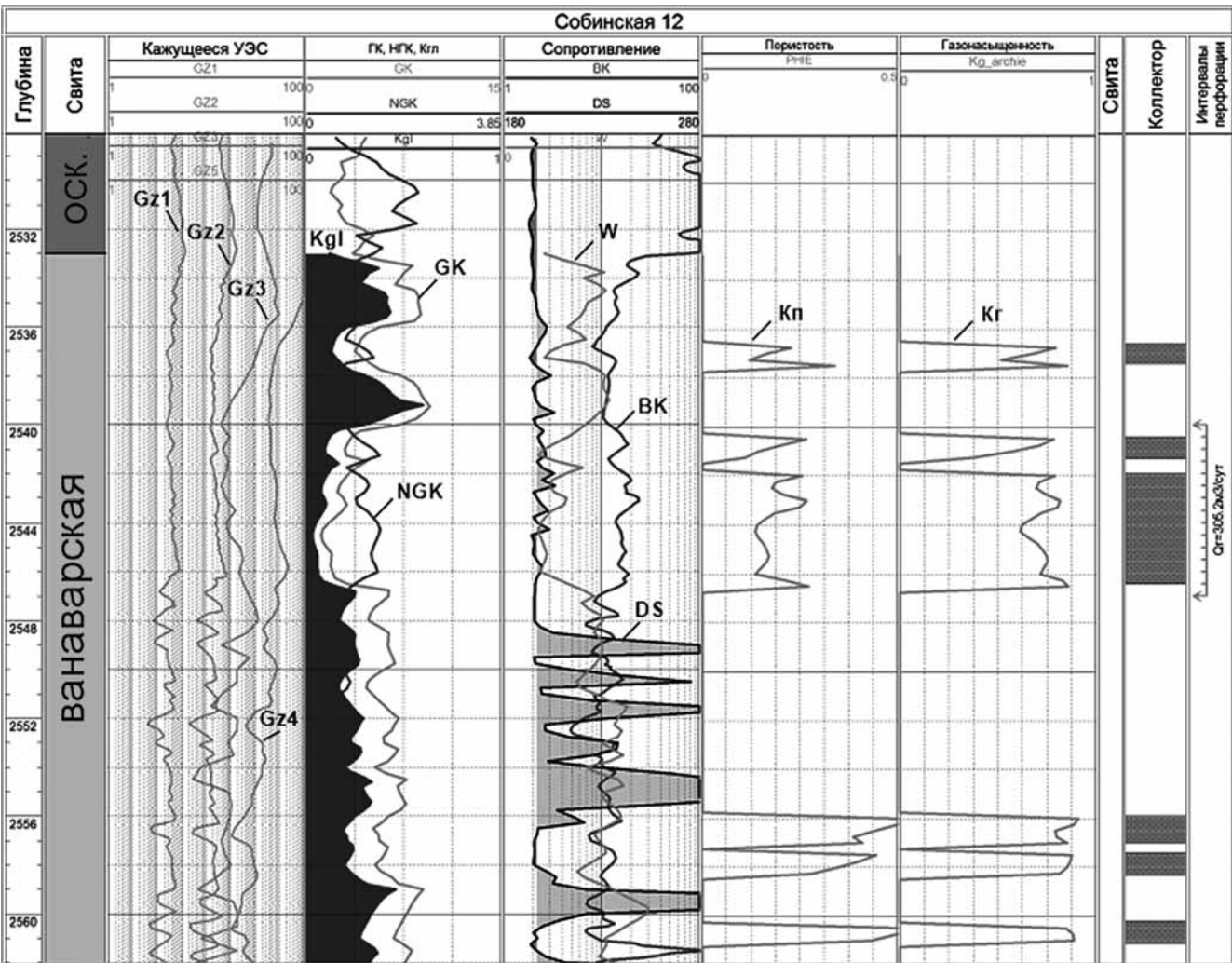


Рис. 5. Выделение коллекторских пропластков, результаты расчета пористости и газонасыщенности в пределах непского горизонта в скважинах Особинская-1, Придутская-2, Придутская-3, Западно-Юдуковская-113, Придутская-1, Собинская-12 с выравниванием на горизонт М2

состава и плотности зерен скелета (кварц) от соответствующих характеристик кальцита.

Значения плотности газа, а следовательно, и водородного индекса изменяются с глубиной и рассчитываются по формулам:

$$w_g = \frac{9}{4} \rho_g; \quad \rho_g = \frac{21,6 \cdot 0,1h}{273 + 0,03h},$$

где h — абсолютная глубина измерений, м; значения остальных коэффициентов указаны выше.

При этом значение коэффициента газонасыщенности (K_g) в зоне проникновения фильтрата бурового раствора рассчитывается по уравнению:

$$K_g = \frac{GGKP - \rho_{sk} - K_p(\rho_v - \rho_{sk})}{K_p(\rho_v - \rho_{sk})}.$$

Положительные значения коэффициента газонасыщенности в зоне проникновения свидетельствуют о наличии газа в пласте. При этом его количественные значения ниже значений коэффициента газонасыщенности непосредственно в

пласте, так как в зоне проникновения часть газа была вытеснена фильтратом бурового раствора. Этот метод не дает количественную характеристику газонасыщенности, он лишь качественно характеризует газонасыщенные интервалы и помогает их выделить.

Коэффициент газонасыщенности в пласте рассчитывается по формуле, выведенной из уравнения Арчи-Дахнова, с использованием расчетных коэффициентов, полученных непосредственно для исследуемого месторождения на основе петрофизических зависимостей:

$$K_{g_archie} = 1 - \frac{1}{1,8} \sqrt{\frac{1,1 \cdot 1,3 \cdot R_v}{K_{\Pi}^{2,2} \cdot Rt}},$$

где K_{Π} — коэффициент пористости коллектора; $R_v = 0,05$ (удельное электрическое сопротивление воды); Rt — удельное электрическое сопротивление породы (значение электрического сопротивления пласта, измеренное зондами GZ4 или RK4).

Отметим, что оба коэффициента газонасыщенности рассчитывали только для выделенных пластов коллекторов (рис. 5).

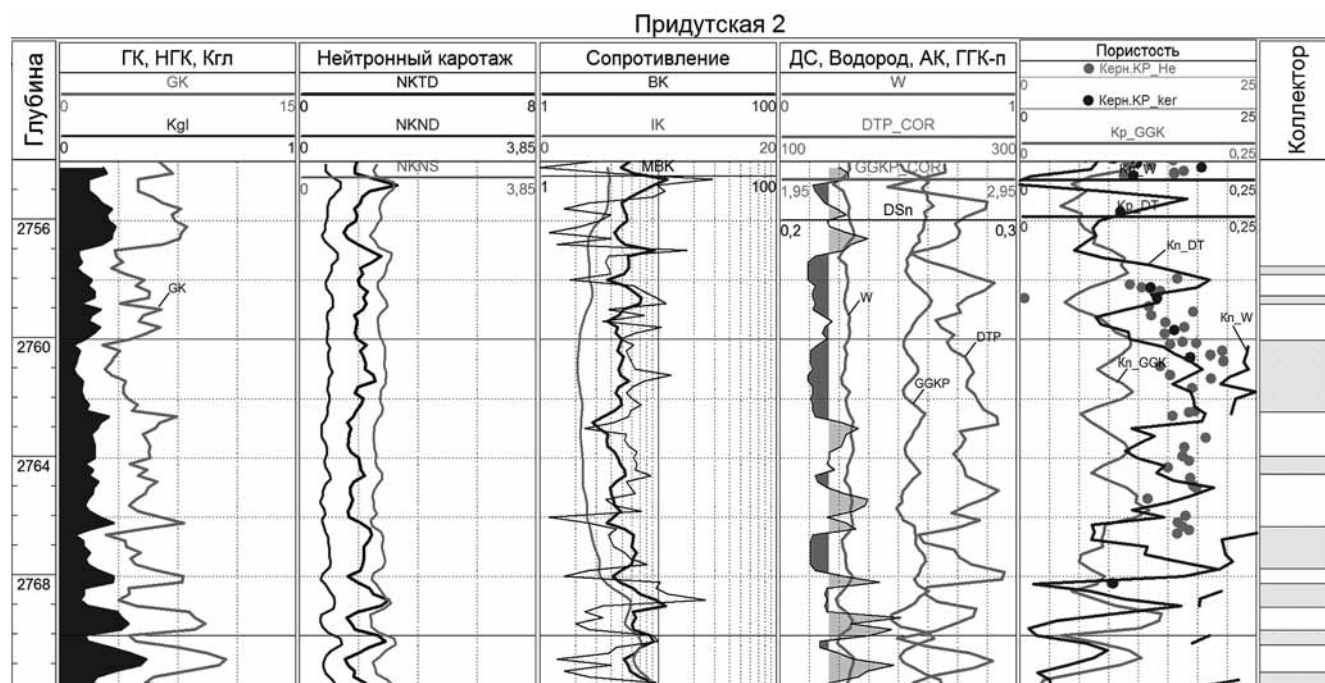


Рис. 6. Планшет по скважине Придутская-2 с кривыми пористости, рассчитанными по методам ГК-п, АК и водородному индексу

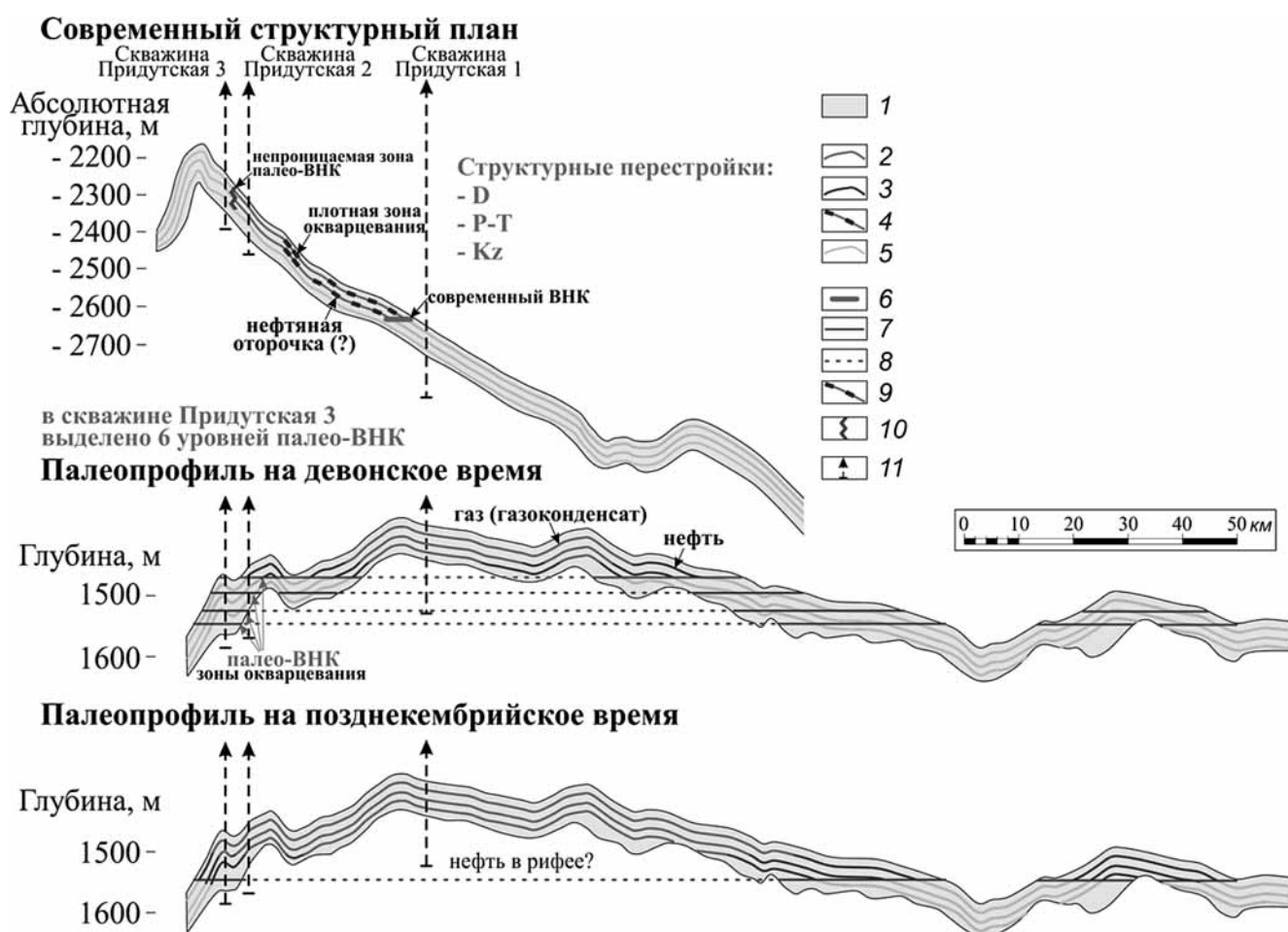


Рис. 7. Модель формирования Ново-Юдуконского месторождения Придутского ЛУ: 1 — непский горизонт, 2 — насыщение газом и газоконденсатом, 3 — насыщение нефтью, 4 — нефтяная оторочка, 5 — насыщение водой, 6 — современный ВНК, 7 — палеоВНК, 8 — возможный палеоВНК, 9 — плотная зона окварцевания, 10 — непроницаемая зона окварцевания, 11 — скважина

Результаты исследований и их обсуждение.
Результаты расчета коллекторских свойств и газонасыщенности песчаных пластов непского горизонта в пределах изучаемого района. В скважине Оскобинская-1 прослои коллекторов с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами сконцентрированы в средней части разреза. Пористость в этой части разреза достигает достаточно высоких значений (до 20%), а мощность варьирует от 0,8 до 3,8 м. Газонасыщенность для этой скважины не рассчитана, так как отсутствуют данные измерений сопротивления. По результатам опробования скважины Оскобинская-1 газ не получен, вследствие чего выделенные интервалы были приняты водонасыщенными.

В скважине Придутская-2 наиболее мощные пропластки коллекторов с повышенными значениями фильтрационно-емкостных свойств выделены в средней части разреза: газонасыщенные интервалы — в верхней части разреза, водонасыщенные — в средней и нижней частях. Выделение газонасыщенных интервалов по результатам интерпретации данных ГИС для скважины подтверждается результатами опробования (приток газа 141 тыс. м³/сут). Водонасыщенные интервалы также подтверждены опробованием.

Интервалы с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами в скважине Придутская-3 также сконцентрированы в средней части. По результатам расчетов все выделенные интервалы насыщены водой, что полностью соответствует результатам опробования.

В скважине Западно-Юдуконская-113 пласты-коллекторы выделены преимущественно в верхней и нижней частях непского горизонта. Средние значения пористости составляют 7–8%. Газонасыщенность не выявлена, что подтверждается результатами опробования.

Интервалы коллекторов в скважине Западно-Юдуконская-113 также сконцентрированы преимущественно в верхней и нижней частях разреза. Мощность коллекторов значительно меньше, чем в вышеописанных скважинах, и лишь иногда превышает 1 м. Газонасыщенность не выявлена, что подтверждается результатами опробования.

В скважине Собинская-12 относительно мощные пропластки коллекторов выделены преимущественно в верхней и нижней частях толщи. Все пропластки выделены как газонасыщенные, что также подтверждается в интервалах опробования.

Таким образом, результаты интерпретации ГИС полностью соответствуют результатам испытаний скважин, что еще раз подтверждает правильность выявленных петрофизических зависимостей.

Формирование потенциальных ловушек и анализ перспектив отложений непского горизонта в зоне сочленений крупных тектонических структур. В зоне сочленения Байкитской антеклизы и Катангской седловины в 2011 г. в результате

опробования скважины Придутская-2 в интервале непского горизонта открыто Ново-Юдуконское газоконденсатное месторождение. При испытании интервала 2725–2738 м был получен приток газа, дебитом 141 тыс. м³/сут и газоконденсата (19,2 м³/сут, плотность 0,7 г/см³). В современном структурном плане эта скважина расположена на южном склоне Бедошмо-Оскобинского поднятия, где ванаварские отложения залегают моноклинально, образуя структурный нос, осложненный серией разломов. При этом пробуренная в 2015 г. скважина Придутская-3, заложенная вверх по падению пласта, в результате опробования дала приток пластовой воды до 3 м³/сут с растворенным газом и пленкой нефти, что опровергло теорию об антиклинальном строении Ново-Юдуконского месторождения.

Для выяснения современного строения Ново-Юдуконского месторождения и поиска новых перспективных зон выполнена реконструкция структурного плана на разные этапы геологической истории месторождения.

В ванаварское время рельеф дна морского бассейна был достаточно контрастным. На западе существовала денудационная суша, сложенная отложениями рифея и кристаллического фундамента (центральная часть Камовского метасвода и Байкитской антеклизы — Юрубчанское плато). Суша простиралась вплоть до Бедошмского вала в виде структурного носа, что выявлено по данным сейсморазведки. Кроме того, на юго-западе с позднего рифея между Подпорожной и Хоркической площадями (район Тайгинско-Таимбинской зоны) существовало поднятие, также служившее источником сноса терригенного материала [Виноградов, 1968]. В сторону палеоподнятий наблюдается сокращение мощности отложений непского горизонта.

В усольское время в зоне накопления отложений непского горизонта начала формироваться антиклинальная структура, а в раннеангарское время (средний кембрий) сформировалась крупная антиклинальная ловушка, выделенная по данным 3D-сейсморазведки и региональных 2D-профилей. Формирование залежи — аккумуляция углеводородов — началось в позднекембрийское время и продолжалось вплоть до девонского периода, когда начались активная структурная перестройка исследуемой территории и переформирование залежи (рис. 7).

Современный структурный план сформировался в мезозое–кайнозое с образованием Бедошмо-Оскобинского вала и моноклинальным залеганием продуктивных отложений непского горизонта. В результате исследований кернового материала рифейских и нижневендских отложений в скважинах Придутская-1, Придутская-2 и Придутская-3 выявлены остатки битума и признаки наличия древних палеовНК, что подтверждает выводы о формировании пластово-сводовой ло-

вушки УВ, впоследствии разрушенной в результате перестройки.

Заключение. В результате изучения фильтрационно-емкостных свойств песчаных пластов непского горизонта выявлен их высокий потенциал в качестве коллекторов для УВ. Увеличение суммарной мощности песчаных прослоев связано с общим увеличением мощности отложений, поэтому дальнейшие исследования должны быть направлены на склоны палеопрогибов в зоне

сочленения крупных тектонических структур, где в непское время образовалась мощная песчано-глинистая толща. Затем произошло формирование антиклинальных ловушек, а также генерация и аккумуляция УВ, которые впоследствии (мезозой–кайнозой) были переформированы и частично разрушены. Пример ловушки в инверсионном поднятии в зоне повышенной мощности — Собинско-Пайгинское месторождение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виноградов А.П. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды. М.: ГУГК, 1968. 74 л.

Клещев К.А. Основные направления поисков нефти и газа в России // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 18–23.

Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 851–862.

Поступила в редакцию 11.12.18

Поступила с доработки 28.11.19

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 549.761.53, 546.65

Е.В. Нагорная¹, И.А. Бакшеев², М.О. Аносова³, М.М. Комарова⁴,
Ю.Н. Хабибуллина⁵, В.О. Япаскурт⁶, А.Е. Козионов⁷, М.М. Волкова⁸

ШЕЕЛИТ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕКУРА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА): ПРИМЕСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

ФГБУ «Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН»,
119991, Москва, ул. Косыгина, д. 19

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ФГБУ «Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН»,
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35

ФГБОУ ВО «Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина»,
119991, Москва, Ленинский пр-т, д. 65

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, 119991, Moscow, Kosygin st., 19
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
119017, Moscow, Staromonetny lane, 35

Gubkin Russian State University of Oil and Gas, 119991, Moscow, Leninsky prospect, 65

Впервые охарактеризован шеелит золоторудного месторождения Кекура на Чукотке. Выявлены три зарождения минерала. По данным LA–ICP–MS анализа содержание Mo в минерале не превышает 0,2 г/т, суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует от 20 до 150 г/т. Спектры распределения РЗЭ имеют сильную положительную Eu аномалию ($Eu/Eu^*=4,4\div55,6$), которая типична для шеелита плутоногенных и орогенных месторождений золота. Высокое содержание Sr (1300–12000 г/т) обычно фиксируется в шеелите гипабиссальных плутоногенных месторождений. По данным микротермометрии флюидных включений в шеелите и кварце минимальная температура кристаллизации обоих минералов составляет 200–250 °С.

Ключевые слова: шеелит, катодолюминесценция, редкоземельные элементы, флюидные включения, месторождений Кекура, Западная Чукотка.

Scheelite from the Kekura gold deposit in the Western Chukchi Peninsula is reported for the first time. Three generations of the mineral have been identified. According to the LA–ICP–MS data, the Mo content in scheelite does not exceed 0,2 ppm and total REE ranges from 20 to 150 ppm. The REE distribution patterns of all three scheelite generations have a strong positive Eu anomaly ($Eu/Eu^*=4,4\div55,6$), which is typical of scheelite from intrusion-related and orogenic gold deposits. The high Sr concentration (1300–12000 ppm) is characteristic of the hypabyssal intrusion-related Au deposits. According to the fluid inclusion data, the minimal crystallization temperature of scheelite and associated quartz is 200–250 °C.

Key words: scheelite, cathodoluminescence, REE, fluid inclusions, Kekura deposit, Western Chukotka.

Введение. Содержание и особенности распределения элементов-примесей в минералах метасоматитов и жил месторождений полезных ископаемых служат индикаторами источника и особенностей эволюции минералообразующего флюида. В этом отношении шеелит — один из

самых информативных минералов, в кристаллической структуре которого стронций и редкоземельные элементы (РЗЭ) замещают кальций, а молибден замещает вольфрам. Многочисленные исследования свидетельствуют о том, что шеелит, образованный в разных физико-химических усло-

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, ст. науч. с., Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, вед. инженер; *e-mail*: chp312@gmail.com

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

³ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, мл. науч. с.; *e-mail*: masha_anosova@mail.ru

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, мл. науч. с.; *e-mail*: ivanchenko.marija@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; *e-mail*: bobbin@yandex.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с.; *e-mail*: yvo72@geol.msu.ru

⁷ Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, кафедра литологии, ассистент; *e-mail*: artemkozionov@bk.ru

⁸ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, мл. науч. с.; *e-mail*: masha_wolk@inbox.ru

виях, характеризуется разной геохимией примесных компонентов и поэтому служит индикатором генетического типа месторождения или особенностей рудообразующего раствора [Ghaderi et al., 1999; Roberts et al., 2006; Dostal et al., 2009; Song et al., 2014].

Шеелит широко распространен во многих типах месторождений. Поскольку минерал достаточно устойчив к химическим изменениям, то его часто используют для определения формационной принадлежности месторождения. Типохимизм шеелита довольно детально изучен на орогенных и плутоногенных золоторудных месторождениях [Спиридонов и др., 1999; Ghaderi et al., 1999; Brugger et al., 2000; Бортников и др., 2007], скарновых полиметаллических [Fu et al., 2017] и грейзеновых месторождениях олова и вольфрама [Song et al., 2014; Sun, Chen, 2017].

В статье охарактеризован шеелит золоторудного месторождения Кекура (Западная Чукотка) и предпринята попытка оценить условия минералообразования на основе изучения вариаций содержаний основных и примесных компонентов в минерале при помощи микрорентгеноспектрального анализа, масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) и микротермометрии флюидных включений в самом шеелите и ассоциирующем кварце.

Краткий очерк геологического строения, метасоматиты и руды. Месторождение Кекура расположено в 120 км на юг от г. Билибино Чукотского автономного округа. Месторождение находится в Южно-Ануйской структурно-формационной зоне, где также находится известное золоторудное месторождение Каральвеем (рис. 1). Зона протягивается в северо-западном направлении на 1600 км при ширине 15–40 км. Это чешуйчато-сладчатая структура, состоящая из пакетов покровов и осложненная продольными сдвигами.

Месторождение приурочено к центральной части Кекурского ранненемелового штокообразного трехфазного гранитоидного интрузива площадью около 13 км² (рис. 2). Интрузив содержит ксенолиты габброидов и прорван многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диорит-порфиринов, сиенит-порфиров и спессартитов. Вмещающими породами служат интенсивно тектонизированные и в приконтактной части ороговикованные флишoids позднего триаса.

Золотоносные кварцевые жилы и линзы находятся в пределах интрузива и его экзонтакте. Выделено по крайней мере три типа гидротермальных метасоматитов: пропилиты, доломит-альбит-кварц-мусковитовые±турмалин±арсенопирит и аргиллизиты. Зеленоватые тонкозернистые пропилиты сложены кварцем, олигоклазом, актинолитом, клинохлором и кальцитом. Наиболее распространены беловато-зеленоватые доломит-

альбит-кварц-мусковитовые±турмалин±арсенопиритовые метасоматиты. Наличие метасоматоза аргиллизитового типа маркируется иллитом, который замещает мусковит доломит-альбит-кварц-мусковитовых пород.

Рудная минерализация развивалась в несколько этапов. На раннем этапе, возможно, связанном с процессом пропилитизации, в ксенолитах скарнированных габброидов развивались арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта, железа (никелин, сафлорит, кобальтин, лёллингит). На следующем, вероятно, порфировом этапе образовывались молибденит, арсенопирит, борнит, халькопирит, пирит. Затем следует главный золоторудный этап, включающий золоторудную и сурьмяную стадии. В ходе первой стадии продолжается кристаллизация арсенопирита, пирита, формируются шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото (пробность около 850), теллуриды висмута и самородный висмут. На второй стадии кристаллизовались халькопирит, галенит, буланжерит, бурнонит, высокосеребристый тетраэдрит, сурьмусодержащий сфалерит, антимонит, низкопробное самородное золото, кюстелит, самородное серебро.

Материалы и методы исследования. Шеелит изучен с помощью катодолюминесцентной и сканирующей электронной микроскопии, микрорентгеноспектрального анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором и микротермометрии флюидных включений.

Катодолюминесцентные (КЛ) исследования шеелита проведены на сканирующем электронном микроскопе «Jeol 6610 LV» со встроенной системой регистрации катодолюминесценции «Gatan Chroma CL2» на кафедре литологии РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Возбуждение кристаллической решетки шеелита осуществлялось электронным пучком в вакууме при комнатной температуре. Основные характеристики съемки исследуемых образцов: ускоряющее напряжение 30 кВ, диаметр пучка 50–65 мкм, рабочее расстояние <1 мм.

Определение химического состава минерала проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV». Для локального количественного анализа минеральных фаз использовано комбинированная система рентгеноспектрального микроанализа на основе энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350» и волнового дифракционного спектрометра «Inca Wave-500». Условия съемки: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда на образце 30±0,1 нА. Для процедуры коррекции использованы ХРР поправки (программа INCA версии 17a). Линии профилей характеристического рентгеновского

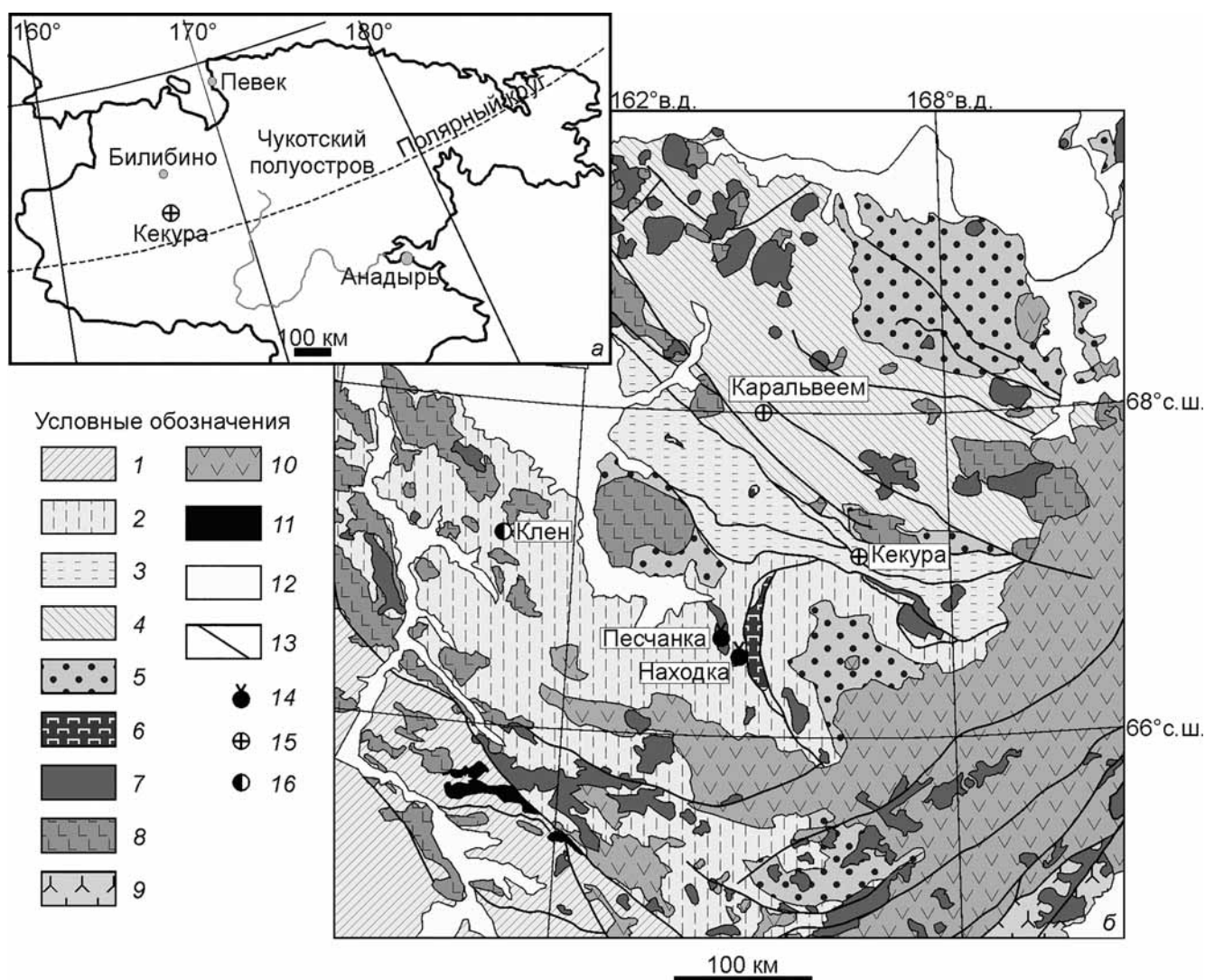


Рис. 1. Географическое положение месторождения Кекура и схема геологического строения Западной Чукотки, по [Тихомиров и др., 2017]: 1–4 — палеозойско-мезозойские комплексы различных тектонических зон Верхояно-Чукотской складчатой области: 1 — Березовской, 2 — Олойской, 3 — Южно-Ануйской, 4 — Ануйской и Чукотской; 5 — верхнеюрско-нижнемеловые осадочные комплексы наложенных впадин; 6 — массивы альпинотипных гипербазитов; 7 — массивы гранитоидов и габброидов (палеозой–поздний мел); 8 — преимущественно вулканогенные комплексы наложенных впадин мезозой (Т — Тытыльвеевский прогиб); 9 — вулканогенные комплексы Удско-Мургаляского пояса (поздняя юра–неоком); 10 — вулканогенные комплексы ОЧВП (альб–кампан); 11 — ранне-поздне-меловой щелочно-гранитный комплекс; 12 — кайнозойские рыхлые отложения; 13 — разрывные нарушения; 14 — золото-молибден-медно-порфировые месторождения; 15 — плутогенные месторождения золота; 16 — эпитермальные золото-серебряные месторождения IS типа

излучения оптимизированы и нормализованы с использованием стандартов природных силикатов.

Содержание примесных компонентов определяли методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения «Element-XR» с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерной приставкой UP-213 в Институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН). Условия съемки: диаметр кратера — 30 мкм, частота импульсов лазерного излучения — 10 Гц, величина газовых потоков: гелий — 0,58 л/мин; аргон: рабочий газ — 0,905 л/мин, вспомогательный газ — 1,95 л/мин, охлаждающий газ — 16 л/мин. Измерения проведены при низком разрешении ($R = 300$). Для измерения содержания элементов использован калибровочный стандарт синтетического стекла NIST-610 с содержанием

элементов на уровне 400 г/т. Контроль качества измерений проводили по стандарту природного стекла ML3B. Значения концентрации для стандартов взяты из базы данных [Jochum et al., 2005]. В качестве внутреннего стандарта для расчетов выбран кальций — элемент с достаточно высокой концентрацией относительно фоновых значений и наиболее гомогенно распределенный в фазах. Полученные данные обрабатывали в программе Glitter [Van Achterbergh et al., 2001].

Для визуального наблюдения флюидных включений изготавливали двусторонние прозрачно-полированные пластинки толщиной 0,25–0,3 мм и площадью несколько квадратных сантиметров. Микротермометрическое изучение проведено в секторе минераграфии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного

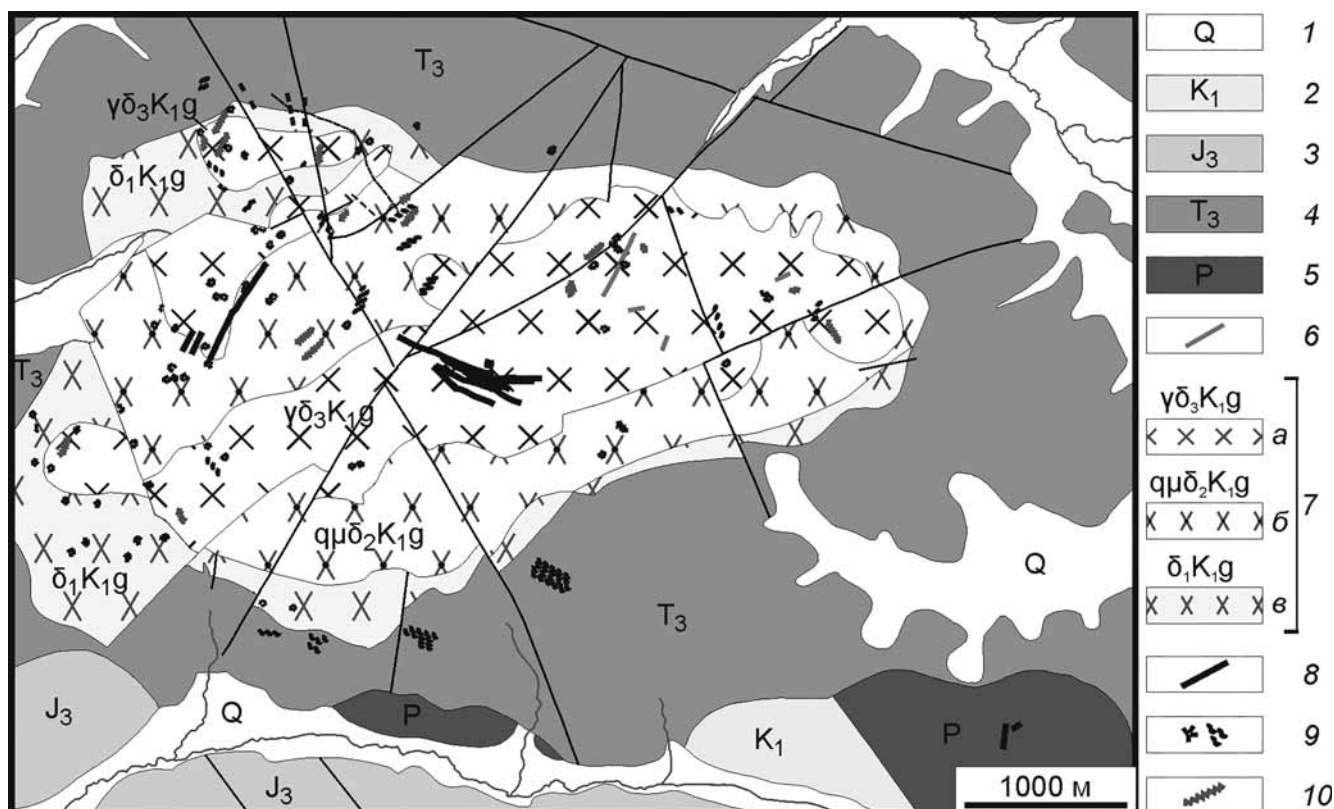


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Кекура (по материалам ЗАО «Базовые металлы»): 1 — четвертичные отложения; 2 — раннемеловые отложения: алевролиты, песчаники, прослои туфов, туффиты; 3 — позднелюрские отложения: алевролиты и песчаники; 4 — позднетриасовые отложения, флишеидное переслаивание аргиллитов, алевролитов, аркозов, песчаников; 5 — пермские отложения, туфы, туффиты и туфоконгломераты; 6–7 — раннемеловой гвардейский интрузивный комплекс: 6 — дайки гранодиорит-порфиров, 7 — интрузивные фазы (а — третья фаза, гранодиориты, б — вторая фаза, кварцевые монцодиориты и гранодиориты, в — первая фаза, диориты); 8 — главные золотоносные кварцевые жилы и зоны минерализации; 9 — второстепенные прожилки и зоны минерализации; 10 — безрудные кальцитовые жилы

на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия) и микроскопа «Olympus» (Япония), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температуры фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от -196 до 600 °C, наблюдать за ними при большом увеличении и получать электронные микрофотографии фазовых переходов в исследуемых включениях.

Результаты исследований и их обсуждение.

Шеелит на месторождении редок. Он обнаружен в составе золотоносных доломит-кварцевых жил и прожилков в альбит-мусковит-доломит-кварцевых метасоматитах. Минерал слагает гнезда диаметром до 2 см или микроскопическую редкую вкрапленность (размер выделений до нескольких десятков микронов). Шеелит ассоциирует с арсенопиритом. Однако сростания этих минералов не обнаружены, поэтому об их возрастных соотношениях судить трудно. Шеелит обрастает халькопиритом и содержит мельчайший вросстки галенита. Минерал светло-бежевого цвета. Цвет ультрафиолетовой люминесценции голубой, что указывает на низкое содержание молибдена в минерале; свечение во

всех участках изученного образца одинаковое. На фотографии в отраженных электронах (рис. 3, а) шеелит также выглядит однородным.

На фотографиях, полученных при КЛ исследовании в стандартных условиях съемки (размер пятна 50 мкм), шеелит имеет синий цвет. Увеличение размера фокусного пятна до 65 мкм привело к изменению цвета на красный, но при этом стали видны детали строения агрегатов кристаллов шеелита. На фотографиях в катодных лучах, полученных в измененном режиме, видно как минимум два зарождения шеелита. Кристаллы шеелита первого зарождения частично брекчированы и обломки сцементированы шеелитом второго зарождения (рис. 3, б), характеризующегося более яркой КЛ. На рис. 3, б виден четко геометризованный кристалл шеелита-1, который обрастает шеелитом-2. Кроме того, на фотографиях видны светлые узкие (до 30 мкм мощности) зоны в шеелите-2. По всей видимости, их можно рассматривать как трещины, выполненные шеелитом третьего зарождения или внешние зоны кристаллов шеелита-2.

Химический состав минерала, определенный с помощью микрорентгеноспектрального анализа (PCMA) (масс.%): CaO 18,94–19,16; SrO 0–1,44; WO_3 79,83–80,04; сумма 98,88–100,64.

В таблице приведены значения содержания элементов-примесей в шеелите, определенные с помощью LA-ICP-MS. Концентрация Sr в шеелите-1 и -2 приблизительно одинаковая и составляет в среднем 1411 и 1332 г/т соответственно, в шеелите-3 содержание Sr существенно выше — 3034 г/т. Резкое различие содержания Sr в шеелите, определенное с помощью PCMA и LA-ICP-MS, можно объяснить крайне неравномерным распределением этого элемента в минерале. Среднее содержание Y уменьшается от первого зарождения шеелита ко второму, а в третьем снова увеличивается (30→17→59 г/т). Содержание Mo в шеелите всех зарождений составляет $n=0,1$ г/т.

Общая концентрация РЗЭ в шеелите невысокая — 14–150 г/т. Наблюдается ее волнообразное колебание: 45,4–149,9 г/т в шеелите-1, 14,9–67,5 г/т в шеелите-2 и 105,0 г/т в шеелите-3. Более контрастно это выражено в общей концентрации тяжелых РЗЭ, г/т: 5,6–22,2→1,3–5,4→20,3.

Шеелит всех трех зарождений обогащен легкими и средними РЗЭ по сравнению с тяжелыми: отношение $(La/Yb)_N$ варьирует в узком диапазоне от 2,3 до 8,3 (рис. 4, а). Содержание Gd снижается от первого ко второму зарождению и увеличивается к третьему: 2,3–11,4→0,4–1,2→7,33. Отношение $(Gd/Yb)_N$ ведет себя аналогично: 2,0–4,2→0,2–1,4→1,7.

На графике (рис. 4, б), иллюстрирующем соотношения $(Sm/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$ в минерале, видно, что шеелит первого и третьего зарождений характеризуется низкой величиной $(La/Sm)_N$ (<4), в то время как отношение $(Sm/Yb)_N$ варьирует от 1,7 до 4,5. В шеелите-2, напротив, отношение $(La/Sm)_N$ высокое (8,4–18,1), а величина $(Sm/Nb)_N$ не превышает 1.

Формы графиков распределения РЗЭ в шеелите-2 и -3 аналогичны (рис. 5, а). Шеелит-2 отличается от них заметно более низким содержанием Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho (рис. 5, б). Для всех трех зарождений характерна положительная Eu-аномалия. Отношение Eu/Eu^* в шеелите первого и третьего зарождений составляет 4,9–7,4 и 4,4 соответственно, а в шеелите-2 оно значительно выше и варьирует от 11,9 до 44,4 (таблица, рис. 4, в). Эта величина растет от первого ко второму зарождению и снижается к третьему. Отношение Ce/Ce^* близко в шеелите всех трех зарождений: 0,8–1,0 в шеелите-1, 0,8–1,1 в шеелите-2 и 1,0 в шеелите-3 (таблица, рис. 4, в).

В шеелите-2 и кварце изучено 20 флюидных включений, которые относятся как к первичным, так и к вторичным. Первичные включения случайным образом распределены в кристалле минерала-хозяина, вторичные — выполняют выходящие на поверхность кристалла трещины. По фазовому составу при комнатной температуре установлены только двухфазовые газово-жидкие включения водно-солевых растворов. Температура гомоген-

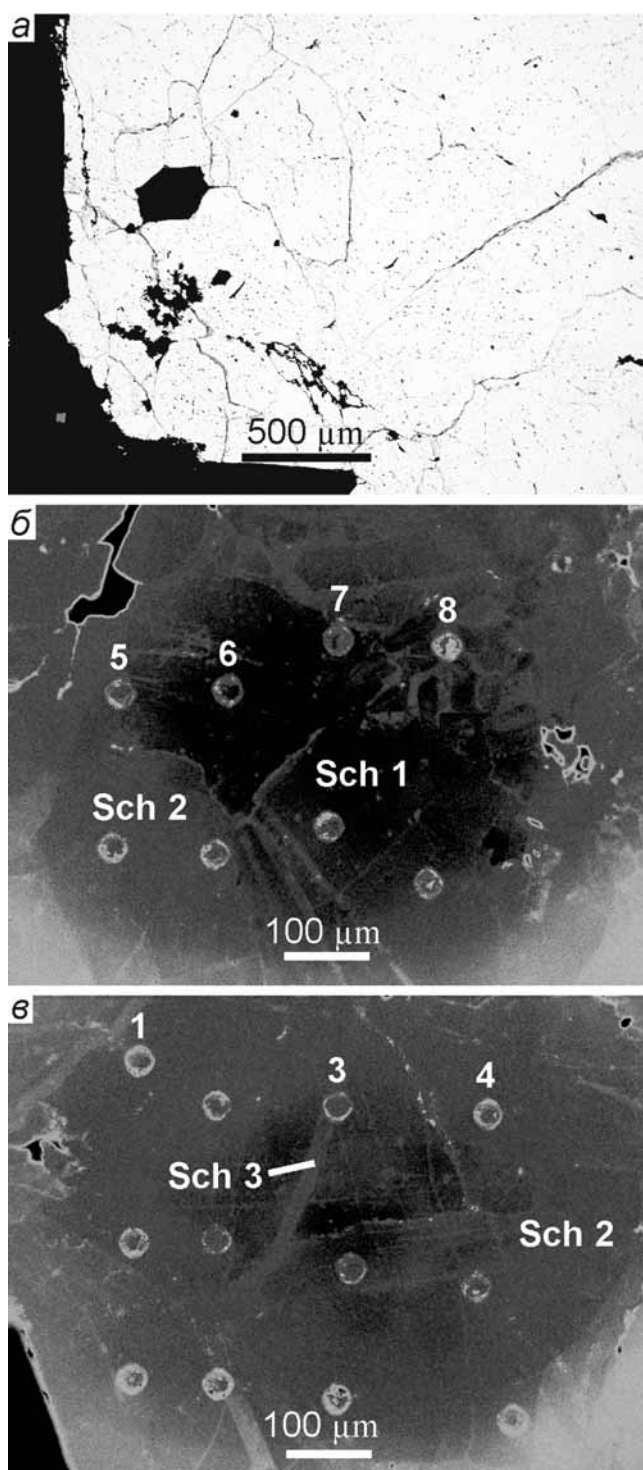


Рис. 3. Фото шеелита месторождения Кекура в отраженных электронах (а) и катодных лучах (б, в). Номера точек соответствуют номерам анализов в таблице

низации первичных флюидных включений (ПВ) в шеелите и кварце варьирует от 190 до 230 и от 180 до 255 °С соответственно. Судя по величине температуры эвтектики –25...–21 °С для ПВ в шеелите и –21 °С для ПВ в кварце, в минералообразующем флюиде преобладали хлориды натрия и калия, возможно, с примесью карбоната натрия. Концентрация солей во флюиде ПВ в шеелите и кварце близка и варьирует от 0,9 до 7,3 масс.%

Содержание элементов в шеелите месторождения Кекура, г/т

Элемент	Номер точки										
	6	7	8	1	4	5	9	10	11	12	3
	шеелит-1			шеелит-2							шеелит-3
Mg	6,22	5,20	нпо	нпо	7,58	нпо	нпо	нпо	нпо	8,15	нпо
Al	нпо	нпо	нпо	нпо	5,46	нпо	нпо	55,89	нпо	нпо	нпо
Mn	1,05	0,49	0,66	0,53	нпо	0,68	нпо	0,77	нпо	нпо	нпо
Rb	нпо	нпо	0,09	нпо	нпо	нпо	нпо	0,24	нпо	нпо	нпо
Sr	1534	1393	1308	1108	1079	1096	1592	979	1538	1930	3034
Zr	5,31	5,22	4,13	5,27	5,84	4,59	5,73	3,86	5,37	4,44	5,83
Nb	0,85	0,74	0,78	0,67	0,78	0,74	0,58	0,63	0,63	0,70	0,68
Mo	нпо	нпо	0,17	нпо	0,12	нпо	0,09	нпо	0,05	нпо	0,09
Ba	1,22	0,78	2,25	нпо	1,52	0,67	1,21	нпо	0,30	нпо	0,94
Hf	0,10	0,11	0,21	0,08	0,16	0,13	0,07	0,17	0,14	0,08	0,15
Ta	1,53	1,61	1,79	1,54	1,63	1,63	1,71	1,67	1,64	1,86	1,60
Pb	4,44	1,60	1,66	0,88	1,66	2,17	1,17	1,01	0,63	4,67	0,63
Th	0,48	0,38	0,45	0,43	0,23	0,30	0,48	0,28	нпо	0,35	0,25
U	0,88	1,67	1,32	1,31	1,17	1,38	1,56	1,91	0,62	1,38	0,97
Y	51,53	16,58	21,39	9,98	17,01	18,23	17,68	26,91	12,77	14,71	59,17
Ce	36,87	12,59	13,20	6,30	9,41	9,08	16,58	20,96	5,22	8,45	27,81
Pr	5,86	1,26	2,12	0,54	0,86	0,65	1,27	1,35	0,48	0,68	3,96
Nd	29,42	5,37	11,90	2,11	2,50	1,83	3,02	3,78	2,03	1,56	18,44
Sm	9,19	2,08	3,72	0,53	0,34	0,32	0,46	1,09	0,45	0,28	5,72
Eu	19,68	5,25	6,50	3,02	5,52	5,12	3,68	15,72	2,83	2,89	9,38
Gd	11,43	2,27	4,48	1,14	0,46	0,39	0,54	1,23	0,52	0,28	7,33
Tb	1,93	0,39	0,90	0,11	0,08	0,12	0,11	0,19	0,13	0,05	1,31
Dy	10,98	2,33	4,48	0,84	1,13	0,79	1,13	1,17	0,91	0,48	8,35
Ho	1,87	0,52	0,89	0,16	0,22	0,20	0,28	0,26	0,17	0,15	1,76
Er	4,41	1,26	1,96	0,37	0,83	0,90	1,08	1,26	0,71	0,51	4,22
Tm	0,48	0,13	0,20	0,09	0,16	0,13	0,17	0,29	0,09	0,19	0,56
Yb	2,26	0,94	1,12	0,69	1,32	1,85	1,22	1,96	1,17	1,21	3,67
Lu	0,27	0,12	0,12	0,08	0,21	0,20	0,10	0,26	0,15	0,17	0,43
Σ REE	149,90	45,44	56,92	22,92	30,70	30,54	40,08	67,54	20,36	23,82	104,95
Eu/Eu*	5,87	7,39	4,87	11,86	42,70	44,37	22,59	41,51	17,91	31,73	4,43
Ce/Ce*	0,96	0,83	0,96	0,80	0,90	0,92	1,12	1,04	0,79	0,96	0,99
(La/Yb) _N	4,84	8,34	3,41	7,18	4,16	3,47	6,14	6,59	3,37	4,10	2,35
(Gd/Yb) _N	4,18	2,00	3,31	1,36	0,29	0,17	0,37	0,52	0,37	0,19	1,65
(La/Sm) _N	1,07	3,39	0,92	8,42	14,50	18,08	14,65	10,67	7,91	16,13	1,36
(La/Ce) _N	1,07	2,24	1,04	2,84	2,10	2,55	1,63	2,22	2,72	2,11	1,12
(Sm/Yb) _N	4,52	2,46	3,69	0,85	0,29	0,19	0,42	0,62	0,43	0,25	1,73

П р и м е ч а н и я. Нормирование по [Sun, McDonough, 1989]; нпо — ниже предела определения.

NaCl экв. Плотность раствора 0,83–0,89 г/см³. Температура гомогенизации вторичных флюидных включений (ВВ) в шеелите ниже, чем первичных, и находится в пределах от 150 до 165 °С. Температура эвтектики (–27...–25 °С) свидетельствует о том, что во флюиде ВВ с общей соленостью 4,0–4,5 масс.% NaCl экв. преобладают хлориды натрия и магния. Плотность раствора 0,94–0,95 г/см³.

Таким образом, сравнение с литературными данными [Sciuba et al., 2016] показывает, что по содержанию Мо ($n=0,1$ г/т) шеелит месторождения Кекура похож на шеелит некоторых месторождений золота, локализованных в зеленокаменных поясах (например, Куяба в Бразилии [Ribeiro-Rodrigues et al., 2007]) и зонах смятия (Холлинджер в Канаде [Hodgson, 1989]; Эссакане в Буркина-Фасо [Tshibubudze, 2015]). Очень низкая концентрация Мо в шеелите месторождения Кекура, по-видимому, обусловлена низким содержанием этого элемента в минералообразующей системе. Вероятно, имевшийся молибден был связан в молибденит на порфировом этапе развития месторождения, и нового его поступления не было.

По концентрации Sr (>1000 г/т) изученный шеелит близок к шеелиту месторождения Янг Дэвидсон в Канаде, которое сопряжено с сиенитами [Martin, 2012], и месторождения Кумтор в Киргизии, размещенного среди метаосадочных пород [Mao et al., 2004]. Однако в шеелите ни одного из перечисленных месторождений, которые относят к орогенным [Sciuba et al., 2016], не выявлено одновременно низкое содержание Мо и высокое Sr, как в случае месторождения Кекура. По данным работы [Спиридонов и др., 1999], на гидротермальных золоторудных месторождениях, сопряженных с гранитоидами (плутоногенные месторождения), с увеличением глубины формирования в шеелите растет содержание Y, Мо и РЗЭ и снижается концентрация Sr. Максимальное содержание стронция в шеелите месторождения Кекура (12 200 г/т, пересчитано из данных микрорентгеноспектрального анализа) соответствует таковому в шеелите гипабиссальных объектов. Содержание Мо в шеелите этих месторождений составляет около 3 г/т [Спиридонов и др., 1999], что выше, чем в шеелите месторождения Кекура. Вместе с тем общая концентрация РЗЭ и содержание Y в шеелите месторождения Кекура близка к таковой в шеелите гипабиссальных месторождений (122 и 22 г/т соответственно [Спиридонов и др., 1999]). Таким образом, по содержанию Y, Мо, РЗЭ и Sr шеелит месторождения Кекура очень близок к таковому гипабиссальных месторождений золота.

На рис. 5 и по данным таблицы видно, что шеелит первого и третьего зарождения обогащен РЗЭ по сравнению с шеелитом-2, т.е. шеелит второго зарождения кристаллизовался из флюида, обедненного редкими землями. Такое явление можно объяснить предпочтительным фракцио-

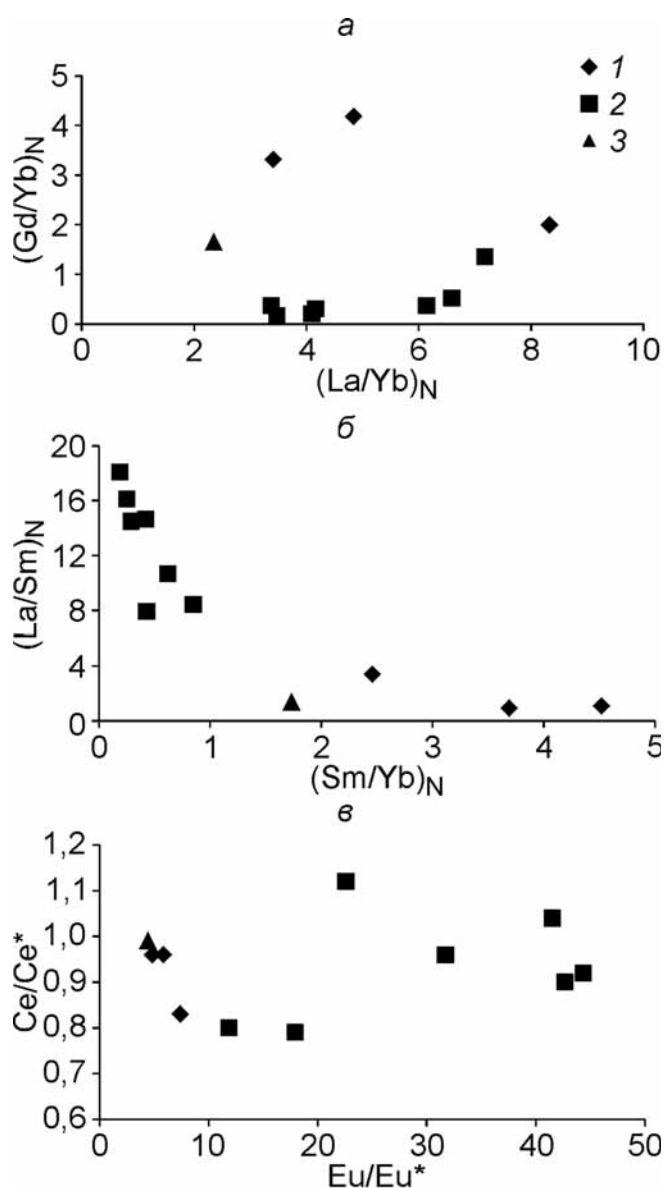


Рис. 4. Соотношения $(Gd/Yb)_N$ и $(La/Yb)_N$ (а), $(La/Sm)_N$ и $(Sm/Yb)_N$ (б), Ce/Ce^* и Eu/Eu^* (в) в шеелите месторождения Кекура: 1 — шеелит-1 (точки 6–8); 2 — шеелит-2 (точки 1, 4, 5, 9–12); 3 — шеелит-3 (точка 3). Нормирование по [Sun, McDonough, 1989]. Номера точек соответствуют номерам анализов в таблице

нированием РЗЭ в какой-либо другой минерал, кристаллизующийся одновременно с шеелитом-2 (флюорит, апатит). Однако такой минерал здесь не обнаружен. Это позволяет предположить, что шеелит-2 кристаллизовался из остаточного флюида, обедненного РЗЭ в результате осаждения шеелита первого зарождения. При этом происходило локальное брекчирование последнего. Шеелит-3 кристаллизовался уже из новой порции гидротермального раствора.

Во многих публикациях [Kempe, Oberthür, 1997; Brugger et al., 2000; Викентьева, 2006; Sciuba et al., 2016; Poulin et al., 2018] приводятся данные о том, что распределение РЗЭ в шеелите гидротермальных месторождений золота характеризуется

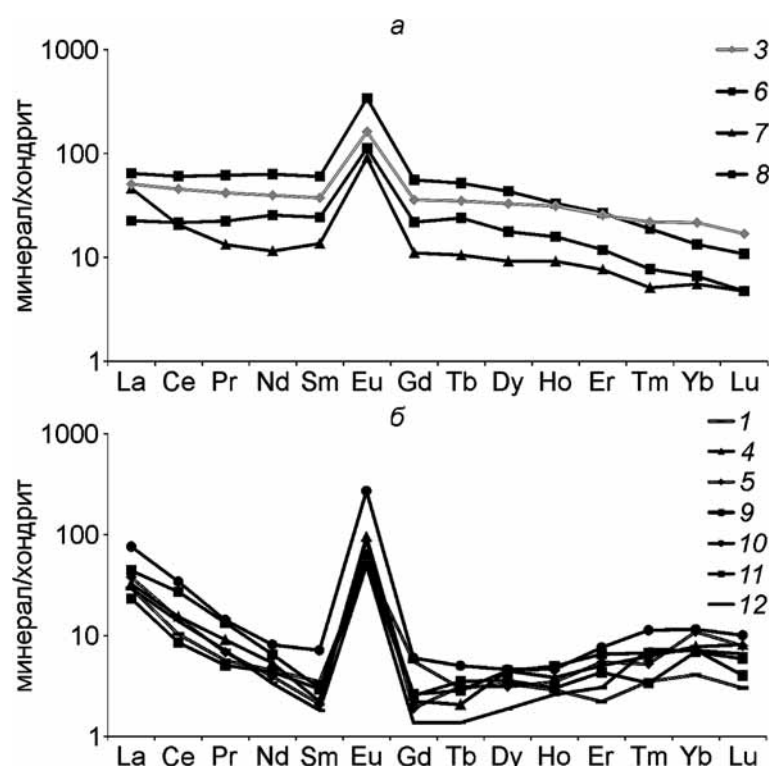


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ в шеелите месторождения Кекура: *a* — в шеелите-1 (точки 6–8) и 3 (точка 3); *б* — в шеелите-2 (точки 1, 4, 5, 9–12). Нормирование по [Sun, McDonough, 1989]. Номера графиков отвечают номерам анализов в таблице

положительной Eu-аномалией, которую обычно связывают с восстановительными условиями образования минерала [Fu et al., 2017]. Формирование положительной европиевой аномалии может быть связано с гидротермально-метасоматической переработкой присутствовавших в системе плагиоклазов, обладающих повышенной селективной изоморфной емкостью в отношении Eu^{2+} . При гидротермальном процессе Eu поступает в раствор, а оттуда в кристаллизующийся шеелит. Если условия минералообразования окислительные, то Eu^{2+} (устойчивая форма в водных растворах) переходит в Eu^{3+} (неустойчив в растворе), который входит в кристаллизующийся шеелит, что обуславливает положительную аномалию. Однако в случае месторождения Кекура ни в метасоматитах, в которых находятся жилы и прожилки с шеелитом, ни в самих жилах и прожилках нет минералов, указывающих на окислительную обстановку (гематит, магнетит). Это позволяет предположить, что шеелит кристаллизовался в восстановительных условиях.

Данные о флюидных включениях в шеелите золоторудных месторождений ограничены и показывают широкий диапазон температуры гомогенизации первичных включений, °C: 300–345 — месторождения Североказахстанской золоторудной провинции [Спиридонов и др., 1999], 270–345 — Березовское месторождение на Среднем Урале [Bakshiev et al., 2001], 160–240 — Воси в Китае [Zhu, Peng, 2015], 380–415 — Дапин в Китае [Sun et al., 2009]. Как видно, температура гомогенизации ПВ в шеелите месторождения Кекура идентична таковой для шеелита месторождения Воси. Отметим, что в случае месторождений Североказахстанской золоторудной провинции и Березовского

месторождения температура гомогенизации отвечает температуре формирования минерала, поскольку во включениях захватывался кипящий флюид [Спиридонов, 1995; Bakshiev et al., 2001]. В случае месторождения Кекура происходил захват гомогенного флюида, поэтому при определении температуры кристаллизации шеелита необходимо ввести поправки на давление. Учитывая содержание Sr, Y, РЗЭ в шеелите, которое отвечает таковому в шеелите гипабиссальных месторождений, формирующихся при давлении около 0,1 ГПа [Спиридонов, 1999], а также плотность и состав флюида во включениях, возможная температура кристаллизации шеелита месторождения Кекура составляла 250–300 °C. Она близка к температуре образования шеелита на месторождениях Североказахстанской золоторудной провинции и Березовского месторождения на Среднем Урале.

Заключение. Шеелит месторождения Кекура представлен тремя зарождениями. Низкая концентрация Mo в минерале обусловлена низким содержанием этого элемента в среде минералообразования. Сильная положительная Eu-аномалия в шеелите свидетельствует о восстановительных условиях формирования минерала. Высокая концентрация Sr и относительно низкая Y и РЗЭ указывает на гипабиссальную обстановку образования минерала.

Благодарности. Авторы признательны О.В. Викентьевой (ИГЕМ РАН) и В.В. Смоленскому (СПбГУ) за ценные замечания, высказанные при подготовке статьи. Мы благодарим геологов ЗАО «Базовые металлы» за предоставление образцов для изучения.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-35-20034).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 99–145.
- Викентьева О.В. Распределение РЗЭ в шеелите золоторудных месторождений // Тез. годовичного собрания РМО. СПб., 2006. С. 123–124.
- Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид Севера Центрального Казахстана // Геология. рудн. месторождений. 1995. Т. 37, № 3. С. 179–207.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Назьмова Г.Н. и др. Типохимизм шеелита разноглубинных плутоногенных гидротермальных месторождений золота // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 3. С. 363–365.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А. и др. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка северо-востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
- Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Ustinov V.I. Genesis of metasomatic rocks and mineralized veins at the Berezhovskoe deposit, Central Urals: evidence from fluid inclusions and stable isotopes // Geochem. Intern. 2001. Vol. 39, suppl. 2. P. S129–S144.
- Brugger J., Bettiol A.A., Costa S. et al. Mapping REE distribution in scheelite using luminescence // Mineral. Mag. 2000. Vol. 64, N 5. P. 891–903.
- Dostal J., Kontak D.J., Chatterjee A.K. Trace element geochemistry of scheelite and rutile from metatubidite-hosted quartz vein gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: genetic implications // Mineral. Petrol. 2009. Vol. 97. P. 95–109.
- Fu Y., Sun X., Zhou H. et al. In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of scheelites from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its metallogenic implications // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 80. P. 828–837.
- Ghaderi M., Palin J.M., Campbell I.H. et al. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // Econ. Geol. 1999. Vol. 94, N 3. P. 423–437.
- Hodgson C.J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review // Ore Geol. Rev. 1989. Vol. 4, N 3. P. 231–273.
- Jochum K.P., Nohl U., Herwig K. et al. GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards // Geostand. Geoanal. Res. 2005. Vol. 29, N 3. P. 333–338.
- Kempe U., Oberthür Th. Physical and geochemical characteristics of scheelite from gold deposits. a reconnaissance study // Proc. IV Biennial SGA Meeting. Turku, Finland, Rootterdam: Balkema, 1997. 209 p.
- Mao J., Konopelko D., Seltmann R. et al. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // Econ. Geol. 2004. Vol. 99, N 8. P. 1771–1780.
- Martin R.D. Syenite-hosted gold mineralization and hydrothermal alteration at the Young Davidson deposit, Matachewan, Ontario [Электрон. ресурс]: Univ. Waterloo, Ontario, Canada, 2012. 172 p. URL: https://uwaterloo.ca/bitstream/handle/10012/6677/Martin_Ryan.pdf (дата обращения: 26.04.2019).
- Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A. et al. Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry // Can. Mineral. 2018. Vol. 56, N 3. P. 265–302.
- Ribeiro-Rodrigues L.C., de Oliveira C.G., Friedrich G. The Archean BIF-hosted Cuiabá gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil // Ore. Geol. Rev. 2007. Vol. 32, iss. 3–4. P. 543–570.
- Roberts S., Palmer M.R., Waller L. Sm–Nd and REE characteristics of tourmaline and scheelite from the Björkdal gold deposit, northern Sweden: evidence of an intrusion-related gold deposit // Econ. Geol. 2006. Vol. 101. P. 1415–1425.
- Sciuba M., Beaudoin G., Hout F. Texture, cathodoluminescence and trace elements composition of scheelite, indicator of orogenic gold deposits [Электрон. ресурс] // 14th Technological forum, Val D'Or, Canada, 2016. URL: http://www.consorem.ca/presentation_pub/forum techno_2016/presentations_forumt_016/13H50_SCIUBA_DIVEX_2016.pdf (дата обращения: 06.05.2019).
- Song G., Qin K., Li G. et al. Scheelite elemental and isotopic signatures: implications for the genesis of skarn-type W–Mo deposits in the Chizhou area, Anhui Province, eastern China // Amer. Mineral. 2014. Vol. 99, N 2–3. P. 303–317.
- Sun K., Chen B. Trace elements and Sr–Nd isotopes of scheelite: implications for the W–Cu–Mo polymetallic mineralization of the Shimensi deposit, South China // Amer. Mineral. 2017. Vol. 102. P. 1114–1128.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42, iss. 1. P. 313–345.
- Sun X., Zhang Y., Xiong D. et al. Crust and mantle contributions to gold-forming process at the Daping deposit, Ailaoshan gold belt, Yunnan, China // Ore Geol. Rev. 2009. Vol. 36. P. 235–249.
- Tshibubudze A. Integrated strato-tectonic, U–Pb geochronology and metallogenic studies of the Oudalan-Gorouol volcano-sedimentary Belt (OGB) and the Gorom-Gorom granitoid terrane (GGGT), Burkina Faso and Niger, West Africa [Электрон. ресурс] PhD thesis. Univ. Witwatersrand, Johannesburg, 2015. 299 p. URL: http://www.tectonique.net/waxi_theses/2015_Tshibubudze.pdf (дата обращения: 27.04.2019).
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson, S.E. et al. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // Sylvester P.J. (ed.), Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, Ontario, Canada, 2001. Vol. 29. P. 239–243.
- Zhu Y.-N., Peng J.-T. Infrared microthermometric and noble gas isotope study of fluid inclusions in ore minerals at the Woxi orogenic Au–Sb–W deposit, western Hunan, South China // Ore Geol. Rev. 2015. Vol. 65, pt 1. P. 55–69.

Поступила в редакцию 13.08.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.40

Е.И. Немченко¹, О.А. Липатникова², Л.Л. Демина³, М.Д. Кравчишина⁴,
Т.Н. Лубкова⁵

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

ФГБУН «Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской академии наук»,
117997, Москва, Нахимовский проспект, д.36

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Moscow, Nahimovskiy prospekt, 36

Изучен микроэлементный состав вертикального разреза донных отложений Черного моря. На основании рассчитанных значений коэффициента обогащения относительно среднего состава земной коры показано, что литогенный источник для большинства микроэлементов имеет преобладающее значение. Выявлено значительное обогащение по Ca и Sr (за счет биоаккумуляции), а также по S, As и Mo (в результате процессов сероводородного заражения и влияния грязевых вулканов). На основании рассчитанных индикаторных отношений элементов дана оценка присутствия в отложениях эксгальционных компонентов (отношение $(Fe+Mn)/Ti$), дальности переноса терригенного материала (Ti/Zr); проведены палеорекострукции солёности (C_{org}/S) и окислительно-восстановительной обстановки в придонном слое воды (Mn/Fe , Mo/Mn , $V/(V+Ni)$, V/Mn).

Ключевые слова: Черное море, донные отложения, микроэлементы, коэффициенты обогащения, индикаторные отношения.

The trace element composition of the vertical section of the Black Sea bottom sediments was studied. Based on the calculated enrichment factors relative to the average composition of the earth's crust, it was shown that a lithogenic source is predominant for most trace elements. Significant enrichment was obtained for Ca and Sr (due to bioaccumulation) and for S, As and Mo (as a result of hydrogen sulfide contamination processes and the influence of mud volcanoes). A specific conditions of sedimentation were estimated based on the elements' ratios which indicate: a presence of exhalation components in the deposits ($(Fe+Mn)/Ti$), a range of transport of terrigenous material (Ti/Zr) were estimated; paleoreconstruction of salinity (C_{org}/S), as well as redox conditions in the bottom water layer (Mn/Fe , Mo/Mn , $V/(V+Ni)$, V/Mn).

Key words: Black Sea, bottom sediments, trace elements, enrichment factors, indicator ratios

Введение. Накопление токсичных металлов в донных отложениях (ДО) осуществляется за счет седиментации взвешенных веществ (гравитационного осаждения), сорбционных процессов на границе раздела вода–осадок и биогенной седиментации. Таким образом, ДО служат своеобразным отражением процессов, протекающих в водной толще акватории [Овсяный и др., 2009].

Цель нашего исследования — оценка распределения микроэлементов в вертикальном разрезе донных отложений в прибрежной зоне Черного моря с окислительными условиями и в глубоководных условиях сероводородного заражения.

Объект исследования. Черное море окружено со всех сторон сушей, это море котловинно-

го типа. Площадь области питания составляет 1864 тыс. км²; средняя абсолютная скорость осадконакопления 48,4 г/см² за 1000 лет. Черноморский бассейн, расположенный в основном в пределах альпийского орогена и только в северной части захватывающий южный край Скифской плиты, относится к молодым геосинклинальным поднятиям. Акватория Черного моря четко подразделяется на три части: шельф (до глубины 200 м), занимающий 28% площади, континентальный склон (200–2000 м) — 30% и глубоководная впадина (2000–2200 м) — 42% [Митропольский и др., 1982].

Главная гидрохимическая особенность Черного моря — сероводородное заражение водной

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, магистрант; e-mail: zhenya2008.ru@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: lipatnikova_oa@mail.ru

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, вед. науч. с.; e-mail: l_demina@mail.ru

⁴ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, вед. науч. с.; e-mail: kravchishina@ocean.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: tanya_lubkova@mail.ru

толщи на глубине свыше 90–160 м, открытое еще Н.И. Андрусовым. Анаэробная зона занимает около 87% от объема моря [Волков, 1984; Неретин, 1996]. Одни ученые считают основным источником возникновения сероводорода бактериальный процесс сульфатредукции: восстановление сульфатов в результате деятельности микроорганизмов [Иванов, 1964]. Другие придерживаются гидротермальной гипотезы, т.е. поступления сероводорода из трещин на морском дне в результате вулканической деятельности [Харченко, Долгий, 2014].

Первое детальное исследование литологии и стратиграфии донных отложений Черного моря было проведено в 1930-х гг. А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [Архангельский, Страхов, 1938]. Они выделили 3 горизонта: современные (позднечерноморские), древнечерноморские и новоэвксинские осадочные толщи, каждая из которых имеет ряд характерных литологических особенностей, при этом расчленение осадочных отложений проводилось как по литологическим признакам, так и по микрофауне. Современные черноморские отложения представлены слабоизвестково-глинистым, глинисто-известковым и известково-глинистыми илами. Древнечерноморские отложения сложены чередующимися слоями глинистых илов, серого однородного и зеленовато-серого тонкослоистого. Новоэвксинские отложения представлены светло-серыми однородными глинисто-известковыми и известково-глинистыми илами, в верхней части в некоторых местах встречаются прослои черного ила [Митропольский и др., 1982].

Согласно абсолютным датировкам по ^{14}C временная граница современных и древнечерноморских отложений отвечает около 3000 лет назад (л. н.), верхняя граница новоэвксинских — 9000 л. н. [Геологическая история..., 1980]. На основании палинологического, диатомового анализа и изотопных датировок верхнюю часть новоэвксинских отложений относят к раннему голоцену (до 10 000 лет), а остальные нижележащие слои — к плейстоцену.

Скорость накопления современных осадков в Черном море А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов оценивали в 2,5–7 см за 1000 лет. Наличие сероводородного заражения в Черном море и вследствие этого отсутствие донных животных на глубине >200 м обусловили сохранение сезонной микрослоистости в глубоководных осадках [Гурский, 2003].

Детальные исследования геохимии осадков и иловых вод Черного моря начались в 1963–1967 гг. и продолжались в течение 5 полевых сезонов, сначала на научно-исследовательском судне (НИС) «Академик Вавилов», потом на НИС «Московский университет» сотрудниками Морской геохимической партии при участии студентов и аспирантов кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством

Ю.Н. Гурского. Результаты этих работ отражены в многочисленных публикациях, в том числе в [Гурский, Гуляева, 1971; Валяшко, Гурский, 1971; Гурский, Потапова, 1972]. Но основной фактический материал получен в период с 1971 по 1993 г. в многочисленных научных экспедициях. В эти годы детально изучен химический состав иловых вод и поверхностных донных осадков на фациальных профилях и полигонах в северо-западном, Крымском (Ялтинском), Керченско-Таманском, юго-восточном (Рионском, Батумском), юго-западном (Прибосфорском) районах моря, в западной и восточной частях глубоководной впадины. Макросостав придонных и иловых вод исследован в 929 пробах (201 станция) из колонок донных отложений мощностью до 8 м. В большинстве проб изучали также распределение биогенных компонентов, проводили потенциметрические измерения pH и Eh. Несколько в меньшем объеме исследовали состав и содержание микроэлементов [Гурский, 2003].

Параллельно с этими исследованиями в 1972 г. директор Морского гидрофизического института (МГИ) АН УССР А.Г. Колесников выступил инициатором проведения широких комплексных исследований в Черном море силами ряда научных учреждений Академии наук Украины. Под его руководством была разработана комплексная программа изучения Черного моря «Юг», в соответствии с которой проведены 2 экспедиции на НИС «Академик Вернадский» и на экспедиционном судне «Муксун» в 1972 и 1973 г. Эта программа предусматривала изучение гидрологии, гидрофизики, гидрохимии, геологии и геохимии водной толщи и дна акватории Черного моря. В рамках этой программы А.Ю. Митропольский, А.А. Безбородов и Е.И. Овсяный [Митропольский и др., 1982] предприняли попытку выяснить геохимические явления в прошлом и настоящем, изучив факторы миграции химических элементов в историческом разрезе.

Согласно последним публикациям [Батурин, 2011], древнечерноморские и новоэвксинские отложения Черного моря — аналоги древних металлоносных и нефтематеринских черносланцевых толщ, формировавшихся в сероводородных бассейнах, в частности баженовской свиты в Западной Сибири, где сконцентрирована большая часть горючих сланцев России, что обуславливает актуальность работы.

Материалы и методы исследования. Материал для работы отобран в ноябре–декабре 2016 г. во время 91-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН. Колонки мощностью 32 см (станция 9146) и 28 см (станция 9170) отобраны мультикорером на глубине 1149 и 645 м соответственно, колонка мощностью 15 см (станция 9149) на глубине 58 м отобрана дночерпателем (рис. 1). Осадки со

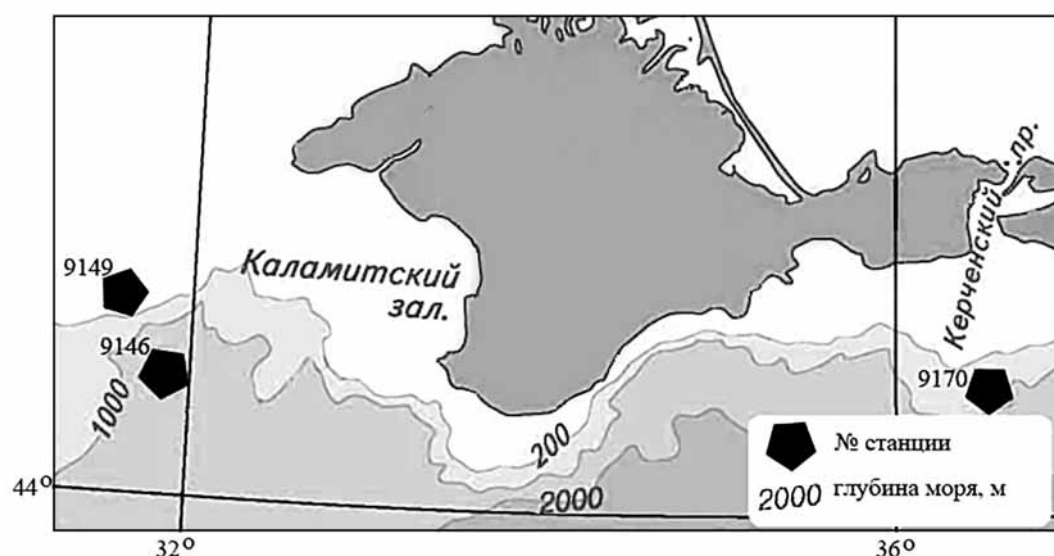


Рис. 1. Карта-схема отбора проб донных отложений

станций 9146 и 9170 издавали запах сероводорода. Исходя из вышеуказанных значений скорости осадконакопления можно предположить, что глубоководные колонки с сероводородным заражением глубиной 28–32 см затрагивают два стратиграфических горизонта: современные (позднечерноморские) и древнечерноморские отложения, мелководная колонка мощностью 15 см состоит только из современных отложений.

Донные отложения всех отобранных колонок были разделены на слои по 1 см. Всего получено 75 образцов. Осадки представляли собой темно-серый однородный тонкопелитовый ил жидкой и

полужидкой консистенции (постепенно уплотняющийся с глубиной) с включениями белого цвета. Качественный анализ на наличие карбонатов (реакция с соляной кислотой) подтвердил первоначальное предположение, что эти включения представлены карбонатами. Образцы были высушены в стеклоглеродных тиглях при 70 °С и растерты в фарфоровой ступке.

Методом энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (РФА-ЭД) с использованием спектрометра FXL 950 («Thermo Niton», США) в пробах определено содержание 16 химических элементов: Fe, Mn, Ti, Ca, Sr, Zn, Pb, Cu, Ni,

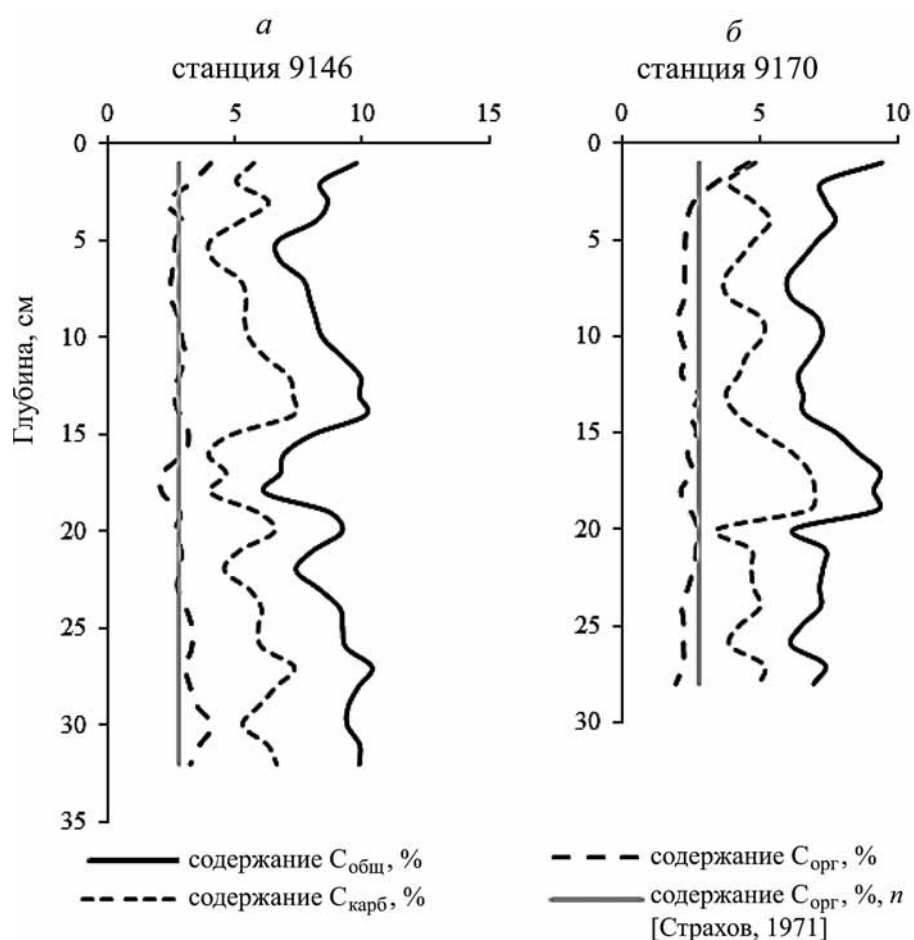
Таблица 1

Диапазон и средние значения содержания элементов в донных отложениях станций 9146, 9170 и 9149, а также фоновые, по [Митропольский и др., 1982], и кларки в земной коре, по [Виноградов, 1962]

№ п/п	Элемент	9146			9170			9149			С _ф , по [1]	Кларк в земной коре, по [2]	
		С _{мин}	С _{макс}	С _{ср}	С _{мин}	С _{макс}	С _{ср}	С _{мин}	С _{макс}	С _{ср}			
		г/кг											
1	Ca	110	300	190	102	232	151	196	300	251	—	30	
2	Fe	15	28	22	18	47	25,5	10	18	13,6	—	46,5	
3	K	12,6	20	16	14,2	19	16,5	11	15,5	13	—	25	
4	Ti	0,9	2,4	1,5	1,2	2,2	1,7	0,6	1,2	0,9	4,2	4,5	
5	Mn	0,2	0,4	0,3	0,3	0,7	0,4	0,2	1,3	0,45	0,45	1	
6	S	6	17	10	6	13	9	2,4	7,5	4,5	—	0,5	
7	Sr	0,5	1,2	0,8	0,5	1	0,7	1	1,5	1,2	0,7	0,3	
		мг/кг											
8	As	9	18	13	12	46	17	5	21	12	11,4	1,7	
9	Mo	33	86	57	37	73	48	5	9	7	33	1,1	
10	Cu	44	66	57	35	170	60	36	53	47	40	47	
11	Pb	11	44	20	12	80	24	11	35	21	24	16	
12	Ni	18	71	45	22	88	44	20	100	52	85	58	
13	Zn	35	81	55	44	230	71	30	66	45	147	83	
14	V	33	86	57	48	83	64	30	50	40	120	90	
15	Cr	37	83	56	44	90	61	30	57	42	100	83	
16	Zr	70	105	85	80	104	95	60	97	74	130	170	

Примечание: прочерк — фоновые значения для концентрации элементов не установлены; [1] — [Митропольский и др., 1982]; [2] — [Виноградов, 1962].

Рис. 2. Графики зависимости содержания углерода ($C_{\text{общ}}$, $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$) от глубины залегания отложений на станциях 9146 и 9170.



S, As, Mo, Cr, V, K и Zr. Содержание остальных микроэлементов оказалось ниже пределов обнаружения прибора. Правильность контролировалась по стандартным образцам SSK-2, SKR-2, SKR-3, SDPS-2, BAM-U110, 2710a, 8097-2002 (PDP) и Nist SiO₂. Измерения проводены в спектральной лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

В образцах осадков с глубоководных станций в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН был определен общий и органический углерод ($C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{орг}}$) кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе углерода АН-7529 М (ОАО «ГЗИП», РФ). Методика основана на кулонометрическом титровании поглощенного диоксида углерода, выделившегося в результате высокотемпературного (900 °C) сжигания проб в токе воздуха, очищенного от CO₂. Содержание карбонатного углерода ($C_{\text{карб}}$) рассчитывали по разности между содержанием общего и органического углерода.

Результаты исследований и их обсуждение.

В табл. 1 представлено содержание элементов (минимальное, максимальное и среднее) для каждой из изученных колонок, фоновое содержание в донных отложениях Черного моря, согласно [Митропольский и др., 1982], а также кларки элементов в земной коре, по [Виноградов, 1962].

Содержание всех изученных элементов, за исключением меди и стронция, не превышает фоновых значений. Среднее содержание меди и стронция незначительно (до 1,5 раз) выше фоновых.

Исследовав поведение и распределение $C_{\text{орг}}$ Н.М. Страхов [1971] считал, что геохимическая трансформация $C_{\text{орг}}$ определяет окислительный или восстановительный характер раннего диагенеза, при этом в ходе последнего образуется сероводород. Илы, образованные в солоноватом (опресненном) бассейне, где сероводородного заражения еще не было, содержат очень мало $C_{\text{орг}}$. Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в колонках станций 9146 и 9170 — 3 и 2,5% соответственно, что примерно равно фоновому значению 2,8%, по [Страхов, 1971]. На рис. 2 представлены графики зависимости содержания углерода ($C_{\text{общ}}$, $C_{\text{орг}}$, $C_{\text{карб}}$) от глубины залегания осадка.

Донные отложения водных объектов накапливают микроэлементы до уровней, намного превышающих их содержание в водной толще. Одна из проблем, стоящих перед исследователями, — выявление источников поступления микроэлементов. Для выявления вклада литогенного или иного (биогенного, антропогенного и др.) источника формирования микроэлементного состава донных отложений были рассчитаны значения коэффициента обогащения (КО) относительно среднего состава земной коры по формуле:

$$КО = (Эл/ Э_{инд})_{проба}/(Эл/ Э_{инд})_{з.к.},$$

где Эл и Эл_{инд} — содержание химического элемента и индикаторного элемента в пробе донных отложений и верхней части континентальной земной коры соответственно.

В качестве индикаторного элемента литогенной составляющей можно использовать Al, Ti, Sc и некоторые другие [Соловов и др., 1990]. В своих исследованиях мы рассчитали значения коэффициента обогащения относительно Ti.

Элементы, для которых значение КО≤3, имеют преимущественно терригенный источник, близкий по составу к земной коре. Для большинства элементов (Fe, K, Ti, V, Cr, Zr и Zn) КО≤2, что свидетельствует об их преимущественно литогенном источнике. Для Cu, Pb и Ni>2, но не превосходит 10. Причем на глубоководных станциях среднее значение КО меньше, чем на прибрежных, что может свидетельствовать об антропогенном источнике поступления этих элементов в донные отложения станции 9149. Лишь для Ca, Sr, S, As и Mo выявлено заметное обогащение донных отложений Черного моря относительно среднего состава верхней части континентальной земной коры (табл. 2). Обогащение Ca и Sr можно объяснить тем, что морские планктонные организмы строят свои раковины из кальциевых минералов,

Таблица 2

Значения коэффициента обогащения элементов относительно среднего состава земной коры, рассчитанные по Ti

Элемент	Станция	КО _{макс}	КО _{мин}	КО _{ср}
Cu	9146	6	2	4
	9170	12	3	5
	9149	10	5	7
Pb	9146	11	2	4
	9170	11	2	4
	9149	14	4	8
Ni	9146	4	1	2
	9170	5	2	3
	9149	10	3	6
Ca	9146	34	13	22
	9170	38	10	18
	9149	90	35	54
Sr	9146	20	3	10
	9170	17	5	8
	9149	42	17	26
Mo	9146	135	43	79
	9170	172	74	100
	9149	45	17	26
As	9146	34	13	21
	9170	80	19	32
	9149	79	15	42
S	9146	141	48	84
	9170	103	44	73
	9149	125	35	66

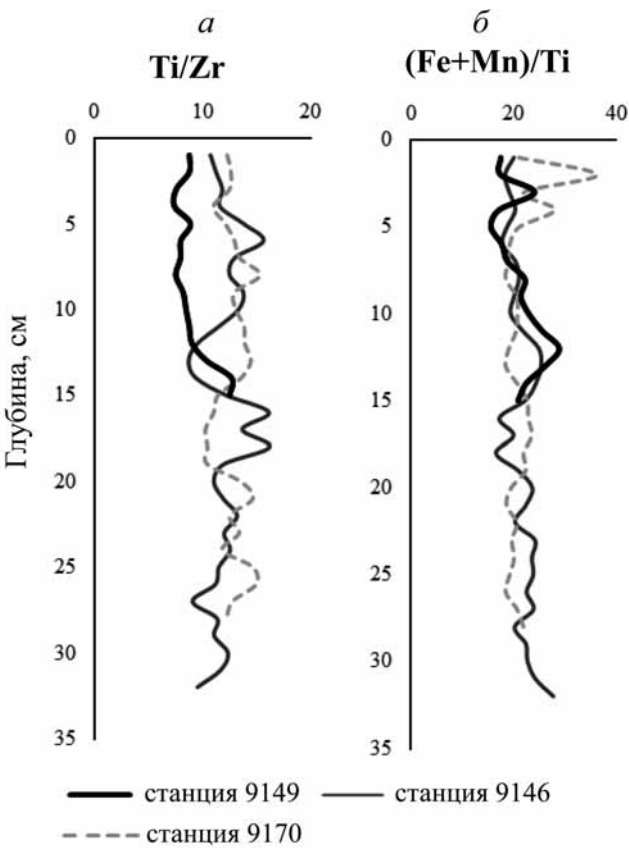


Рис. 3. Изменение индикаторных отношений Ti/Zr (a) и (Fe+Mn)/Ti (б) по глубине колонки донных осадков

в которые Sr может входить изоморфно. После отмирания организмов и опускания их на дно, донные отложения обогащаются этими элементами. Этими же причинами объясняется и то, что значения КО для отложений мелководной станции 9149 приблизительно в 2 раза больше, чем для отложений глубоководных станций 9146 и 9170. Таким образом, для этих элементов характерен биогенный источник поступления.

К обогащению донных осадков такими элементами, как S, As и Mo, вероятнее всего, приводит развитие сероводородного заражения в глубинах Черного моря. Максимальные значения КО характерны для Mo вследствие его соосаждения из морской воды вместе с сульфидами железа.

Реконструкция основных факторов, влияющих на процессы накопления осадочного материала в бассейнах седиментации, таких, как палеоклимат, особенности выветривания и состав пород в источниках сноса, гидродинамика, морфология и глубина бассейна, окислительно-восстановительные характеристики придонных вод и т.д., имеет большое значение для создания моделей эволюции седиментационных бассейнов. В настоящее время по геохимическим данным на основании ряда индикаторных отношений элементов можно получить сведения о фациальных обстановках накопления осадков (глубина области осадконакопления, соленость, окислительно-восстанови-

тельные особенности придонного слоя воды и др.) [Маслов, 2005].

Согласно [Интерпретация..., 2001], для оценки дальности переноса терригенного материала может быть использовано отношение Ti/Zr . Этот параметр отражает лучшую сохранность цирконов по сравнению с Ti -содержащими минералами при длительной транспортировке или многократном переотложении кластики.

Наши расчеты показали, что для донных отложений глубоководных колонок соотношение Ti/Zr варьирует от 9–10 до 15–16 (в среднем 12–13), для мелководной колонки — от 7 до 12 (в среднем 9) (рис. 3, а). Незначительная разница в полученных значениях говорит о том, что это индикаторное отношение в большей степени применимо для океанических донных осадков, где перенос осуществляется на значительно более дальние расстояния.

Н.М. Страхов [1976] пришел к выводу, что отношение $(Fe+Mn)/Ti$ может быть индикатором наличия в осадках продуктов подводных вулканических эксгаляций (процессов, связанных с деятельностью летучих компонентов, отделившихся от магмы и покинувших место ее кристаллизации). Железо и марганец в этом отношении выступают эксгаляционными компонентами, а титан — терригенным.

Для глубоководных колонок соотношение $(Fe+Mn)/Ti$ варьирует от 17–19 до 28–36 (в среднем 22), для мелководной колонки — от 15 до 28 (в среднем 21) (рис. 3, б). Согласно [Страхов, 1976], значения модуля $(Fe+Mn)/Ti$ в осадках современных водоемов, в которые заведомо не поступали продукты вулканических извержений, изменяются в пределах 7,7–17, увеличиваясь от песков к глинам. Полученные нами значения превышают указанные границы, следовательно, можно предполагать присутствие в осадках продуктов вулканических эманаций. Согласно данным статьи [Розанов, Гурский, 2016], в донных отложениях Черного моря наблюдаются высокие значения содержания широкого спектра макро- и микроэлементов (Fe , Mn , Zn , Cu , N и др.), что указанные авторы связывают с проявлением грязевого вулканизма в акватории Черного моря, где установлено до 70 грязевых вулканов [Атлас..., 2015]. Значимые различия в значениях индексов, рассчитанных нами для мелководной и глубоководных колонок, не обнаружены, что, вероятнее всего, объясняется обширным проявлением грязевого вулканизма на всей акватории Черного моря.

В начале 1980-х гг. Р. Бернером и Р. Райсвеллом [Berner, Raiswell, 1983] в качестве индикатора палеосолености бассейнов осадконакопления было предложено отношение $C_{орг}/S$, которое может служить своеобразным экспресс-методом анализа палеосолености среды осадконакопления (при условии, что содержание $C_{орг}$ в породах составляет не менее 1%).

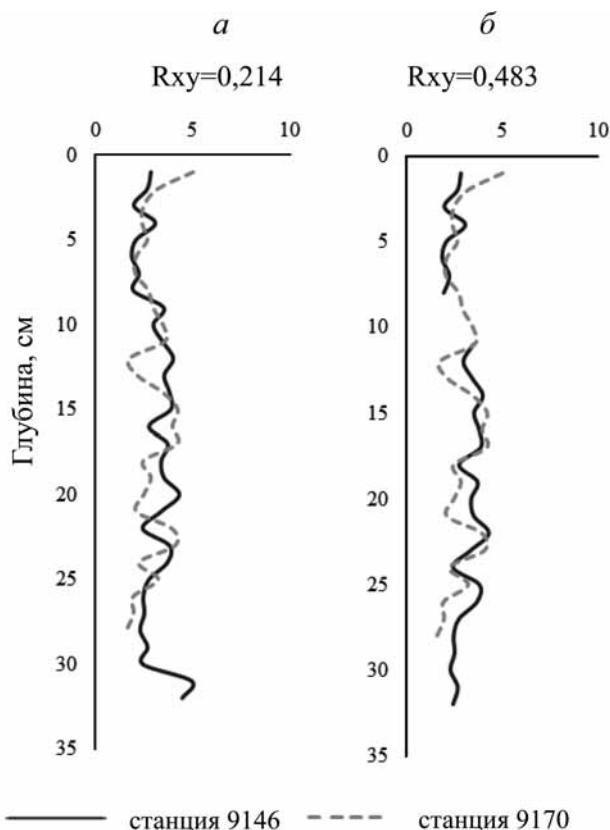


Рис. 4. Изменение индикатора палеосолености ($C_{орг}/S$) по глубине, рассчитанное (а) и с учетом имитации перерыва в осадконакоплении на станции 9146 (б). Критическое значение для R_{xy} для 26 степеней свободы при уровне значимости 0,01 составляет 0,479

Состав и количество захороняемого в осадках органического вещества (ОВ) зависит в первую очередь от биопродуктивности водоемов. На фоссилизацию в осадках значительного количества органики влияет и сероводородное заражение придонных вод. Общие вопросы формирования позднедокембрийских и фанерозойских водоемов с бескислородными придонными обстановками рассмотрены Н.М. Страховым [1976]. Известно, что в современных и более древних фанерозойских морских глинистых осадках отношение $C_{орг}$ к аутигенной (пиритной) сере составляет около 3. По нашим данным, для колонок станций 9146 и 9170 соотношение $C_{орг}/S$ варьирует от 2 до 5 (в среднем 3). Начиная с глубины 9 см графики незначительно смещаются (рис. 4, а). На основании этого было выдвинуто предположение о возможности перерыва в осадконакоплении (предположительно в колонке станции 9146). Разрыв и смещение графика, имитирующие отсутствие осадконакопления в колонке станции 9146 на глубине 9–11 см (рис. 4, б), привели к тому, что корреляция значений отношения $C_{орг}/S$, рассчитанных для двух колонок, значительно улучшилась и стала значимой, что подтверждает выдвинутую гипотезу.

В качестве показателей окислительно-восстановительных обстановок в придонных водах

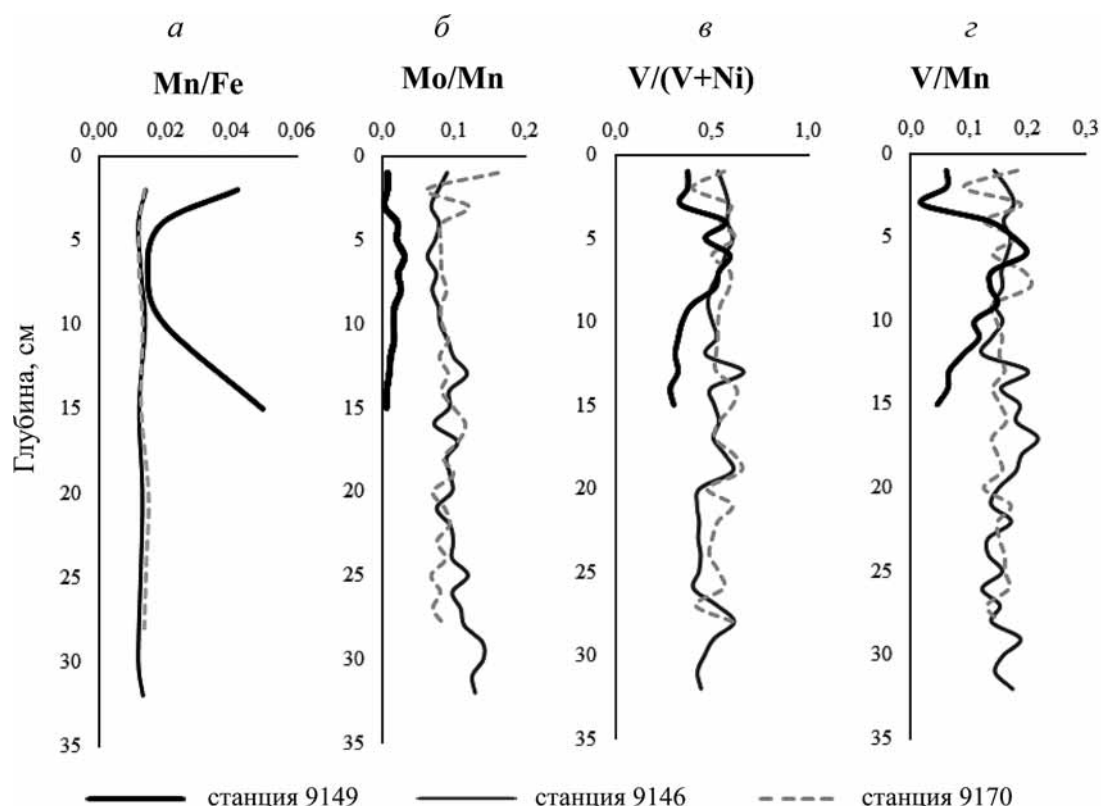


Рис. 5. Изменение индикаторных соотношений элементов по глубине: Mn/Fe (а), Mo/Mn (б), V/Mn (в) и V/(V+Ni) (г)

седиментационных бассейнов в современной геологической литературе используют различные геохимические индексы, такие, как Fe/Mn, Mo/Mn, V/Mn, V/(V+Ni).

Отношение Mn/Fe будет тем меньше, чем ниже концентрация кислорода в водяном столбе. Это объясняется более быстрым восстановлением Mn по сравнению с Fe в бескислородных условиях, что приводит к концентрированию Fe по отношению к Mn в твердой фазе осадков и вследствие этого к уменьшению отношения Mn/Fe [Naeher et al., 2013].

Отношение Mn/Fe (рис. 5, а) в донных осадках станций 9146 и 9170 колеблется от 0,012 до 0,014 и от 0,012 до 0,015 соответственно (в среднем 0,013) в обеих колонках, тогда как на станции 9149 оно варьирует от 0,015 до 0,05 (в среднем 0,03), что соответствует среднему значению отношения Mn/Fe в осадочных породах [Виноградов, 1962]. Это обусловлено тем, что в условиях сероводородного заражения преобладают восстановительные условия, следовательно, отношение Mn/Fe в осадке в среднем в 2,2 раза меньше в глубоководных колонках, чем в прибрежной. На станциях 9146 и 9170 не наблюдается динамики изменения отношения Mn/Fe, следовательно, можно сделать вывод о том, что на этих станциях всегда преобладали восстановительные условия, это можно объяснить тем, что станции 9146 и 9170 — глубоководные с сероводородным заражением. На станции 9149 в толще 15–10 см отношение Mn/Fe резко уменьшалось от 0,050 до 0,020, следовательно, снижалась концентрация кислорода, и начинали преобладать

восстановительные условия. В толще 10–5 см Mn/Fe=0,015, т.е. в период накопления этих осадков преобладали восстановительные условия, схожие с условиями на станциях 9146 и 9170. В толще 5–0 см наблюдается резкое увеличение Mn/Fe от 0,015 до 0,042, следовательно, возрастала концентрация кислорода, т.е. условия становились более окислительными.

В бассейнах с сероводородным заражением величина отношения Mo/Mn (коэффициент стагнации) варьирует от 0,0n до 0,n, тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет около 0,00n [Маслов, 2005]. Полученные результаты соответствуют данным А.В. Маслова: в осадках станций 9146 и 9170 соотношение Mo/Mn варьирует от 0,06 до 0,14–0,16 (в среднем 0,1), а на станции 9149 — от 0,002 до 0,031 (в среднем 0,014) (рис. 5, б).

Отношение V/(V+Ni) по данным, приведенным в работах [Hatch et al., 1992; Lewan, 1984], варьирует от 0,65–0,7 в осадках, накапливавшихся в умеренно бескислородных условиях, и увеличивается почти до 1 в отложениях отчетливо выраженных редокс-обстановок. По нашим данным, для донных отложений станций 9146 и 9170 соотношение V/(V+Ni) варьирует от 0,4 до 0,6–0,7 (в среднем 0,5), а для осадков станции 9149 — от 0,3 до 0,6 (в среднем 0,4) (рис. 5, в).

Отношение V/Mn в донных отложениях глубоководных станций варьирует от 0,1 до 0,2 (в среднем 0,2), тогда как для донных отложений станции 9149 оно изменяется от 0,02 до 0,2 (в среднем 0,1) (рис. 5, г).

Для отложений станций 9146 и 9170 характерна лишь незначительная динамика изменения трех рассмотренных отношений. Тогда как для отложений станции 9149 наблюдается увеличение значений всех трех отношений в толще осадков 9–5 см, т.е. в период накопления этих осадков преобладали восстановительные условия, схожие с условиями на станциях 9146 и 9170.

Исходя из вышесказанного можно предположить, что нижняя толща осадка на станции 9149 накапливалась в прибрежных условиях, затем в результате морской трансгрессии условия осадконакопления для этой колонки изменились на глубоководные с возможным сероводородным заражением, а в настоящее время осадконакопление вновь происходит в прибрежных условиях.

Выводы. 1. Содержание всех изученных элементов, за исключением меди и стронция, не превышает фоновых значений. Среднее содержание меди и стронция незначительно (до 1,5 раз) выше фоновых.

2. Для большинства исследованных элементов (Fe, K, Ti, V, Cr, Zr и Zn) значения КО не превышает 2, что свидетельствует о преимущественно литогенном источнике их поступления. Для Cu, Pb и Ni величины КО находится в диапазоне 2–10, что указывает на вероятность антропогенного источника их поступления в донные отложения станции 9149. Значительное обогащение осадков Ca и Sr, очевидно, обусловлено биоаккумуляцией организмов с карбонатной функцией (биогенный источник), тогда как S, As и Mo накапливаются в большей степени в восстановленных осадках в

условиях сероводородного заражения (хемогенный источник).

3. Рассчитанные значения геохимического модуля $(Fe+Mn)/Ti$ указывают на присутствие в осадках продуктов вулканических эманаций. Значимые различия в индексах, рассчитанных для мелководной и глубоководных колонок, не обнаружены, что, вероятнее всего, объясняется обширным проявлением грязевого вулканизма на всей акватории Черного моря.

4. Реконструкция палеосолёности Черного моря на основании индикаторного отношения C_{org}/S позволила предположить наличие перерыва в осадконакоплении в районе станции 9146.

5. Анализ величин индикаторных отношений элементов, указывающих на динамику кислорода в придонном слое воды в процессе осадконакопления (Mn/Fe , Mo/Mn , $V/(V+Ni)$ и V/Mn), позволяет предположить, что нижняя толща отложений на станции 9149 накапливалась в прибрежных условиях, затем в результате морской трансгрессии условия осадконакопления для этой колонки изменились на глубоководные с возможным сероводородным заражением, а в настоящее время осадконакопление вновь происходит в прибрежных условиях.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ, тема № 0149-2019-0007 (руководитель акад. РАН А.П. Лисицын), сбор и обработка материалов проведена при поддержке РНФ (проект № 14-27-00114-П «Взаимодействие геосфер и минеральные ресурсы Мирового океана», руководитель акад. РАН А.П. Лисицын).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас грязевых вулканов / Под ред. А.Д. Исмаиладзе. Баку: Изд-во Nafta-Press, 2015. 323 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Л.: Изд-во АН СССР, 1938.

Батулин Г.Н. Геохимия сапропелей Черного моря // Геохимия. 2011. № 5. С. 556–560.

Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н. О метаморфизации иловых вод Черного моря // V конф. по химии моря: Тез. докл. М.: АН СССР, 1971. С. 13–15.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

Гурский Ю.Н., Гуляева Л.А. Бром и йод при седиментации и диагенезе современных морских отложений // Геохимия йода и брома в осадочной толще нефтематеринских областей. М.: ИГиРГИ АН СССР, 1971. С. 12–26.

Гурский Ю.Н., Потапова Л.И. Процесс преобразования органического вещества по данным лиминис-

центно-микроскопического изучения // Геохимия. 1972. № 8. С. 997–1005.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения / Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1980. 212 с.

Иванов М.В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы: Автореф. канд. дисс. М., 1964. 44 с.

Интерпретация геохимических данных. Т. 1 / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учеб. пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев: Наукова думка, 1982. 144 с.

Неретин Л.Н. Современное состояние сероводородной зоны Черного моря: Автореф. канд. дисс. М., 1996. 26 с.

Овсяный Е.И., Котельянец Е.А., Орехова Н.А. Мышьяк и тяжелые металлы в донных отложениях Балаклавской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журн. 2009. № 4. С. 67–80.

Розанов А.Г., Гурский Ю.Н., Геохимические особенности осадков северо-восточной части Черного моря // Океанология. 2016. Т. 56, № 6. С. 919–934.

Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П. Соловова. М.: Недра, 1990. 335 с.

Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полезные ископаемые. 1971. № 3. С. 3–16.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Харченко В.В., Долгий А.А. Сероводород Черного моря // Разработка месторождений. 2014. Т. 8. С. 321–325.

Ширкин Л.А. Рентгенофлуоресцентный анализ объектов окружающей среды: Учеб. пособие. Владимир: Изд-во Владим. гос. ун-та, 2009. 65 с.

Berner R. A., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulphur in sediments over Phanerozoic time: a new

theory // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1983. Vol. 47. P. 855–862.

Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 99. P. 65–82.

Lewan M.D. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. P. 2231–2238.

Naeher S., Gilli A., North R.P. et al. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland // *Chem. Geol.* 2013. Vol. 352. P. 125–133.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 550.42

А.В. Савенко¹, В.С. Савенко², О.С. Покровский³**МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ВОДАХ РОДНИКОВ МОСКВЫ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Национальный исследовательский Томский государственный университет,
634050, Томск, просп. Ленина, 36**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**National Research Tomsk State University, 634050, Tomsk, prosp. Lenina, 36*

Приведены данные о содержании главных ионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) и растворенных микроэлементов (Rb, Cs, Be, Sr, Ba, B, Si, $\text{P}_{\min}$, V, Cr, Ge, As, Mo, W, Sb, Te, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Ag, Sn, Pb, Al, Ga, Ti, Zr, U) в водах 30 родников Москвы в период зимней межени. Установлены среднегеометрические значения и диапазоны концентрации изученных компонентов, а также корреляционные связи между ними. Выявлено наличие гидрохимической аномалии растворенных железа и марганца на северо-востоке Москвы с превышением ПДК по этим элементам, тогда как на остальной территории города их концентрация практически повсеместно соответствует природному фону.

Ключевые слова: родниковые воды, главные ионы, растворенные микроэлементы, гидрохимические аномалии, Москва.

Data on the content of major ions (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) and dissolved trace elements (Rb, Cs, Be, Sr, Ba, B, Si, $\text{P}_{\min}$, V, Cr, Ge, As, Mo, W, Sb, Te, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Ag, Sn, Pb, Al, Ga, Ti, Zr, U) in the waters of 30 springs in Moscow during the winter low water period are presented. The geometric mean values and ranges of concentration of the studied components, as well as correlations between them, were established. The presence of hydrochemical anomalies of dissolved iron and manganese in the north-east of Moscow with an excess of maximum allowable concentration (MAC) for these elements was revealed, whereas in the rest of the city their concentration almost everywhere correspond to the natural background.

Key words: spring waters, major ions, dissolved trace elements, hydrochemical anomalies, Moscow.

Введение. Опробование родников — важный элемент эколого-геохимического мониторинга, поскольку состав постоянно обновляющихся родниковых вод отражает текущий уровень загрязнения геологической среды (почвенно-грунтовых толщ). Родники Москвы ранее неоднократно становились объектами гидрогеологических и эколого-геохимических исследований [Храменков и др., 1997; Швеи и др., 2002; Лиманцева, 2004], однако их микроэлементный состав изучен крайне слабо. Вместе с тем многие микроэлементы даже в очень малом количестве обладают сильно выраженной токсичностью, а также служат чувствительными индикаторами различных природных и антропогенных процессов, участвующих в формировании экологического состояния окружающей среды. Цель нашей работы заключалась в определении уровня концентрации широкого круга растворенных микроэлементов в водах родников Москвы и выявлении проблемных территорий, нуждающихся в более детальном обследовании.

Материалы и методы исследований. Характеристика объектов исследований. Для получения репрезентативной выборки было опробовано 30 родников, равномерно распределенных по территории города (рис. 1, табл. 1). Пробы родниковых вод отбирали в период зимней межени, когда они в наименьшей степени подвержены кратковременным флуктуациям химического состава. Все родники представляют собой зоны разгрузки четвертичных и мезозойских (меловых и частично юрских) водоносных горизонтов. Перетекание из нижележащих горизонтов происходит только на локальных участках [Гидрогеология..., 1966; Швеи и др., 2002].

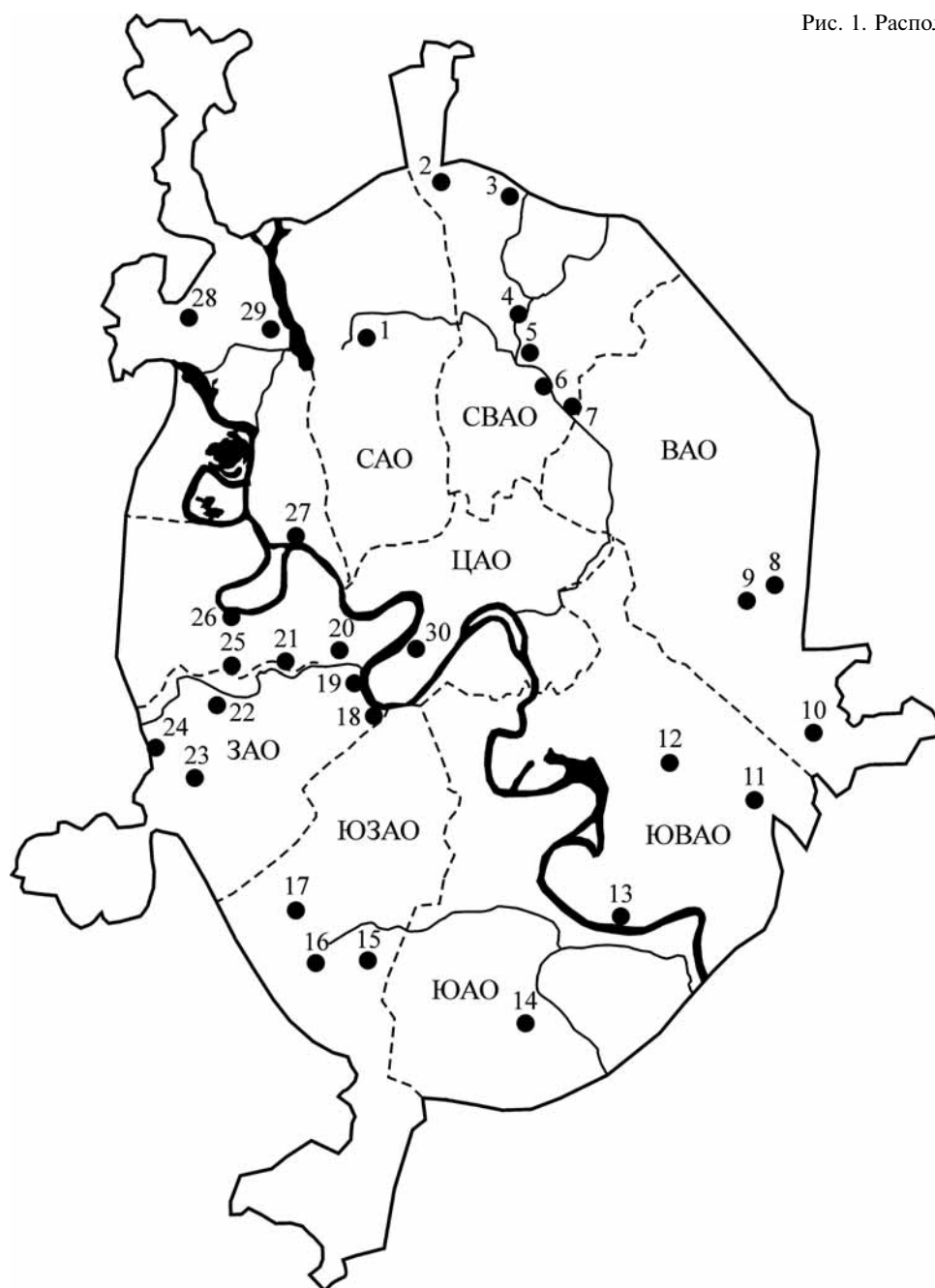
На территории Северного и Северо-Восточного административных округов (АО) родники расположены в районах Коптево, Митино, Свиблово и Отрадное (точки 1–7). Территория этих округов находится в основном в пределах долины р. Яуза, и лишь восточная ее часть — на флювиогляциальной равнине Мещерской возвышенности.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, профессор, вед. науч. с.; e-mail: alla_savenko@rambler.ru

³ Национальный исследовательский Томский государственный университет, лаборатория биогеохимических и дистанционных методов мониторинга окружающей среды, руководитель лаборатории; e-mail: Oleg.Pokrovski@get.omp.Eu

Рис. 1. Расположение точек отбора проб воды из родников Москвы



Верхнюю часть геологического разреза образуют отложения каменноугольной и четвертичной систем. Водоносные горизонты выделяются в отложениях четвертичного и каменноугольного возраста. Водоносные горизонты аллювиальных, окско-днепровских флювиогляциальных песков и верхнекаменноугольных доломитов образуют объединенный палеозойско-кайнозойский водоносный комплекс. Моренные днепровские суглинки и касимовские глины служат относительными водоупорами, которые разделяют между собой четвертичные и каменноугольные водоносные горизонты. Родники питаются водами мезозойско-кайнозойского водоносного комплекса с участием вод палеозойского водоносного комплекса за счет перетока из каменноугольных отложений.

На территории Восточного АО выходы родников обнаружены в Измайловском парке и Кусковском лесопарке (Вешняки) в пределах волнистого моренно-зандрового ландшафта (т. 8–10). Геологический разрез в рассматриваемом районе представлен до глубины 20 м четвертичными отложениями разных возраста и генезиса. Уровень грунтовых вод находится на глубине 9,5 м во флювиальных песках.

На территории Юго-Восточного АО родники расположены в районах Кузьминки и Марьино (т. 11–13). Район Кузьминки находится в пределах Мещерской зандровой низменности с волнистым морено-зандровым ландшафтом. Геологический разрез территории представлен до глубины 30 м четвертичными отложениями разных возраста

Таблица 1

Описание точек отбора проб воды из родников Москвы

№ точки	Координаты, с.ш., в.д.	Описание места отбора пробы
1	55°49'28", 37°32'17"	Район Коптево, около Большой Академической улицы. Не каптирован
2	55°54'21", 37°35'47"	Северная окраина Лианозовского лесопитомника. Нисходящий, каптирован
3	55°54'15", 37°36'20"	В 700 м на восток от Алтуфьевского пруда, левый берег р. Самотека, в 50 м от МКАД, в основании невысокого склона левого берега реки. Не каптирован
4	55°51'9", 37°37'40"	Около усадьбы Свиблово, на правом берегу р. Яуза, в тыловом шве поймы, в 5 м от уреза воды. Не каптирован
5	55°50'27", 37°38'35"	Территория парка Сад Будущего, в 15 м от северо-восточного берега Леоновского пруда, не каптирован
6	55°49'39", 37°39'45"	В 8 м от левого берега р. Яуза. Восходящий, маломощный, каптирован вертикальной трубой диаметром 20 см, вода дает яркий железистый осадок
7	55°49'59", 37°40'16"	В 15 м от правого берега р. Будайка, в 400 м на север от ж/д платформы Яуза. Нисходящий, не каптирован, вода накапливается в земляной нише
8	55°46'57", 37°48'2"	Измайловский парк. Не каптирован
9	55°46'50", 37°46'7"	Там же, на грунтовой дороге от Главной аллеи к Совхозному пруду. Нисходящий, не каптирован
10	55°44'3", 37°48'20"	Кусковский лесопарк, около Большого пруда. Не каптирован
11	55°41'30", 37°46'22"	Кузьминский лесопарк, рядом с Шибавским прудом, в 10 м от уреза воды р. Пономарка. Не каптирован
12	55°41'27", 37°45'51"	То же, в 30 м от уреза воды р. Пономарка, в тыловом шве поймы. Нисходящий, каптирован подпорной стенкой, из которой выходят две оцинкованные трубы диаметром 3 см
13	55°38'32", 37°43'31"	Марьинский парк. Не каптирован
14	55°36'49", 37°40'45"	Парк Царицыно, правый берег Верхнего Царицынского пруда, в 10 м от уреза воды. Нисходящий, каптирован оцинкованной трубой
15	55°37'56", 37°33'24"	В 900 м на восток от эстакады по Севастопольскому проспекту через р. Чертановка. Нисходящий, не каптирован
16	55°36'50", 37°32'44"	Район Ясенево, Соловьиный проезд. Нисходящий, каптирован
17	55°37'12", 37°32'20"	Битцевский лесопарк, усадьба Узкое. Нисходящий, каптирован
18	55°42'49", 37°32'19"	Бровка оползневого уступа в 330 м на северо-запад от церкви Святой Живоначальной Троицы на Воробьевых горах. Восходящий, каптирован трубой диаметром 40 см, вертикально заглубленной в грунт
19	55°42'29", 37°32'54"	Природный заказник Воробьевы горы, в 40 м вниз по склону от памятника Герцену и Огареву, в тыловом шве террасы оползневого уступа. Нисходящий, каптирован
20	55°43'7", 37°29'10"	Волынский лес, в 100 м от уреза воды р. Сетунь. Нисходящий, не каптирован
21	55°42'49", 37°28'13"	Природный заказник Долина реки Сетунь (Раменки), напротив ул. Веерная, в 25 м от уреза воды реки, на пойме. Не каптирован
22	То же	Там же, выше т. 21. Не каптирован
23	55°42'57", 37°26'47"	Там же, в 70–80 м на северо-восток от пойменного пруда Пятачок, в тыловом шве первой надпойменной террасы, в 50 м от уреза воды реки. Не каптирован
24	55°43'5", 37°29'3"	Волынский лес, в 90 м от уреза воды р. Сетунь на ее правом берегу. Не каптирован
25	55°43'20", 37°30'16"	Природный заказник Долина реки Сетунь, в 20 м вверх по течению реки от Старого Рублевского моста, на правом берегу, в 1,5 м от уреза воды. Не каптирован
26	55°44'45", 37°26'9"	Природно-исторический парк Москворецкий, в 450 м вниз по течению р. Москва от Крылатского моста, в 100 м от уреза воды, у подножия оползневого склона. Нисходящий, каптирован
27	55°46'5", 37°28'44"	Там же, в 200 м вниз по течению р. Москва от Карамышевского моста, на второй надпойменной террасе, в 50 м от уреза воды. Нисходящий, каптирован
28	55°51'18", 37°24'1"	Район Хорошево-Мневники, пойма р. Братовка. Не каптирован
29	55°52'30", 37°26'13"	То же, около ул. Свободы, у остановки «Бутаковский залив», в верховье оврага. Не каптирован
30	55°42'51", 37°34'59"	Район Якиманка, Нескучный сад, в 5 м от уреза воды Андреевского пруда. Восходящий, не каптирован

и генезиса и верхнеюрскими породами. Уровень грунтовых вод находится на глубине 6,0 м в аллювиальных песках.

Южный АО представлен родником в районе Царицыно (т. 14). Территория района находится на третьей надпойменной террасе р. Москва и ее притоков, а также на флювиогляциальной равнине Теплостанской возвышенности на западной окраине. Верхняя часть геологического разреза в Царицыне сформирована отложениями каменноугольного, юрского, мелового и четвертичного возраста. Водоносные горизонты в современных аллювиальных, окско-днепровских флювиогляциальных и нижнемеловых песках образуют объединенный мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс, грунтовые воды которого служат главным источником родниковой разгрузки в этом районе. Глинистая толща келловейского яруса средней юры, а также оксфордского и волжского ярусов верхней юры мощностью 14 м создает региональный водоупор, который отделяет вышележащий мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс от нижележащего среднекаменноугольного в подольско-мячковских известняках.

На территории Юго-Западного АО родники расположены в районе Ясенево и в Битцевском лесопарке (т. 15–17). Территория района Ясенево находится на моренной равнине Теплостанской возвышенности. Речная сеть представлена р. Чертановка. В гидрогеологическом строении района принимают участие водоносные горизонты в четвертичных, меловых, юрских и каменноугольных отложениях. Водоносные горизонты во флювиогляциальных песках и супесях окско-днепровского и днепровско-московского возраста образуют единый кайнозойский водоносный комплекс общей мощностью 26 м. Нижнемеловые альбские глины служат относительным водоупором, разделяющим кайнозойский и мезозойский водоносные комплексы. Все родники на территории этого округа питаются водами мезозойско-кайнозойского водоносного комплекса.

На территории Западного АО обследованы родники в районах Крылатское (т. 25), Фили-Кунцево (т. 26), Можайский (т. 20, 24) и на Воробьевых горах (т. 18, 19, 21–23).

Большая часть района Крылатское находится в пойме р. Москвы. Основную роль в формировании родникового стока в Крылатском играют мезозойско-кайнозойские отложения. В гидрогеологическом разрезе выделяются водоносные горизонты в аллювиальных песках поймы и третьей надпойменной террасы, а также в нижнемеловых песках, которые составляют объединенный мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс. Глины оксфордского и волжского ярусов верхней юры образуют региональный водоупорный комплекс, разделяющий этот водоносный комплекс и водоносный комплекс в известняках среднего

карбона, подземные воды которого имеют напорный характер.

Гидрогеологический разрез района Фили-Кунцево представлен водоносными горизонтами в юрских, меловых и четвертичных песках, которые не имеют четко выдержанных разделяющих их слабопроницаемых пластов и питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Это позволяет выделить единый мезозойско-кайнозойский комплекс, который формирует родниковый сток в лесопарке. Средне- и верхнеюрские глинистые отложения келловейского и оксфордского возраста служат региональным водоупором и отделяют мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс от объединенного водоносного комплекса в келловей-батских песках средней юры и в известняках верхнего и среднего карбона.

Территория района Можайский находится на Москворецко-Окской моренно-эрозионной равнине в пределах южной увалистой эрозионной Теплостанской возвышенности с древней долиной р. Сетунь.

На Воробьевых горах известняки верхнего и среднего карбона перекрыты толщами юрской, меловой и четвертичной систем. Водоносные горизонты в песчаных отложениях волжского яруса верхней юры, аптского яруса нижнего мела и в четвертичных оползневых песчано-глинистых отложениях образуют совмещенный мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс. Келловейские, оксфордские и волжские глины создают региональный водоупор мощностью до 40 м. Водоносный комплекс в известняках верхнего и среднего карбона не влияет на формирование родникового стока.

В Северо-Западном АО родники находятся в районе Хорошево-Мневники (т. 27–29). Здесь волжские пески верхней юры, флювиогляциальные окско-днепровские пески, аллювиальные и местами меловые пески слагают объединенный мезозойско-кайнозойский водоносный комплекс, который играет основную роль в формировании родникового стока. Глинистые отложения волжского и оксфордского ярусов верхней юры представляют региональный водоупор, разделяющий этот водоносный комплекс и объединенный водоносный комплекс в известняках среднего карбона и батских песчаных отложениях средней юры.

На территории Центрального АО родники (т. 30) расположены в районе Якиманка (Нескучный сад). Верхнекаменноугольные отложения представлены мергелями с прослоями глин касимовского яруса. Выше залегают юрские отложения (келловейские и оксфордские глины, волжские пески). В верхней части разреза на волжских песках залегают четвертичные флювиогляциальные и аллювиальные отложения.

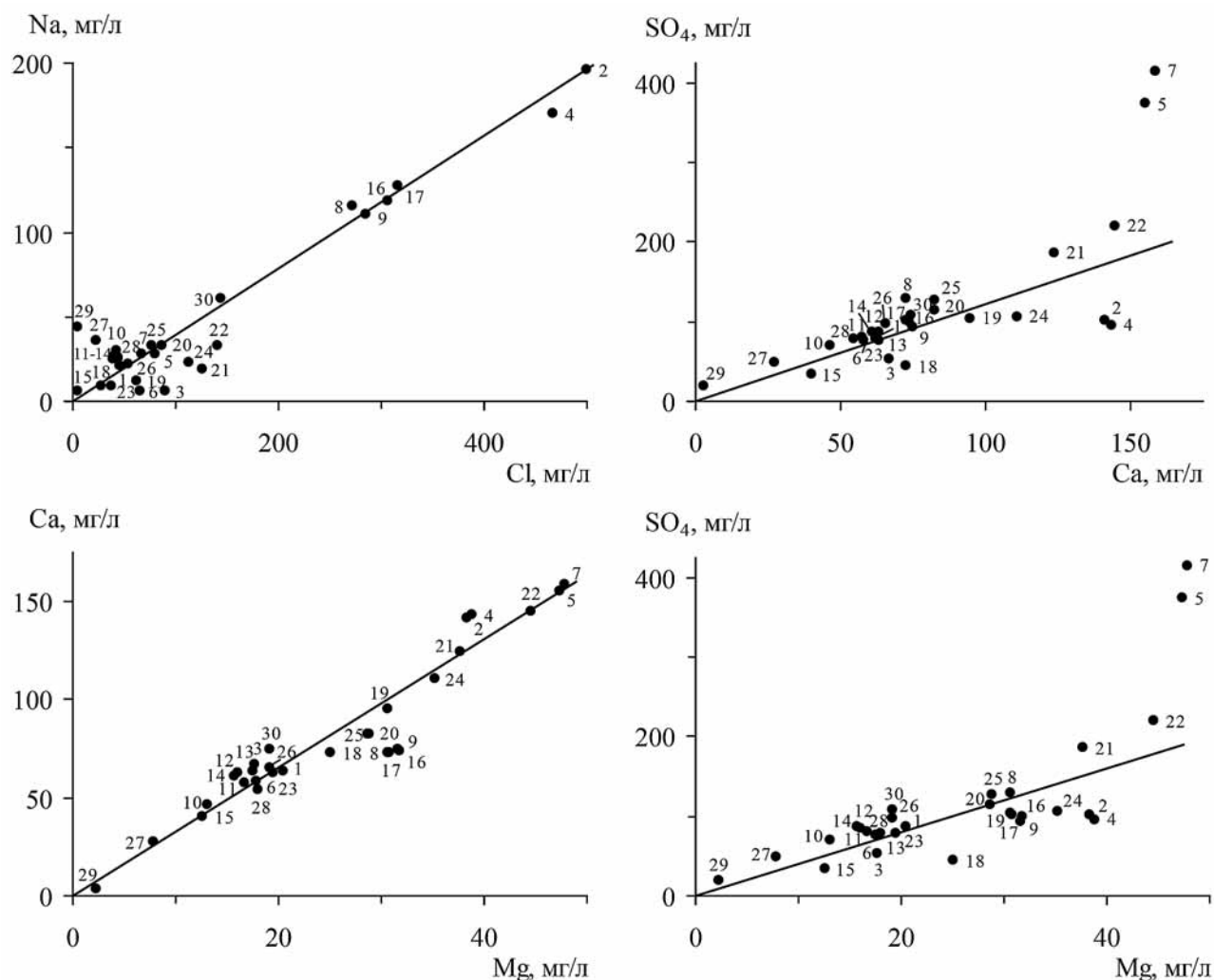


Рис. 2. Взаимосвязь значений концентрации натрия и хлоридов, кальция и магния, а также сульфатов с содержанием кальция и магния в водах родников Москвы. Подписи у значков — номера точек отбора проб

Материалы и методы исследований. Определение общей щелочности ($\text{Alk} \approx \text{HCO}_3^-$), содержания других главных ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) и фтора выполняли в отфильтрованных через плотный бумажный фильтр пробах объемным ацидиметрическим методом [Лурье, 1971], методом капиллярного электрофореза [Комарова, Каменцев, 2006] и методом прямой ионометрии [Савенко, 1986] соответственно. Концентрацию растворенных микроэлементов измеряли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе «Agilent 7500se» в пробах, отфильтрованных сразу после отбора через мембранный фильтр 0,45 мкм в полипропиленовые флаконы с внесенными туда аликвотами 5 N азотной кислоты (0,2 мл на 8 мл пробы). Погрешность отдельных измерений не превышала $\pm 3\%$. Расхождение сумм эквивалентных концентраций катионов и анионов основного солевого состава не превышало 5%.

Результаты исследований и их обсуждение. *Минерализация и компоненты основного солевого состава* (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-). Результаты определений содержания главных ио-

нов в водах родников Москвы и их минерализация приведены в табл. 2. Минерализация родниковых вод изменяется в широких пределах: от 188 до 1080 мг/л, однако превышение предельно допустимой концентрации (ПДК) для суммы солей (1000 мг/л [СанПиН..., 2002]) обнаружено только в двух точках (2 и 4), расположенных на северной окраине города, и обусловлено аномально высоким содержанием хлоридов и натрия. В ряде проб (т. 8, 9, 16 и 17) повышенная минерализация (700–750 мг/л) также связана с присутствием хлоридов и натрия, генезис которых не вполне ясен. Некоторая их часть, вероятно, имеет антропогенное происхождение. В трех родниках (т. 5, 7 и 22) повышенная минерализация (750–875 мг/л) сопряжена с высоким содержанием кальция и сульфатов. Между величинами концентрации натрия и хлоридов, а также кальция, магния и сульфатов наблюдаются четко выраженные зависимости (рис. 2), что отражается в значениях коэффициента корреляции (табл. 3). Это указывает на связь повышенной концентрации этих компонентов в родниковых водах с присутствием в составе пород

Таблица 2

Минерализация (*M*) и содержание главных ионов в водах родников Москвы*

№ точки (параметр)	M	Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻		Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
	мг/л	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.	мг/л	%-экв.
1	412	46,3	11,1	87,3	15,5	173	24,1	21,3	7,9	0,98	0,2	20,4	14,3	63,3	26,9
2	1080	500	38,5	102	5,8	101	4,5	196	23,3	2,49	0,2	38,3	8,6	141	19,2
3	344	89,9	24,1	53,2	10,5	108	16,8	5,51	2,3	2,96	0,7	17,8	13,9	66,9	31,7
4	1026	467	37,9	94,3	5,6	110	5,2	170	21,3	2,53	0,2	38,8	9,2	144	20,6
5	859	80,0	8,8	375	30,3	172	10,9	27,4	4,6	1,84	0,2	47,4	15,1	155	30,1
6	332	65,0	18,6	75,7	16,0	107	17,8	5,52	2,4	2,89	0,7	17,8	14,9	58,4	29,6
7	875	67,2	7,2	414	32,9	159	9,9	28,0	4,6	1,53	0,1	47,9	15,0	159	30,2
8	717	272	33,2	129	11,6	93,9	6,7	115	21,6	3,60	0,4	30,6	10,9	72,9	15,7
9	698	285	35,2	92,5	8,4	101	7,2	110	21,0	3,74	0,4	31,6	11,4	74,9	16,4
10	325	42,0	12,6	68,9	15,3	123	21,5	29,8	13,8	0,90	0,2	13,2	11,6	46,7	24,9
11	354	41,3	11,2	80,6	16,1	130	20,5	26,7	11,2	0,82	0,2	16,7	13,2	57,6	27,6
12	428	43,0	10,3	85,1	15,0	193	26,8	26,8	9,9	1,37	0,3	16,1	11,2	62,6	26,5
13	419	40,1	9,7	75,3	13,5	196	27,7	25,0	9,3	0,81	0,2	17,5	12,4	63,6	27,3
14	415	43,8	10,8	86,1	15,6	182	25,9	25,6	9,7	0,74	0,2	15,8	11,3	61,0	26,5
15	235	5,48	2,4	34,6	11,2	135	34,6	6,22	4,2	0,89	0,4	12,7	16,2	39,9	31,0
16	714	306	36,6	99,9	8,8	81,1	5,6	118	21,8	3,33	0,4	31,8	11,1	73,9	15,7
17	752	317	36,5	101	8,6	100	6,7	127	22,6	3,49	0,4	30,8	10,4	72,9	14,9
18	419	28,5	6,8	44,1	7,8	237	33,0	9,38	3,5	1,64	0,4	25,2	17,6	72,9	30,9
19	513	61,8	11,5	104	14,3	208	22,5	12,3	3,5	1,25	0,2	30,6	16,6	94,9	31,3
20	503	86,8	16,0	114	15,5	156	16,7	32,6	9,2	1,91	0,3	28,7	15,4	82,6	26,9
21	636	127	18,0	186	19,5	142	11,7	18,4	4,0	1,25	0,2	37,7	15,6	124	31,1
22	746	141	16,9	219	19,4	162	11,3	32,5	6,0	1,62	0,2	44,6	15,6	145	30,7
23	350	37,2	10,4	78,4	16,1	143	23,1	8,49	3,6	0,96	0,2	19,5	15,9	62,5	30,7
24	585	113	17,7	105	12,1	195	17,7	23,2	5,6	1,82	0,3	35,3	16,1	111	30,6
25	582	77,4	13,2	127	15,9	232	22,9	32,8	8,6	2,00	0,3	28,8	14,3	82,3	24,8
26	407	54,0	12,9	96,6	17,0	149	20,7	22,1	8,1	0,94	0,2	19,2	13,4	65,5	27,7
27	265	23,1	9,0	49,0	14,1	121	27,3	36,2	21,7	1,03	0,4	7,83	8,9	27,1	18,6
28	345	43,9	12,1	77,4	15,8	125	20,0	25,2	10,7	1,11	0,3	18,0	14,5	54,5	26,6
29	188	5,20	3,1	19,3	8,6	113	39,6	43,8	40,7	1,20	0,7	2,23	3,9	3,13	3,3
30	538	144	24,7	109	13,7	123	12,3	60,3	15,9	8,44	1,3	19,1	9,6	74,6	22,6
PB _{сг}	489	72,6	—	93,0	—	140	—	30,0	—	1,66	—	22,1	—	68,6	—
PB _{min}	188	5,20	—	19,3	—	81,1	—	5,51	—	0,74	—	2,23	—	3,13	—
PB _{max}	1080	500	—	414	—	237	—	196	—	8,44	—	47,9	—	159	—
ПВЗВ, по [Шварцев, 1998]	354	15,9	—	18,2	—	222	—	23,8	—	2,74	—	16,5	—	38,3	—
РМ, по [Meybeck, 2004]	85,1	5,92	—	8,40	—	48,6	—	5,52	—	1,72	—	2,98	—	11,9	—

* Здесь и в табл. 4–7: PB_{сг}, PB_{min} и PB_{max} — среднее геометрическое, минимальное и максимальное содержание в родниковых водах Москвы; ПВЗВ и РМ — среднее (взвешенное) содержание в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата и в реках мира соответственно.

гипсо-галитовой примеси, так или иначе взаимодействующей с подземными водами. Наиболее тесные корреляционные связи минерализации отмечены с магнием, кальцием и натрием, а также с хлоридами и в меньшей степени с сульфатами.

Редкие щелочные и щелочноземельные элементы (Rb, Cs, Be, Sr, Ba). За исключением бериллия, концентрация редких щелочных и щелочноземельных элементов в водах родников Москвы не сильно отличается от их среднего содержания в

подземных водах зоны выщелачивания и реках мира (табл. 4). Наблюдается тесная корреляция концентрации рубидия и калия ($r = 0,86$), обладающих очень близкими химическими и геохимическими свойствами. Для цезия значимые корреляционные связи⁴ отмечены с хлоридами ($r = 0,76$), натрием ($r = 0,71$) и барием ($r = 0,75$). В гипергенной геохимии цезия и бария большую роль играют процессы сорбции–десорбции с участием глинистых минералов, что, вероятно, служит

⁴ Здесь и далее рассматриваются корреляционные связи с $r \geq 0,7$.

Таблица 3

Значения коэффициента корреляции между минерализацией и содержанием главных ионов в водах родников Москвы*

Компонент	M	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
M	1							
Cl ⁻	0,81	1						
SO ₄ ²⁻	0,59	0,05	1					
HCO ₃ ⁻	-0,15	-0,51	0,15	1				
Na ⁺	0,72	0,95	-0,02	-0,55	1			
K ⁺	0,32	0,45	0,02	-0,38	0,42	1		
Mg ²⁺	0,89	0,53	0,76	0,09	0,36	0,16	1	
Ca ²⁺	0,86	0,47	0,77	0,15	0,30	0,11	0,95	1

* Уровень статистической значимости $p < 0,01$.

причиной возникновения корреляции между этими элементами. Концентрация бария плотно коррелирует с минерализацией ($r = 0,76$) и, аналогично цезию, с хлоридами ($r = 0,94$) и натрием ($r = 0,89$). Для стронция обнаруживается лишь одна значимая корреляционная связь с германием ($r = 0,90$), происхождение которой не ясно.

Концентрация бериллия в родниковых водах изменяется от 0,7 до 10,7 нг/л при среднем содержании 2,5 нг/л. Последняя величина близка к средней концентрации бериллия в водах рек мира (8,9 нг/л), но намного ниже среднего содержания этого элемента в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата (240 нг/л). Значимых корреляционных связей ни с одним из изученных элементов бериллий не образует. До недавнего времени определение низкой концентрации бериллия в природных водах представляло весьма сложную задачу, поэтому не исключено, что оценка С.Л. Шварцевым [1998] его среднего содержания в подземных водах завышена. В то же время концентрация растворенных микроэлементов в подземных водах в большинстве случаев превышает их содержание в речных водах и, возможно, низкое содержание бериллия в родниках Москвы представляет собой региональную особенность. Бериллий относится к чрезвычайно токсичным элементам, величина ПДК в питьевой воде для него составляет 0,2 мкг/л, однако это приблизительно в 80 раз больше среднего и в 20 раз больше максимального содержания в родниковых водах.

Микроэлементы, образующие оксианионы (B, Si, P_{min}, V, Cr, Ge, As, Mo, W, Sb, Te). Многие химические элементы присутствуют в природных водах в форме оксикислот и продуктов их диссоциации — оксианионов. К наиболее распространенным элементам этой группы относятся кремний и фосфор, содержание которых в поверхностных и подземных водах находится на уровне n и $0,1n$ мг/л соответственно, тогда как концентрация других элементов на 3–4 порядка ниже и составляет $n-0,0n$ мкг/л.

Таблица 4

Содержание растворенных форм редких щелочных и щелочноземельных элементов в водах родников Москвы

№ точки (параметр)	Rb	Cs	Be	Sr	Ba
	мкг/л	нг/л	нг/л	мкг/л	мкг/л
1	0,46	6,1	2,8	246	39,8
2	0,99	43,0	0,8	327	161
3	1,68	1,0	3,4	848	40,6
4	1,00	46,3	0,7	329	161
5	0,53	8,7	1,1	328	40,7
6	1,64	1,6	3,4	858	41,7
7	0,41	6,4	1,5	331	38,8
8	1,61	45,2	6,9	336	159
9	1,69	49,4	6,3	343	159
10	0,37	6,8	10,7	137	23,0
11	0,32	8,3	1,8	154	28,9
12	0,79	8,1	1,9	148	28,3
13	0,31	7,4	3,3	175	31,0
14	0,26	7,4	3,1	147	27,1
15	2,08	2,9	1,0	125	4,0
16	1,60	40,7	6,3	339	160
17	1,51	45,5	10,7	335	158
18	1,28	33,0	2,7	311	17,6
19	0,69	29,6	2,2	387	59,1
20	0,37	16,5	2,5	291	52,9
21	0,38	25,9	1,9	335	76,8
22	0,89	30,9	2,4	367	72,6
23	1,38	3,9	—	234	29,4
24	0,97	54,2	—	387	29,7
25	0,46	15,2	1,6	289	53,2
26	0,43	8,5	2,6	207	35,5
27	0,42	10,8	3,1	117	15,9
28	0,54	9,4	1,5	229	37,0
29	0,51	15,2	2,8	90	7,9
30	4,24	34,7	1,9	320	47,8
PB _{сг}	0,77	13,4	2,5	265	43,3
PB _{min}	0,26	1,0	0,7	90	4,0
PB _{max}	4,24	54,2	10,7	858	161
ПДК, по [Сан-ПиН, 2002]	100	—	200	7000	100
ПВЗВ, по [Шварцев, 1998]	2,55	—	240	185	25,3
РМ, по [Gaillardet et al., 2004]	1,63	11	8,9	60	23

Содержание кремния в водах родников близко к таковому в подземных водах зоны выщелачивания и в реках мира (табл. 5), что обусловлено его поступлением из горных пород, в составе которых преобладают силикаты. Концентрации других оксианионов также сравнимы с их содержанием в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата и в реках мира. Исключение составляет сурьма, поскольку ее среднее содержание в подземных водах зоны выщелачивания почти в 10 раз превышает среднюю концентрацию в родниковых

водах, которая всего лишь на 20% ниже содержания в глобальном речном стоке. Воды всех родников Москвы содержат аниогенные микроэлементы в существенно меньшем количестве по сравнению с ПДК для питьевой воды.

Для родниковых вод прослеживается достаточно плотная корреляционная связь между концентрацией кремния и титана ($r = 0,89$), появление которой связано с тем, что титан, так же, как кремний, относится к основным петрогенным элементам и вместе с ним выщелачивается из силикатных горных пород. Молибден, вольфрам и сурьма значимо коррелируют с железом: $r_{\text{Мо-Fe}}$

$= 0,75$, $r_{\text{W-Fe}} = 0,81$, $r_{\text{Sb-Fe}} = 0,76$. Эти оксианионы активно адсорбируются гидроксидами железа (III) и в условиях гипоксии, когда железо (III) восстанавливается до двухвалентного состояния и образует более растворимые соединения, вместе с железом переходят в раствор.

Тяжелые металлы (Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Sn). Химические элементы, относимые к тяжелым металлам, обладают сильной биологической активностью, а при превышении ПДК становятся высокотоксичными веществами. В водах родников Москвы все тяжелые металлы, кроме железа и марганца, содержатся в количестве, зна-

Таблица 5

Содержание растворенных форм аниогенных микроэлементов в водах родников Москвы

№ точки (параметр)	Si	B	P _{min}	V	Cr	Ge	As	Mo	W	Sb	Te
	мг/л	мкг/л							нг/л		
1	5,58	26,5	108	0,83	1,69	0,014	0,45	0,43	86,9	46,9	17,9
2	6,27	15,1	78,8	0,30	0,86	0,020	0,32	0,31	14,7	35,9	13,8
3	6,09	23,9	380	0,10	0,08	0,144	1,91	0,35	57,3	13,3	7,0
4	6,30	15,8	82,0	0,30	0,86	0,018	0,32	0,40	12,3	55,2	9,6
5	5,19	10,6	152	0,16	0,15	0,014	0,52	0,89	118	208	13,2
6	6,02	27,0	413	0,10	0,08	0,145	1,99	0,34	72,2	19,1	9,1
7	4,89	9,9	62,7	0,13	0,12	0,018	0,64	1,18	152	259	12,1
8	6,56	22,7	21,3	0,19	0,67	0,016	0,21	0,03	10,9	36,3	6,3
9	6,64	26,2	24,1	0,22	0,75	0,016	0,22	0,04	18,0	41,4	11,7
10	3,68	35,3	156	0,74	1,03	0,009	0,39	0,43	45,4	49,6	8,2
11	4,04	23,5	208	0,99	2,07	0,006	0,49	0,40	6,7	39,4	10,6
12	4,00	23,5	250	1,00	11,3	0,006	0,45	0,37	6,2	61,1	9,5
13	4,41	24,6	172	0,91	1,40	0,008	0,45	0,41	27,6	39,4	3,9
14	4,00	24,1	194	0,92	1,34	0,005	0,46	0,37	18,8	36,8	8,5
15	8,76	11,2	7,4	0,25	0,23	0,012	0,23	0,39	19,9	118	2,9
16	6,50	23,3	26,0	0,18	1,22	0,018	0,23	0,04	35,1	42,0	15,8
17	6,60	21,5	19,5	0,20	0,74	0,017	0,21	0,03	23,5	34,5	11,6
18	8,93	19,5	117	0,21	4,10	0,017	5,00	0,81	32,6	51,5	7,1
19	7,85	20,6	93,8	0,97	2,78	0,022	0,56	0,44	7,2	48,1	9,9
20	7,40	21,6	470	0,25	1,10	0,016	0,81	0,35	45,1	54,4	9,9
21	7,35	13,6	109	0,95	1,74	0,012	0,31	0,17	2,9	44,8	8,9
22	8,09	11,0	162	0,77	2,13	0,016	0,46	0,19	8,5	30,4	6,6
23	8,22	13,6	39,9	0,49	1,17	0,013	0,34	0,35	9,9	20,6	4,6
24	8,83	22,1	73,1	0,54	0,72	0,014	0,24	0,42	35,9	95,3	7,9
25	7,34	22,4	479	0,26	1,14	0,015	0,83	0,34	82,7	104	19,0
26	4,93	22,0	162	0,94	1,68	0,008	0,45	0,39	1,9	34,8	4,7
27	3,13	55,0	79,9	0,39	0,59	0,012	0,24	0,48	1,0	61,5	2,3
28	5,30	34,9	93,2	0,71	1,52	0,013	0,39	0,46	0,7	42,0	11,5
29	2,49	76,0	11,0	0,02	0,28	0,018	0,09	0,55	2,9	73,0	3,7
30	7,34	62,1	233	5,82	1,17	0,029	2,86	0,23	17,2	122	9,6
PВ _{сг}	5,82	22,3	94,9	0,38	0,87	0,016	0,47	0,29	16,1	51,0	8,3
PВ _{min}	2,49	9,9	7,4	0,02	0,08	0,005	0,09	0,03	0,7	13,3	2,3
PВ _{max}	8,93	76,0	479	5,82	11,3	0,145	5,00	1,18	152	259	19,0
ПДК, по [Сан-ПиН, 2002]	10	500	—	100	50	—	50	250	50000	50000	—
ПВЗВ, по [Шварцев, 1998]	6,2	55,9	98,2	1,28	2,83	—	1,64	0,89	—	550	—
РМ*	4,07	10,2	38	0,71	0,70	0,0068	0,62	0,42	100	70	—

Примечания: * Si — по [Meubeck, 2004], P_{min} — по [Савенко, Савенко, 2007], остальные элементы — по [Gaillardet et al., 2004].

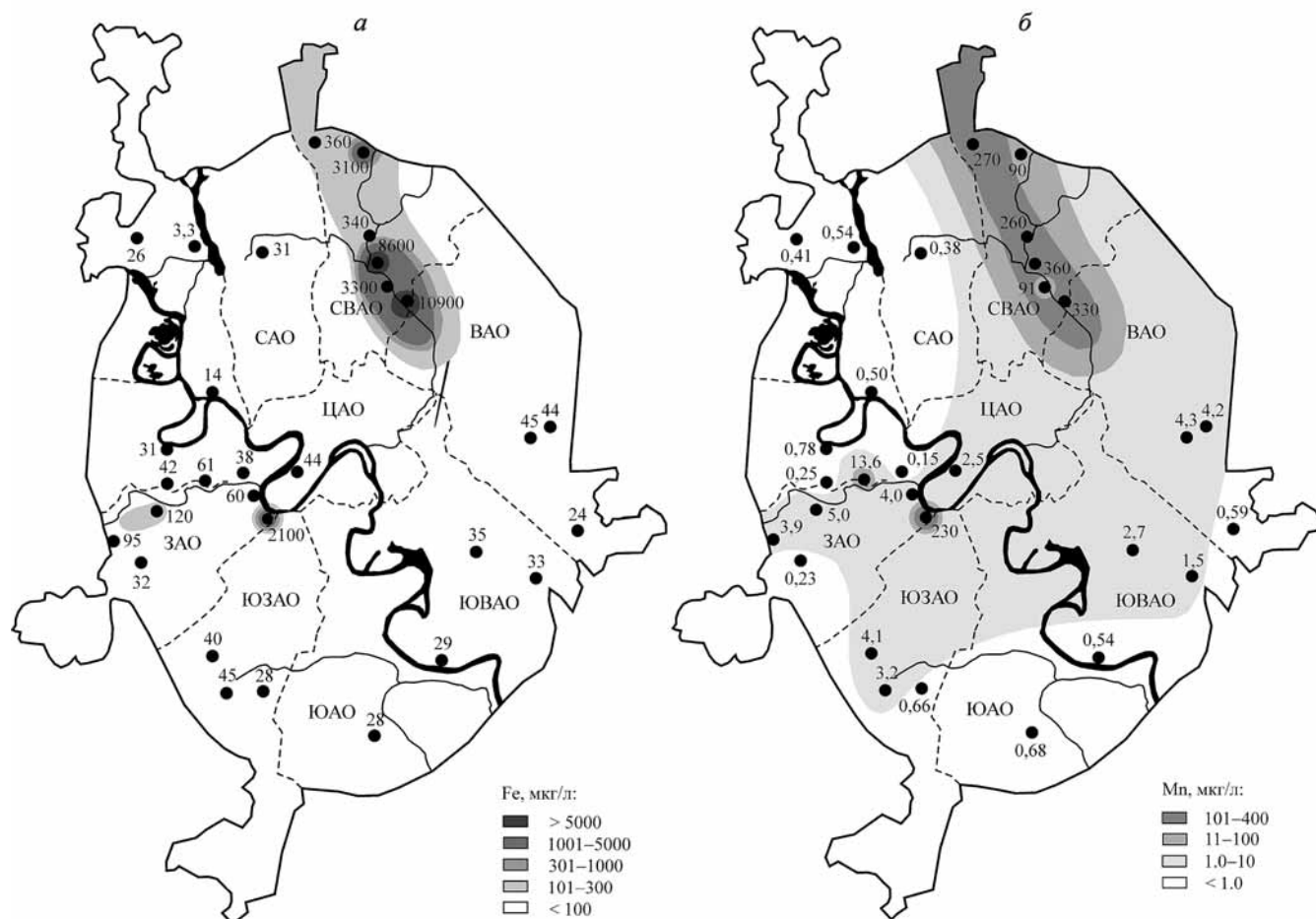


Рис. 3. Пространственное распределение растворенных форм железа (а) и марганца (б) в водах родников Москвы

чительно меньшем ПДК (табл. 6). Концентрация железа и марганца в некоторых пробах (т. 2–7 и 18) превышает ПДК для питьевой воды до 36 и 3,6 раза соответственно. Предшествующее обследование 7 родников [Швец и др., 2002] показало более низкое содержание железа и марганца в пределах 10–330 и ~0–30 мкг/л соответственно, что может быть связано с малочисленностью и неравномерностью отобранных проб. По нашим данным, область максимальной концентрации железа и марганца образует четко выраженную гидрохимическую аномалию на северо-востоке города, тогда как на остальной его территории содержание этих элементов практически везде соответствует природному фону (рис. 3). В том, что отмеченные аномалии не следствие антропогенного загрязнения, убеждает отсутствие в этом районе аномалий других тяжелых металлов.

Величины концентрации растворенных форм железа и марганца тесно коррелируют между собой ($r = 0,77$). Железо, помимо описанных выше связей с молибденом, вольфрамом и сурьмой, также коррелирует с сульфатами ($r = 0,80$) и ураном ($r = 0,84$), а марганец — только с ураном, причем в меньшей степени ($r = 0,72$). Корреляция железа с сульфатами, скорее всего, связана с тем, что оба компонента поступают в подземные воды в

результате окисления пирита вмещающих пород, при котором образуются сульфаты и повышается кислотность водной среды, способствующая переходу железа в растворенное состояние. Для других тяжелых металлов значимые корреляционные связи не установлены.

Элементы-гидролизаты (Al, Ga, Ti, Zr, U).

Содержание элементов-гидролизатов, за исключением урана, в водах родников существенно ниже по сравнению с их концентрацией в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата и в мировом речном стоке (табл. 7). Так, средние значения концентрации алюминия и галлия в водах родников в 8,7 и 5,6 раза меньше, чем в реках мира, и почти на 2 порядка (в 45 и 96 раз соответственно) меньше таковых в подземных водах зоны выщелачивания. Вместе с тем отношения Al/Ga различаются не так сильно, составляя 680, 320 и 1070 для родниковых вод, подземных вод зоны выщелачивания и речного стока соответственно. Учитывая сходство химических и геохимических характеристик алюминия и галлия, последнее обстоятельство можно рассматривать, с одной стороны, как косвенное подтверждение достоверности представленных в статье аналитических данных об этих элементах, а с другой — как свидетельство действия естественных факторов, обуславливаю-

Таблица 6

Содержание растворенных форм тяжелых металлов в водах родников Москвы

№ точки (параметр)	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Cd	Ag	Sn
	мкг/л							нг/л		
1	0,38	30,9	0,16	0,51	0,66	5,4	0,41	17,7	2,40	57,1
2	272	361	0,09	0,55	1,28	50,6	0,15	14,3	1,40	10,9
3	90,2	3090	0,03	0,11	1,42	32,8	0,35	7,4	1,76	27,2
4	260	338	0,08	0,68	1,52	36,1	0,20	19,8	4,61	21,4
5	357	8640	0,66	1,89	1,05	89,6	0,29	14,3	1,20	15,7
6	91,0	3290	0,03	0,05	0,25	56,7	0,31	4,6	1,28	22,4
7	326	10900	0,63	3,01	0,95	76,1	0,32	12,9	1,06	24,8
8	4,19	44,0	0,09	7,14	2,28	60,5	0,20	47,3	3,36	12,9
9	4,29	44,6	0,09	7,34	2,82	55,6	0,21	35,5	5,37	31,5
10	0,59	24,1	0,24	0,63	0,84	9,9	0,44	—	1,75	33,1
11	1,52	32,9	0,28	1,04	2,45	15,1	0,53	274	0,33	13,6
12	2,68	35,4	0,36	2,40	8,60	27,7	0,60	—	1,74	61,2
13	0,54	29,4	0,24	0,71	0,71	6,8	0,40	168	1,04	28,7
14	0,68	28,1	0,26	0,76	0,74	8,4	0,40	87,1	0,57	24,5
15	0,66	28,2	0,06	0,26	0,94	130	0,23	10,2	0,40	9,0
16	3,21	45,0	1,04	7,56	3,09	63,1	0,37	42,8	11,1	63,3
17	4,14	39,7	0,07	7,19	1,45	126	0,15	30,7	3,45	19,5
18	230	2140	0,29	0,77	1,83	8,8	0,37	20,9	1,47	25,2
19	4,04	60,1	0,05	0,66	1,15	8,2	0,30	10,9	0,71	15,3
20	0,15	38,4	0,08	0,51	0,70	29,7	0,28	9,9	2,01	32,8
21	13,6	61,1	0,05	0,88	2,35	11,3	0,56	37,0	5,92	18,5
22	4,96	120	0,06	1,08	3,44	14,4	0,38	28,6	7,93	18,2
23	0,23	32,5	0,05	0,26	0,51	42,0	0,35	10,0	2,26	2,3
24	3,86	94,7	0,06	1,13	5,08	18,4	0,72	93,6	7,43	59,9
25	0,25	41,5	0,10	1,87	4,69	57,8	0,51	23,1	4,31	106
26	0,78	31,1	0,20	0,90	1,52	8,7	0,41	123	0,34	14,1
27	0,50	13,8	0,18	0,38	0,62	5,7	0,36	26,5	0,12	0,9
28	0,41	25,6	0,13	0,52	1,14	15,5	0,44	32,4	1,06	23,3
29	0,54	3,3	0,10	0,17	0,51	4,5	0,22	21,6	0,42	2,3
30	2,52	44,0	0,76	6,98	1,35	10,7	0,33	74,4	2,92	41,6
PВ _{сг}	4,05	91,1	0,14	0,93	1,37	22,9	0,34	27,7	1,64	19,5
PВ _{min}	0,15	3,3	0,03	0,05	0,25	4,5	0,15	4,6	0,12	0,9
PВ _{max}	357	10900	1,04	7,56	8,60	130	0,72	274	11,1	106
ПДК, по [СанПиН, 2002]	100	300	100	100	1000	5000	30	1000	50000	—
ПВЗВ, по [Шварцев, 1998]	59,2	689	0,34	3,45	4,85	42,8	3,10	150	240	440
РМ, по [Gaillardet et al., 2004]	34	66	0,15	0,80	1,48	0,60	0,079	80	4	—

ших их низкую концентрацию в родниковых водах. Одним из таких факторов может быть контакт вод родников с карбонатными породами и содержащими карбонаты песками и глинами. Растворенные формы алюминия и галлия обладают способностью эффективно сорбироваться на карбонатах кальция и магния, тогда как содержание алюминия и галлия в этих породах, как известно, резко меньше, чем в других главных типах осадочных пород.

Концентрация титана и циркония в водах родников ниже их содержания в подземных водах зоны выщелачивания в 7,5 и 70 раз соответственно, но приближается к средним оценкам для рек мира,

отличаясь от них в 2,4 раза в большую сторону для титана и в 1,8 раза в меньшую сторону для циркония. Среднее содержание урана в водах родников (0,74 мкг/л при диапазоне изменений от 0,01 до 17,6 мкг/л) значимо не отличается от средних значений для подземных вод зоны выщелачивания (0,51 мкг/л) и рек мира (0,37 мкг/л).

Уран, аналогично железу, плотно коррелирует с сульфатами ($r = 0,94$) и сурьмой ($r = 0,81$), что, вероятно, связано с высвобождением этих элементов из оксигидроксидов железа при растворении серной кислотой, образующейся при окислении

Таблица 7

Содержание растворенных форм микроэлементов-гидролизатов в водах родников Москвы

№ точки (параметр)	Al	Ga	Ti	Zr	U
	мкг/л	нг/л	мкг/л	нг/л	мкг/л
1	2,35	5,5	1,05	70,4	1,91
2	1,79	11,4	1,26	17,0	4,16
3	2,19	6,2	1,47	16,5	0,01
4	3,63	11,4	1,28	14,7	4,20
5	3,64	9,8	1,15	54,1	17,3
6	1,80	6,7	1,52	25,8	0,01
7	3,63	10,4	0,96	66,8	17,6
8	3,90	13,4	1,13	6,3	0,04
9	5,04	13,9	1,20	13,1	0,07
10	2,72	5,3	0,76	26,2	1,04
11	3,04	5,8	0,92	22,2	1,34
12	5,76	5,4	0,99	33,3	1,29
13	3,02	4,8	0,91	28,7	1,47
14	2,80	4,8	0,83	17,3	1,29
15	4,00	1,6	1,48	6,8	0,45
16	6,12	15,7	1,17	41,3	0,04
17	4,31	13,9	1,11	7,1	0,04
18	4,91	7,3	1,64	42,8	0,34
19	3,02	2,9	1,38	54,3	3,01
20	2,74	2,1	1,71	23,9	2,94
21	5,44	3,5	1,41	13,2	2,86
22	12,3	7,0	1,95	12,3	6,39
23	3,58	2,0	1,37	8,1	1,65
24	24,1	8,7	2,03	28,1	1,25
25	3,62	4,5	1,75	46,4	2,93
26	2,32	3,7	0,98	23,9	1,69
27	2,24	2,5	0,62	10,1	0,54
28	3,00	4,1	0,97	41,4	1,64
29	1,76	0,8	0,41	11,9	0,02
30	5,04	4,1	1,54	19,9	1,76
PВ _{сг}	3,66	5,4	1,17	21,5	0,74
PВ _{min}	1,76	0,8	0,41	6,3	0,01
PВ _{max}	24,1	15,7	2,03	70,4	17,6
ПВЗВ, по [Шварцев, 1998]	165	520	8,82	1510	0,51
РМ, по [Gaillardet et al., 2004]	32	30	0,49	39	0,37

пирита. Значимые корреляционные связи с участием других элементов-гидролизатов отсутствуют.

Величина ПДК для алюминия составляет 500 мкг/л [СанПиН..., 2002]. Максимальная концентрация алюминия в родниках Москвы до-

стигает 24 мкг/л, что в 20 раз ниже действующего значения ПДК. Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-

Заключение. Определено содержание макро- и микроэлементов в 30 родниках Москвы в период зимней межени. Среднегеометрические значения концентрации и диапазоны значений для компонентов основного солевого состава и кремния составляют (мг/л): Na^+ 30,0 (5,5–196), K^+ 1,66 (0,74–8,44), Mg^{2+} 22,1 (2,2–47,9), Ca^{2+} 68,6 (3,1–159), Cl^- 72,6 (5,2–500), SO_4^{2-} 93,0 (19,3–414), HCO_3^- 140 (81,1–237), Si 5,82 (2,49–8,93). Соответствующие величины для микроэлементов составляют (мкг/л): Rb 0,77 (0,26–4,24), Cs 0,013 (0,001–0,054), Be 0,0025 (0,0007–0,0107), Sr 265 (90–858), Ba 43,3 (4,0–161), B 22,3 (9,9–76,0), $\text{P}_{\min}$ 94,9 (7,4–479), V 0,38 (0,02–5,82), Cr 0,87 (0,08–11,3), Ge 0,016 (0,005–0,145), As 0,47 (0,09–5,00), Mo 0,29 (0,03–1,18), W 0,016 (0,001–0,152), Sb 0,051 (0,013–0,259), Te 0,0083 (0,0023–0,019), Mn 4,05 (0,15–357), Fe 91,1 (3,3–10900), Co 0,14 (0,03–1,04), Ni 0,93 (0,05–7,56), Cu 1,37 (0,25–8,60), Zn 22,9 (4,5–130), Pb 0,34 (0,15–0,72), Cd 0,028 (0,005–0,274), Ag 0,0016 (0,0001–0,011), Sn 0,020 (0,0009–0,106), Al 3,66 (1,76–24,1), Ga 0,0054 (0,0008–0,016), Ti 1,17 (0,41–2,03), Zr 0,022 (0,006–0,070), U 0,74 (0,01–17,6). Измеренные значения концентрации в пределах порядка величины согласуются со средним содержанием изученных элементов в реках мира и в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата (для последних оценки для Be, Ag, Sn и Sb, полученные ранее с использованием менее точных и чувствительных методов анализа, вероятно, завышены).

Минерализация грунтовых вод Москвы изменяется в широких пределах — от 188 до 1080 мг/л, однако превышение ПДК для суммы солей (1000 мг/л) обнаружено только в двух точках на северной окраине города. Наиболее тесные корреляционные связи минерализации выявлены с магнием, кальцием и натрием, а также с хлоридами и в меньшей степени с сульфатами. Кроме того, существует взаимосвязь между концентрацией отдельных макрокомпонентов: натрия с хлором, магния с кальцием, сульфатов с магнием и кальцием.

Установлено существование гидрохимической аномалии растворенных железа и марганца на северо-востоке Москвы, в пределах которой превышение ПДК по указанным элементам достигает 36 и 3,6 раза соответственно, тогда как на остальной территории города измеренные концентрации практически повсеместно находятся на уровне природного фона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гидрогеология СССР. Т. 1. Московская и смежные области / Под ред. Д.С. Соколова. М.: Недра, 1966.

Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Вода, 2006.

Лиманцева О.А. Условия формирования химического состава родниковых вод на территории Москвы и прогноз его изменения под влиянием техногенной нагрузки: Автореф. канд. дисс. М., 2004.

Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971.

Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеиздат, 1986.

Савенко В.С., Савенко А.В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007.

СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Минздрав РФ, 2002.

Храменков С.В., Матвеев Ю.П., Кузьмина Н.П., Романова Г.И. Оценка качества воды родников // Водоснабжение и санитарная техника. 1997. № 3. С. 5–7.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998.

Швец В.М., Лисенков А.Б., Попов Е.В. Родники Москвы. М.: Научный мир, 2002.

Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace elements in river waters // Treatise on Geochemistry. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 225–272.

Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers // Treatise on Geochemistry. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 207–223.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 556.332.629

Е.А. Дедюлина¹, П.Ю. Василевский², С.П. Поздняков³**ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТОВ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ К ПАРАМЕТРУ СВЯЗНОСТИ ПОР ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Знание величины инфильтрационного питания — необходимое условие при решении разного класса гидрогеологических задач. Один из методов расчета инфильтрационного питания — метод моделирования влагопереноса в зоне аэрации. При расчетах инфильтрационного питания используются параметры влагопереноса, в частности, параметр связности пор l . Чувствительность расчетного питания к значению параметра l , особенно в условиях гумидного климата, изучена недостаточно. Для расчета инфильтрационного питания методом моделирования влагопереноса нами использованы данные экспериментального определения параметров влагопереноса для образцов с двух площадок с разными ландшафтными условиями и строением зоны аэрации: лесной на песках и полевой на суглинках. Кроме того, выполнен расчет для значения $l=0,5$ и для параметра l для этого типа отложений по литературным данным. Анализ результатов расчета показал, что использование фиксированной величины $l=0,5$ ведет к значительному завышению расчетного питания как для лесного, так и для полевого ландшафта, что подчеркивает важность экспериментального определения параметров влагопереноса при расчетах инфильтрационного питания. Анализ компонентов водного баланса показал, что увеличение расчетного питания с увеличением значения параметра l связано в основном с уменьшением испарения из верхнего слоя почвы.

Ключевые слова: инфильтрационное питание, зона аэрации, моделирование влагопереноса, параметр связности пор, водный баланс.

Information on recharge value is necessary for solving different classes of hydrogeological problems. One of the methods of recharge estimation is simulation of flow in vadose zone. Soil hydraulic parameters are used to estimate recharge by flow in vadose zone. One of the hydraulic parameters is the pore connectivity parameter l . The sensitivity of estimated recharge to the value of pore connectivity parameter, especially under humid climate conditions, is studied insufficiently. In present study, the experimental values of soil hydraulic parameters of samples from two different sites with various landscape conditions and vadose zone structure (forest landscape on sand and field landscape on loam) were used to estimate recharge. Recharge estimation was also carried for the value of $l=0,5$ and for reported values of l parameter for certain type of sediment. Analysis of calculation results demonstrated that using fixed value of $l=0,5$ leads to significant overestimation of calculated recharge both for forest and field landscapes, which emphasizes the importance of experimental definitions of soil hydraulic parameters for recharge estimation. The analysis of the water balance components showed that the increase of estimated recharge with enhancement of l value is mainly associated with the decrease of evaporation from the upper soil layer.

Key words: groundwater recharge, vadose zone, simulation of unsaturated flow, pore connectivity parameter, water balance.

Введение. Инфильтрационное питание — основной источник формирования естественных ресурсов подземных вод в гумидной зоне. Кроме того, интенсивностью инфильтрационного питания определяется скорость миграции загрязнения с поверхности земли до уровня грунтовых вод. Знание величины инфильтрационного питания — необходимое условие для решения как ресурсных, так и экологических задач гидрогеологии методами математического моделирования.

Для определения величины инфильтрационного питания существует множество методов, которые подразделяются на две группы: региональные (площадные) и локальные (точечные). В последнее время один из наиболее используемых — метод моделирования влагопереноса в зоне аэрации. Этот точечный метод позволяет учитывать трансформацию осадков на поверхности земли, а также ненасыщенный влагоперенос в зоне аэрации с учетом эвапотранспирации и отбора влаги корнями

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер; e-mail: lazareva_e_a@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: valenciacf@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор; e-mail: spozd@mail.ru

растений [Гриневский и др., 2010]. При моделировании влагопереноса в зоне аэрации используется ряд параметров, среди которых выделим параметр связности пор l , который находится в показателе степени величины относительной насыщенности в зависимости Ван Генухтена–Муалема [Muallem, 1976]. Параметр l обычно получают при подборе параметров влагопереноса к опытным кривым основной гидрофизической характеристики (ОГХ) и функции влагопроводности. Во многих работах, а также по умолчанию при моделировании [Simunek et al., 2013] параметр связности пор принимают равным 0,5. Однако существует ряд публикаций, в которых указано, что значение параметра связности пор может быть отрицательным [Schaap et al., 2000; Seboong et al., 2013; Wang et al., 2009; Wosten et al., 1988; Yoshiki et al., 2001].

Влияние значения параметра l на величину расчетного инфильтрационного питания исследовано недостаточно, особенно для условий гумидного климата. Цель нашего исследования — определение чувствительности расчетного питания к параметру связности пор. Для достижения поставленной цели последовательно решались следующие задачи: экспериментальное определение параметров влагопереноса пород зоны аэрации лесного и полевого ландшафта на территории Звенигородской биологической станции МГУ имени М.В. Ломоносова; расчет инфильтрационного питания методом моделирования влагопереноса в зоне аэрации с использованием экспериментально полученных параметров и значения параметра l , равного 0,5, и литературных значений параметра l для этого типа отложений; сравнение полученных значений инфильтрационного питания и составляющих водного баланса при разных значениях параметра l .

Расчетная модель формирования питания и ее параметры. Модель влагопереноса в зоне аэрации представлена уравнениями одномерной насыщенно-ненасыщенной фильтрации от поверхности земли до уровня грунтовых вод и реализована в программном коде HYDRUS-1D [Simunek et al., 2013], который использовался для моделирования инфильтрационного питания в нашем исследовании:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_\theta(S) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) - TR_p(z, t, h), \quad (1)$$

$$k_\theta(S) = k \cdot S^l \left[1 - \left(1 - S^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2; \quad l > -\frac{2}{m}, \quad (2)$$

$$S(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} [1 + |\alpha|^n]^{-m}, & \text{при } h < 0, \\ 0, & \text{при } h \geq 0, \end{cases} \quad (3)$$

где $S(h)$ — насыщенность пор подвижной влагой, $\theta(h)$ — равновесная объемная влажность (влажность, соответствующая отрицательной высоте давления влаги в ненасыщенной зоне (всасывающему давлению), h , см); θ_r — остаточная объемная влажность; θ_s — объемная влажность, близкая к влажности насыщения за вычетом объема, занятого заземленным воздухом (принимается равной пористости); α — эмпирический параметр, обратный давлению барботирования (входа воздуха), 1/см; n — эмпирический параметр, зависящий от ранга распределения пор по размерам; $m = 1 - 1/n$; l — эмпирический параметр связности пор; k_θ — коэффициент влагопереноса при объемной влажности θ , см/сут; k — коэффициент фильтрации при полном влагонасыщении, см/сут; TR_p — транспирация, 1/сут.

Для расчета питания уравнение (1) решается совместно с системно-зависимым граничным условием на поверхности, определяющим баланс поступающей на поверхность земли влаги от выпадающих осадков и снеготаяния с испарением доступной влаги с поверхности почвы. При этом испарение принимается равным потенциальному испарению (испаряемости), если высота всасывания больше равновесной высоты h_{krit} , и равным нулю, если высота всасывания достигает этой равновесной высоты. Равновесная высота зависит от относительной влажности воздуха H_r , как показано в [Simunek et al., 2013]:

$$h_{krit} = \frac{RT}{M_g} \ln(H_r), \quad (4)$$

где R — универсальная газовая постоянная, Дж/моль/град; T — абсолютная температура приземного воздуха, град; g — ускорение свободного падения, м/с²; M — молекулярная масса воды, кг/моль.

Зависимость k_θ от θ — это зависимость коэффициента влагопереноса от влажности. Зависимость всасывающего давления (капиллярно-сорбционного давления влаги) h от θ называется ОГХ [Шейн, 2005]. Уравнение (3) для описания ОГХ впервые предложено Ван Генухтеном, а уравнение (2) получено на основе использования подхода И. Муалема [Muallem, 1976] для вычисления связи коэффициента влагопереноса по известному коэффициенту фильтрации и известной ОГХ. Поэтому систему уравнений (2–3) называют моделью Ван Генухтена–Муалема.

Наше исследование было сфокусировано на параметре связности пор l , который ввел И. Муалем [Muallem, 1976] в модели, позволяющей вычислить коэффициент влагопереноса по кривой ОГХ. Он рекомендовал использовать значение $l=0,5$ в качестве универсального для дисперсных пород. Однако его вывод основан на работе с 45 преимущественно крупнозернистыми образцами пород, причем при среднем значении 0,5, в зависимости

от образца значение параметра l изменялось от -5 до 5 . В действительности, как показывают многочисленные исследования последних десятилетий, значение параметра l может быть отрицательным, причем наблюдается тенденция к уменьшению l с увеличением дисперсности породы.

Так, в работе [Wosten et al., 1988] на основе опробования около 200 образцов, сделан вывод, что значение параметра l может варьировать в более широких пределах: от -16 до 2 . Кроме того, в указанной работе отмечено, что фиксация значения параметра l , равного $0,5$, при подборе параметров влагопереноса к результатам опробования дает удовлетворительное схождение модельных и экспериментальных значений объемной влажности при работе с крупнозернистыми образцами и неудовлетворительное схождение при работе с мелко- и среднезернистыми, а тем более с глинистыми образцами.

В работе [Yoshiki et al., 2001] указано, что для 87 образцов дисперсных пород значение параметра l изменяется от $3,2$ до $-5,2$ при среднем значении $-0,9$. Также показана зависимость k_θ от l и сделан вывод о том, что использование подобранных значений параметра l позволяет получить лучшую сходимость с экспериментальными значениями k_θ (θ), чем использование фиксированного значения параметра l , равного $0,5$.

В работе [Seboong et al., 2013] по экспериментальным данным подобраны значения параметра l для 8 дисперсных образцов (от песков до супесей), отобранных на территории Южной Кореи. Значения параметра l изменялись от $-3,7$ до $-1,5$.

В работе [Wang et al., 2009] описаны результаты подбора параметра l для 51 песчаного и 19 супесчаных образцов. Среднее значение для песчаных образцов составило $-0,15$, а для супесчаных $-0,68$. Кроме того, указано, что при использовании отрицательных значений параметра l по модели Ван Генухтена–Муалема могут возникать физически необъяснимые явления — коэффициент влагопереноса может возрасти по мере уменьшения объемной влажности. Именно поэтому уравнение (2) записано нами здесь с формальным ограничением на связь параметров l и m , гарантирующим монотонное убывание значений коэффициента влагопереноса при уменьшении насыщенности пор от единицы до нуля. Использование значения $l=0,5$ в соответствии с рекомендацией И. Муалема позволяет избежать подобных явлений, однако приводит к худшему совпадению модельных и экспериментальных кривых влагопроводности. Авторы работы [Wang et al., 2009] также исследовали чувствительность инфильтрационного питания к изменению параметров влагопереноса и пришли к выводу, что в аридных условиях на инфильтрационное питание больше всего влияют параметры l и n . С их увеличением повышается и величина инфильтрационного питания в ос-

новном из-за уменьшения величины испарения из почвы.

В работе [Schaap et al., 2000] сделан подбор значения параметра l для 235 образцов дисперсных пород от песков до глин. Среднее значение параметра l изменялось от $-1,28$ для песков до $-6,97$ для суглинков при среднем значении для всех образцов $-3,09$. Авторы отмечают, что использование подобранных значений параметра l значительно уменьшает среднеквадратичную ошибку между модельными и экспериментальными кривыми по сравнению со стандартным значением $l=0,5$. Авторы указанной работы также обращают внимание, что отрицательные значения параметра связности пор затрудняют интерпретацию модели Ван Генухтена–Муалема, так как они означают, что с уменьшением объемной влажности связность между порами должна увеличиваться. При отрицательных значениях параметра l происходит более плавное снижение значений коэффициента влагопереноса, чем при положительных. Эти авторы приходят к выводу, что в действительности параметры l и k в уравнении Ван Генухтена–Муалема — всего лишь эмпирические коэффициенты, которые не имеют физической интерпретации, причем другие исследования тоже подтверждают, что подбор этих эмпирических параметров к экспериментальным данным позволяет реалистично предсказывать значения k по модели Ван Генухтена–Муалема, вполне отвечающие значению коэффициента фильтрации образцов при полном насыщении.

Таким образом, влияние значения параметра l на величину расчетного инфильтрационного питания исследовано недостаточно, особенно для условий гумидного климата, и изучено нами на примере территории Звенигородской биологической станции (ЗБС) МГУ имени М.В. Ломоносова.

Краткое описание объекта исследований. Образцы для исследования отобраны на территории ЗБС в Одинцовском районе Московской области. Климат района умеренно-континентальный, гумидный. Среднегодовая температура воздуха $+4,8$ °С. Среднегодовая сумма осадков 660 мм. Рельеф территории представляет собой холмистую равнину, расчлененную овражной и речной сетью с абсолютными отметками до $+200$ м. В гидрогеологическом отношении район исследований принадлежит к центральной части Московского артезианского бассейна. Аллювиальные отложения высокой поймы и первой надпойменной террасы служат водовмещающими для безнапорного грунтового водоносного горизонта. В составе аллювия представлены суглинки, мелкозернистые и крупнозернистые пески, алевролиты, гравий и галька. Для этой местности характерны два вида ландшафтов: лесной (с елово-широколиственной растительностью) и полевой (с луговой разнотравной растительностью). В лесном ландшафте

средняя глубина залегания уровня грунтовых вод составляет 1,7 м, в полевом — 3,5 м.

Характеристика использованных данных и методики расчета. Для изучения разрезов и отбора образцов на территории ЗБС пройдено два шурфа: один в лесном ландшафте и один — в полевом. Шурфы расположены на первой надпойменной террасе р. Москва, сложенной современными верхнечетвертичными аллювиальными отложениями мощностью 5–7 м. Шурф в лесном ландшафте пройден до глубины 1,1 м, в полевом ландшафте — до глубины 1,6 м. В лесном шурфе породы зоны аэрации представлены (сверху вниз): песком мелкозернистым, супесью и мелкозернистым песком. В полевом шурфе породы зоны аэрации представлены дерном, супесью, суглинком. Для каждой литологической разности с помощью режущих обойм отобраны образцы пород зоны аэрации (табл. 1).

Таблица 1

Описание шурфов

№ слоя	Глубина, м	Литологическое описание пород	Глубина отбора, м
лесной шурф			
1	0–0,35	песок мелкозернистый	0–0,09
2	0,35–0,80	супесь	0,35–0,44
3	0,80–1,10	песок мелкозернистый	0,90–0,99
полевой шурф			
1	0–0,20	дёрн	0–0,09
2	0,20–0,70	супесь	0,43–0,52
3	0,70–1,10	суглинок	1,0–1,09
4	1,01–1,60	суглинок	1,48–1,57

Для определения ОГХ и зависимости коэффициента влагопереноса от влажности мы применяли метод центрифугирования на основе использования лабораторной центрифуги ОПН-16. Суть метода центрифугирования заключается во вращении полностью водонасыщенных образцов ненарушенного сложения в центрифуге. При вращении образцы теряют часть влаги, а каждому значению скорости вращения соответствует определенная величина высоты всасывающего давления (при экспериментах высота всасывания достигала 11 050 см).

После вращения при каждом значении скорости вращения образцы взвешивают, рассчитывают их объемную влажность. Выполнена серия опытов по вращению одних и тех же образцов с разной скоростью, таким образом восстанавливается ОГХ. При вращении образцов с заданной скоростью определяли динамику убыли объемной влажности, по которой вычисляли коэффициент влагопереноса. Более подробно метод центрифугирования описан в [Смагин и др., 1998].

После проведения опытов по дренированию водонасыщенных образцов с помощью центрифуги результаты опыта были обработаны для подбора

параметров влагопереноса к экспериментальным кривым ОГХ и коэффициента влагопереноса. Один из способов подбора параметров — использование кода RETC [Van Genuchten et al., 1991], который позволяет провести подбор параметров влагопереноса с применением метода наименьших квадратов при совмещении опытных и модельных кривых ОГХ и коэффициента влагопереноса. Программа предоставляет статистические показатели качества соответствия модельных и опытных кривых, доверительные интервалы подбора параметров, что позволяет оценить качество их подбора согласно уравнениям Ван Генухтена и Муалема, одновременно используя экспериментальные данные о влажности и коэффициенте влагопереноса при заданной высоте всасывающего давления.

После подбора параметров влагопереноса по экспериментальным данным инфильтрационное питание оценивается с помощью моделирования процессов влагообмена на поверхности земли и влагопереноса в зоне аэрации. Суть методики моделирования сводится к последовательному моделированию процессов трансформации осадков на поверхности земли с помощью кода SurfBal [Гриневский et al., 2010]. В результате моделирования при помощи Surfbal формируется переменное во времени атмосферное граничное условие на поверхности земли для уравнения влагопереноса, рассчитывается суточная потенциальная транспирация, потенциальное испарение, а также равновесная высота всасывания на поверхности почвы.

Затем эти данные используются для моделирования вертикального влагопереноса в зоне аэрации от поверхности земли до уровня грунтовых вод с помощью кода HYDRUS-1D [Simunek et al., 2013]. При этом метеорологические условия на поверхности ландшафта описываются интенсивностью поступления осадков, расчетной величиной потенциальной эвапотранспирации и температурой воздуха. Моделирование трансформации осадков на поверхности земли включает задержку влаги растительностью, испарение с поверхности листьев и снега, накопление снежного покрова, его консолидацию и таяние, промерзание верхнего слоя, а также поверхностный сток.

Ландшафтные условия учитываются через особенности растительности (динамика развития листьев, мощность корневой зоны и зависимость транспирационной способности от влажности почвы). Влияние строения зоны аэрации и глубины залегания уровня подземных вод учитывается через гидрофизические характеристики пород зоны аэрации (θ_r , θ_s , α , n , l , k) и граничное условие на нижней границе модели, определяющее водообмен между зоной аэрации и подземными водами. Величина инфильтрации в каждый текущий расчетный момент времени оценивается как расход влаги, поступающей на нижнюю границу расчетного профиля [Гриневский и др., 2010].

Таблица 2

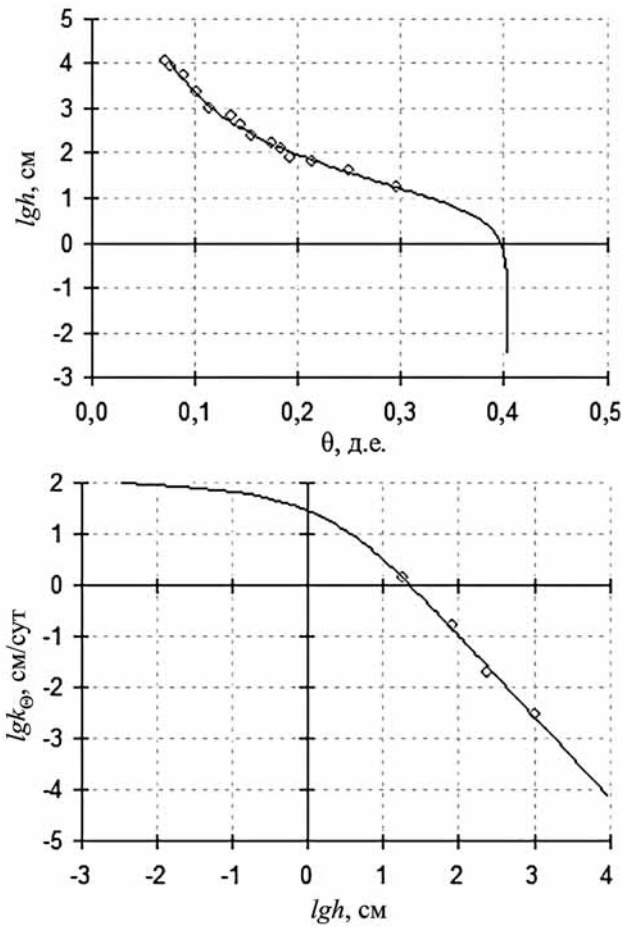
Результаты подбора параметров влагопереноса в программе RETC по экспериментальным данным

Параметр	Лесной шурф			Полевой шурф			
	номер образца			номер образца			
	1	2	3	1	2	3	4
Глубина, см	0–9	35–44	90–99	0–9	43–52	100–109	148–157
Макро-описание	песок	супесь	песок	дерн	супесь	суглинок	суглинок
l	–3,5	–4,1	–2,5	–3,8	–4,5	–8,2	–5,9
α , 1/см	0,143	0,021	0,082	0,050	0,010	0,025	0,004
n	1,320	1,338	1,420	1,344	1,345	1,130	1,181
θ_r	0,042	0,086	0,039	0,112	0,080	0,080	0,078
θ_s	0,403	0,425	0,295	0,481	0,389	0,394	0,360
k, м/сут	1,1	0,04	0,53	0,09	0,01	0,13	0,009

Таблица 3

Значения параметра связности пор исследуемых образцов, использованные для различных сценариев моделирования

Номер слоя	Экспериментальные данные		Референтная фиксированная величина		Литературные данные (база Rosetta)	
	лес	поле	лес	поле	лес	поле
1	–3,5	–3,8	0,5	0,5	–0,87	–1,29
2	–4,1	–4,5			–0,76	–1,28
3	–2,5	–8,2			–0,93	–1,28
4		–5,9				–0,37



Кривая ОГХ и зависимость коэффициента влагопереноса от всасывающего давления для образца с глубины 0–9 см, отобранного из шурфа в лесном ландшафте (песчаная насыпь). Точками показаны экспериментальные данные, линией — модельная зависимость

При анализе полученных по экспериментальным данным величин инфильтрационного питания их сравнивали с значениями питания, полученными при использовании $l=0,5$ и литературными значениями параметра связности пор для конкретного типа отложений. Литературные значения параметра l принимались согласно базе данных Rosetta [Schaap et al., 2002], в которой приведены значения параметров влагопереноса для 2085 дисперсных образцов от крупнозернистых песков до суглинков и глин. Значение параметра связности пор принимали средним для этого типа отложений в базе, выбранные параметры приведены в табл. 2.

Результаты исследований и их обсуждение. На рисунке приведены характерные кривая ОГХ и зависимость коэффициента влагопереноса от всасывающего давления (аналог кривой влагопроводности), полученные в результате подбора с помощью программы RETC для образца с глубины 0–9 см, отобранного из шурфа в лесном ландшафте.

Подобные кривые были подобраны для всех 7 исследуемых образцов. В результате подбора кривых получены параметры влагопереноса, приведенные в табл. 3.

Полученные значения параметра связности пор для исследованных образцов изменяются от –2,5 до –8,2, в то время как классическая модель Ван Генухтена–Муалема фиксирует, что этот параметр равен 0,5. Однако согласно литературным данным значения параметра l могут изменяться в широких пределах — от –16 до 5. Как отмечено выше, этот параметр может значительно влиять на результаты моделирования влагопереноса [Wang et al., 2009].

В связи с этим нами исследовано влияние параметра связности пор пород зоны аэрации на составляющие водного баланса путем построения одномерных моделей влагопереноса в программе HYDRUS-1D и сравнения результатов моделирования. Строение моделей соответствовало разрезам пройденных шурфов. Параметры влагопереноса для каждого слоя моделей были заданы согласно результатам подбора в программе RETC по данным экспериментального опробования. Трансформацию осадков на поверхности земли моделировали с помощью кода Surfbal с использованием фактических метеоданных для ЗБС. Нижнее граничное условие задавалось I родом в соответствии с известной глубиной залегания уровня грунтовых вод. Расчет производился за период с 1990 по 2015 г. Выполнено три варианта расчетов для каждого типа ландшафта (табл. 3):

1) с экспериментально определенной величиной параметра связности пор l ;

2) с величиной параметра связности пор $l=0,5$ (фиксированная в классической модели Ван Генухтена–Муалема);

3) с величиной параметра связности пор l , рекомендуемой по литературным данным (база Rosetta [Schaap et al., 2002]) для исследуемого типа пород.

В результате моделирования получены величины инфильтрационного питания, транспирации и испарения из почвы для двух исследуемых площадей, осредненные за период с 1990 по 2015 г. (табл. 4).

Таблица 4

Значения составляющих водного баланса при различных сценариях моделирования для лесного и полевого ландшафта

Значения параметра связности пор	Величина инфильтрационного питания, мм/год		Величина транспирации, мм/год		Величина испарения из почвы, мм/год	
	лес	поле	лес	поле	лес	поле
Экспериментальные данные (–2,5... –8,2)	152	89	281	55	114	323
Литературные данные (–0,4... –1,3)	196	131	260	68	91	268
Референтное (0,5)	199	145	259	80	89	242

При увеличении значений параметра связности пор увеличивается величина инфильтрационного питания подземных вод как для лесного, так и для полевого ландшафта. По приведенным в табл. 4 данным видно, что параметр l влияет на величину инфильтрационного питания в основном через изменение величины испарения из почвы. При увеличении значения параметра связности пор уменьшается величина испарения из почвы как для полевого, так и для лесного ландшафта. Это уменьшение испарения связано с динамикой формирования просушенного в результате испарения приповерхностного слоя почвы, увлажненного в день выпадения осадков и просыхающего в сухие дни без дождя. Как следует из описанного выше атмосферного граничного условия, испарение прекращается в тот момент, когда на поверхности почвы в результате ее иссушения достигается высота всасывания, равная равновесной высоте h_{krit} . Характерные абсолютные значения равновесной высоты согласно зависимости (4) составляют 80–150 м. Из уравнений (2) и (3) можно записать, как связано при заданной высоте всасывания h отношение коэффициента влагопереноса при параметре связности пор l к референтному значению коэффициента влагопереноса при $l=0,5$:

$$\frac{k_{\theta}(l)}{k_{\theta}(l=0,5)} = \left(1 + |ah|^{-1/(m-1)}\right)^{(1/2-l)m}, \quad (5)$$

Использование в качестве примера параметров верхнего слоя для полевого ландшафта дает, что при равновесной высоте 100 м коэффициент влагопереноса при $l=-3,8$ примерно в 10^4 раз больше, чем при референтном значении l . А при рекомендованном в литературе значении l это соотношение составляет всего ~ 45 . Из этих соотношений следует, что для пропускания одного и того же потока влаги вверх к поверхности испарения при больших отрицательных величинах l необходим существенно меньший градиент высоты всасывания, чем при референтном значении. Следовательно, при референтном значении l быстрее происходит иссушение приповерхностного слоя, и процесс моделируемого испарения после очередного увлажнения завершается раньше. Таким образом, при референтном значении возникает «излишек» влаги, потенциально доступный для питания. Схожие результаты были получены для аридных условий в работе [Wang et al., 2009]. Так как в целом для полевого ландшафта величина испарения из почвы больше, чем для лесного, изменение параметра связности пор больше влияет на изменение испарения из почвы именно в полевом ландшафте.

Величина транспирации для лесного ландшафта незначительно уменьшается при увеличении значения параметра связности пор, а для полевого ландшафта наблюдается обратная закономерность, причем транспирация увеличивается значительно быстрее. Эта закономерность связана с более активным снижением испарения с увеличением l в полевом ландшафте, чем в лесном, что обуславливает больший объем влаги, доступный для транспирации в полевом ландшафте.

При использовании экспериментальных значений параметра связности пор получены наименьшие величины расчетного инфильтрационного питания. Следовательно, при использовании рекомендованных литературных данных или фиксированных значений параметра связности пор в результате моделирования влагопереноса в зоне аэрации для условий гумидного климата будут получены завышенные величины инфильтрационного питания как для лесного, так и для полевого ландшафта. Этот результат справедлив для расчетных величин инфильтрационного питания, полученных с помощью моделирования.

Выводы. 1. Выявлена значительная чувствительность расчетного инфильтрационного питания подземных вод к параметру связности пор. При увеличении значения параметра связности пор по результатам моделирования увеличивается расчетное инфильтрационное питание как для лесного, так и для полевого ландшафта, что связано в основном с уменьшением испарения из верхнего слоя почвы.

2. Использование литературных данных или фиксированного значения l , равного 0,5, ведет к

завышению расчетной величины инфильтрационного питания, что обуславливает важность экспериментального определения параметра связности пор при расчетах инфильтрационного питания методом моделирования влагопереноса.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на оценку влияния остальных па-

раметров влагопереноса на расчетную величину инфильтрационного питания в условиях гумидного климата, так как ранее подобные оценки проводились в основном для аридных условий.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-17-10187).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гриневский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.

Смагин А.В., Садовникова Н.В., Мизури Маауиа Бен Али. Определение основной гидрофизической характеристики почв методом центрифугирования // Почвоведение. 1998. № 11. С. 1362–1370.

Шеин Е.В. Курс физики почв: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.

Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media // Water Resour. Res. 1976. Vol. 12, N 3. P. 513–522.

Schaap M.G. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. University of Arizona, 2002.

Schaap M.G., Feike J.L. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem–Van Genuchten Model // Soil Sci. Soc. Amer. J. 2000. Vol. 64. P. 843–851.

Seboong Oh., Yun K.K., Jun-Woo K. A modified Van Genuchten–Mualem model of hydraulic conductivity in Korean residual soils // Water J. 2015. Vol. 7. P. 5487–5502.

Šimunek J.M., Sejna H.S., Sakai M., Van Genuchten M.T. Hydrus-1D manual version 4.17. Depart. of environ. sci., California, Riverside, University of California. 2013.

Van Genuchten M.T., Leij F.J., Yates S.R. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Riverside: U.S. Department of Agriculture, 1991.

Wang T., Zlotnik V.A., Šimunek J., Schaap M.G. Using pedotransfer functions in vadose zone models for estimating groundwater recharge in semiarid regions // Water Resour. Res. 2009. Vol. 45. Doi 10.1029/2008WR006903.

Wosten J.H., Van Genuchten M.T. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1988. Vol. 52. P. 1762–1770.

Yoshiki S., Kazunobu T., Masato K. et al. Evaluation of the tortuosity parameter for forest soils to predict unsaturated hydraulic conductivity // J. For. Res. 2001. Vol. 6. P. 221–225.

Поступила в редакцию 08.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

УДК 551.234; 553.2

Г.А. Челноков¹, Н.А. Харитонов², И.В. Брагин³, А.В. Асеева⁴,
К.Ю. Бушкарева⁵, Л.А. Лямина⁶

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ И ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КАМЧАТКИ

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, проспект 100-летия, 159

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Far East Geological Institute FEB RAS, prospect 100-letya 159, Vladivostok, 690022

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Исследовано распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в поверхностных и подземных водах, водовмещающих породах, а также в минеральных новообразованиях, формируемых термальными водами Паратунской и Вилючинской гидротермальных систем Камчатки. Установлено, что содержание РЗЭ, их распределение и фракционирование отличаются в зависимости от геохимического типа вод, а также pH–Eh условий водоносного горизонта. Для всех вод характерно преобладание растворенной формы водного переноса РЗЭ, которая превышает перенос РЗЭ с коллоидами в тысячи раз. Показано, что в областях разгрузки изученных термальных вод широко распространены новообразования карбонатов, сульфатов и силикатов, в том числе кальцит, гипс, аморфный опал. Интенсивность процесса перераспределения РЗЭ в системе порода–вода–вторичные отложения очень низкая в водах сульфатного типа, где РЗЭ мигрируют преимущественно в виде $\text{РЗЭ} \cdot [\text{SO}_4]^{+}$. В то же время осаждение РЗЭ в виде новообразованных минеральных фаз наиболее активно происходит в гидрокарбонатных водах, в которых водная миграция РЗЭ осуществляется в виде $\text{РЗЭ} \cdot [\text{CO}_3]^{+}$.

Ключевые слова: термальные воды, вторичные отложения, травертины, РЗЭ, Камчатка.

A study of the distribution of rare-earth elements in surface and underground waters, water-bearing rocks, as well as secondary mineral formed by the thermal waters of the Paratunka and Viluchinsky hydrothermal systems of Kamchatka was carried out. It was found that the REE content, their distribution and fractionation differ depending on the geochemical type of water, as well as the pH–Eh of the aquifer. All waters are characterized by the predominance of the dissolved form of the REE water transfer, which exceeds the transfer of REE with colloids by a factor of a thousand. It has been shown that in the discharge areas of the studied thermal waters carbonates, sulfates and silicates, including calcite, gypsum, and amorphous opal, are widespread. The intensity of the REE redistribution process in the rock-water-secondary deposits system is very weak in waters where REEs are associated with sulfates. At the same time, REEs bound in water with carbonate complexes most actively accumulate in newly formed mineral phases.

Key words: thermal waters, mineral precipitates, travertine, REE, Kamchatka.

Введение. В очагах разгрузки современных гидротермальных систем широко распространены новообразования различных сульфидов, карбонатов и силикатов, в том числе железа, мышьяка, сурьмы [Набоко, 1970, 1977; Светова и др., 2012]. Изучение вторичных минералов необходимо для решения широкого круга минералогических и

геохимических проблем, в том числе геохимической характеристики процессов гидротермального рудообразования, типоморфизма и генетической информативности минералов. Особое внимание в этих исследованиях уделяется изучению особенностей распределения и поведения микроэлементов. Анализ содержания и механизмов перераспреде-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, руководитель лаборатории, вед. науч. с., Геологический институт РАН, лаборатория тепломассопереноса, вед. науч. с.; e-mail: geowater@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н., Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория геохимии гипергенных процессов, гл. науч. с.; e-mail: tchenat@mail.ru

³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория геохимии гипергенных процессов, ст. науч. с.; e-mail: bragin_ivan@mail.ru

⁴ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория генетической минералогии и петрологии, ст. науч. с.; e-mail: barkar_anna@mail.ru

⁵ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, лаборатория нано- и микроисследований, аспирант; e-mail: datace@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, аспирант; e-mail: lyamina-96@list.ru

ления рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах и минералах показывает, что их можно использовать в качестве геохимического маркера при реконструкции условий минералообразования в магматических, метаморфических и гидротермальных системах [Набоко, 1974; Новгородова и др., 1984; Светова и др., 2012].

В гидрогеохимии активно стали использовать РЗЭ в последние 20 лет, поскольку они также имеют перспективы в качестве геохимических маркеров различных геохимических процессов (генезис природных вод, источники поступления элементов и т.д.) [Elderfield et al., 1990; Wood, 2003; Shand et al., 2004]. РЗЭ считаются мощными индикаторами антропогенного загрязнения, а также отражают характеристики взаимодействия вода–порода, поскольку их распределение и концентрация в воде определяются не только типом первичных растворимых минералов, но и осаждением вторичных минералов и реакцией комплексообразования. Подвижность РЗЭ в водах в основном зависит от: 1) физико-химического состояния водного раствора, определяющего стабильность растворенных комплексов РЗЭ; 2) растворения горных пород и 3) процессов осаждения/растворения вторичных минералов [Харитонов и др., 2016; Чудаев и др., 2017; Bragin et al., 2018].

Основной целью нашей работы было изучение содержания и фракционирования РЗЭ в системе вода–порода в пределах гидротермальных систем Камчатки. Приводятся результаты изучения поверхностных и подземных вод Паратунской и Мутновской (Вилучинский блок) гидротермальных систем Камчатки, а также вмещающих пород и вторичных минеральных образований, формирующихся из этих вод.

Материалы и методы исследования. Объектами исследования были термальные воды Паратунского месторождения (скважина К-52 на Среднепаратунском участке) и Мутновская гидротермальная система (Нижне-Вилученские источники) (рис. 1). В пределах участков отобраны водовмещающие породы, а также минеральные новообразования фазы, сформированные при изливании термальных вод.

Исследование речных вод выполнено с целью получения информации о гидрогеохимическом фоне изучаемых районов (рис. 1). Гидрохимическое опробование проводилось по стандартной методике. Нестабильные параметры вод измеряли на месте отбора, пробы фильтровали через мембранные фильтры 0,45 μm , подкисляли сверхчистой HNO_3 . Водные пробы проанализированы на макро- и микроэлементы в Дальневосточном геологическом институте Дальневосточного отделения РАН (Приморский центр локального элементного и изотопного анализа). Основные катионы и анионы определяли методом жидкостной ионной хроматографии («HPLC-10AVp», «SHIMADZU»),

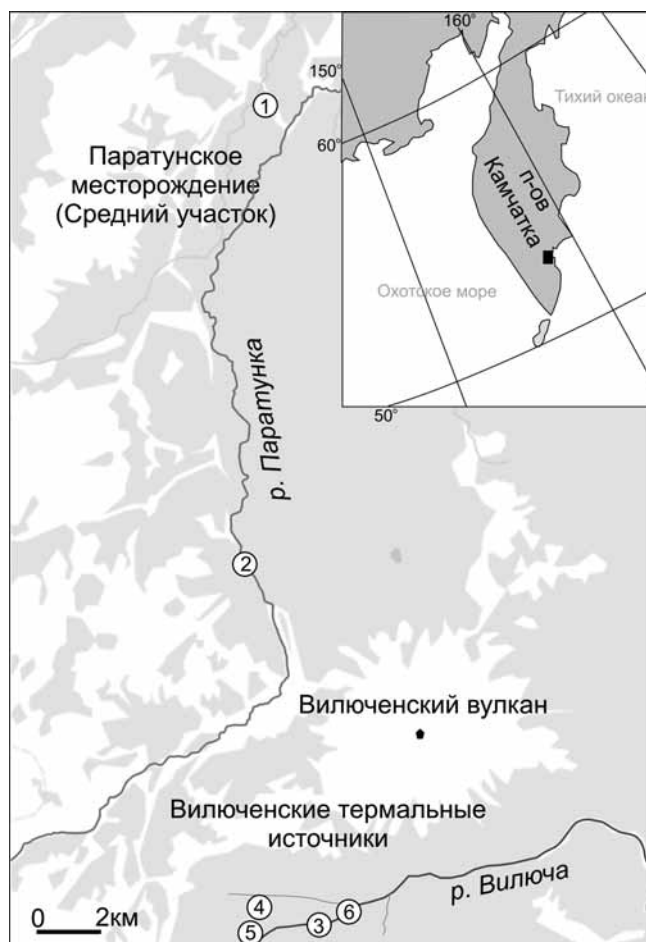


Рис. 1. Обзорная карта района работ и схема опробования. Цифрами обозначены места отбора проб воды и новообразованных фаз: 1 — скважина К-52 на Среднепаратунском участке Паратунского месторождения термальных вод; 2 — р. Паратунка выше Паратунского месторождения; 3 — Нижне-Вилучинские термальные источники; 4 — скважина К-39 Вилучинского термопроявления; 5 — р. Вилуча выше термальных источников; 6 — р. Вилуча ниже термальных источников. Серое — понижения рельефа

микроэлементы определены методом индуктивно связанной плазмы (ICP–MS Agilent 7500 и 7500 с).

Твердые минеральные фазы исследованы там же с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «Agilent 7500» (аналитик Е.В. Еловский). Определение элементного состава взвешенной части вещества природных вод проводили с использованием методов плазменной спектрометрии по аналитической схеме ИСП-МС и ИСП-АЭС количественного определения химических элементов (макро- и микроэлементы) во взвеси природных вод из малого (до 1 л) объема отфильтрованной воды [Блохин, 2015]. Процедура заключается в озолении фильтров и открытом кислотном разложении минерализованного остатка смесью концентрированных кислот HF , HNO_3 , HClO_4 («suprapur», Merck) в отношении 0,2:1:0,1 мл, что дает возможность обрабатывать несколько миллиграммов материала. В результате с применением описанной выше процедуры подготовки



Рис. 2. Фотографии новообразованных минеральных фаз: *А* — кристаллы кальцита, образовавшиеся в скважине К-52 Средне-паратунского участка; *Б* — травертиновые купола Вилученских термальных источников

проб выполнено определение широкого спектра химических элементов во взвеси природных вод.

Хемогенные отложения исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа «JEOL JSM-6490LV» с ЭДС «INCA Energy», X-мак и ВДС «INCA Wave». Рентгеновский анализ проводился на дифрактометрах «ДРОН-3М» и дифрактометр (XRD) «MiniFlex II» («Rigaku»).

Чтобы исследовать различия в распределении РЗЭ без эффекта Оддо–Харкинса, в работе использована нормировка к стандарту североамериканского сланца (NASC) [Elderfield, 1990]. Величина аномалии выражена в виде числа, которое рассчитано как нормированное отношение действительного содержания элемента в веществе к его предполагаемой концентрации в случае отсутствия аномалии. Предполагаемая концентрация обычно определяется по соседним нормированным значениям РЗЭ: $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{Ce}_n/(\text{La}_n + \text{Pr}_n)$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_n/(\text{Gd}_n + \text{Sm}_n)$.

Геологическая характеристика и гидрогеологические условия объектов исследований. Паратунский геотермальный район расположен в пределах Южно-Камчатского прогиба складчато-блоковой зоны Восточно-Камчатского вулканического пояса [Чудаев, 2017]. В тектоническом плане он приурочен к северной части Южно-Камчатской грабен-синклинали, трассируемой крупнейшими в регионе отрицательными аномалиями силы тяжести [Боровцов и др., 2002]. Район работ хорошо изучен в геологическом и гидрогеологическом плане. Паратунская гидротермальная система локализована в грабене четвертичного возраста. Для нее характерна мозаично-блоковая геологическая структура (за счет развития контрастных по составу вулканоплутонических комплексов и высокоамплитудных вертикальных тектонических подвижек). В пределах месторождения существует несколько участков термопроявлений

(Верхне-, Средне-Нижнепаратунский, Северный и Карымшинский), причем отмечена гидравлическая связь между ними [Манухин и др., 1976]. Горячие воды с температурой до 100 °С вскрыты скважинами в интервале 600–1500 м. Термальные воды напорные и характеризуются преимущественно трещинно-жильным типом циркуляции. Максимальная водообильность приурочена к зонам контактов эффузивных пород с дайками интрузий среднего и кислого состава, а также к трещиноватым туфам. Термальные воды Паратунского месторождения — хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые (Cl-SO₄-Na-Ca) щелочные воды (pH 8–9), с общей минерализацией 1–3 г/л, характеризующиеся восстановительной средой ($E_h = -100$ мВ). Данные о содержании $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ свидетельствуют о том, что основным источником водного питания служат метеорные воды [Чудаев, 2003]. Сведения о макрокомпонентном составе вод и содержании многих микроэлементов в термальных водах Паратунки опубликованы в нескольких работах [Карпов и др., 2013; Чудаев и др., 2000; Чудаев, 2003; Чудаев и др., 2016; Bragin et al., 2018].

Результаты исследований и их обсуждение. Опробованная скважина К-52 локализована на среднем участке Паратунского месторождения, имеет глубину 600 м и температуру воды на изливе 64 °С. На месте выхода вод на поверхность, при изливе на трубах формируются кристаллы новообразованных фаз (рис. 2, а).

Для получения информации о химическом составе вод области питания была опробована вода, отобранная из верховьев р. Паратунка. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Состав основных ионов и сопутствующих газов свидетельствует о том, что Паратунская гидротермальная система принадлежит к азотным щелочным термальным водам, формирование

Таблица 1

Химический состав исследованных поверхностных и подземных вод

Параметр	Единица измерения	Паратунская система		Вилючинская система			
		скважина К-52	р. Паратунка	источник	скважина К-39	р. Вилюча	
						1	2
М	г/л	1,6	0,06	1,07	1,11	0,04	0,04
Т	°С	64	7,0	37	67	7,5	7,8
рН	ед.	8,3	7,7	7,2	6,8	7,3	7,7
Eh	мВ	−133	+183	+50	−72	+46	+78
Na	мг/л	263	3,5	162	200	2,6	2,9
Ca		187	7	98,5	111	3,4	3,7
Mg		0,1	1	3,3	3,4	0,6	0,5
K		10,4	0,5	19	22,2	0,5	0,7
Cl		75	2	238	208	3,8	3,8
SO ₄		964	9,8	175	182	4,3	4,2
HCO ₃		18	31	305	259	18	19
Fe		0,01	0,02	0,05	0,8	0,05	0,02
Si		30	10	70	81	10,7	10
F		1,88	0,07	1,10	1,25	0,07	0,06
La	мкг/л	0,0089	0,0052	0,0135	0,0046	0,0055	0,0073
Ce		0,0281	0,0067	0,0291	0,0064	0,0058	0,0165
Pr		0,0014	0,0017	0,0039	0,0010	0,0016	0,0021
Nd		0,0063	0,0093	0,0224	0,0044	0,0082	0,0110
Sm		0,0015	0,0025	0,0081	0,0021	0,0023	0,0028
Eu		0,0029	0,0008	0,0062	0,0052	0,0006	0,0007
Gd		0,0017	0,0030	0,0142	0,0030	0,0024	0,0031
Tb		0,0002	0,0004	0,0027	0,0004	0,0004	0,0005
Dy		0,0010	0,0029	0,0206	0,0030	0,0024	0,0035
Ho		0,0002	0,0006	0,0052	0,0007	0,0006	0,0007
Er		0,0004	0,0018	0,0172	0,0020	0,0017	0,0019
Tm		0,0001	0,0003	0,0023	0,0004	0,0002	0,0003
Yb		0,0005	0,0018	0,0136	0,0019	0,0017	0,0018
Lu		0,0001	0,0003	0,0024	0,0004	0,0003	0,0003
ΣРЗЭ		0,0533	0,0373	0,1614	0,0355	0,0330	0,0525
Σлегких		0,05	0,03	0,1	0,03	0,03	0,04
Σтяжелых		0,002	0,008	0,06	0,009	0,007	0,009

Примечания: М — минерализация; 1 — отбор проб осуществлялся до впадения термальных вод (точка 5 на рис. 1); 2 — отбор проб проведен после впадения термальных вод (точка 6 на рис. 1).

которых происходит в областях молодых тектонических движений [Bragin et al., 2018].

Вилючинские термальные воды приурочены к Мутновскому геотермальному району, расположенному в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса и включающему в себя вулканы Мутновский, Горелый, Вилюча и Жировской. Наиболее изучена в геологическом и гидрогеологическом плане площадь Мутновского вулкана, к периферии которого относятся Вилючинские термоявления. Термальные источники выходят на поверхность у подножия потухшего Вилючинского вулкана, который служит водоразделом рек Вилюча и Паратунка (рис. 1). В геологическом строении территории участвуют полифациальные вулканические, интрузивные, вулканогенно-терригенные образования олигоцен-четвертичного возраста.

Проявления термальных вод представлены природными выходами, а также вскрыты скважиной. Природные выходы Вилючинских термальных источников имеют слабощелочную реакцию, минерализацию 1,07–1,1 г/л и температуру на поверхности 37–60 °С (табл. 1). Среди анионов доминирует хлор-ион, а среди катионов — натрий. Вода сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридная натриевая (SO₄-HCO₃-Cl-Na), кремнистая. Термальные источники разгружаются в р. Вилюча с небольшим дебитом (~1 л/с). Вода р. Вилюча пресная (М=40 мг/л), гидрокарбонатная натриево-кальциевая. Опробование показало, что речные воды не испытывают существенного влияния разгружающихся термальных вод. Одна из особенностей Вилючинских терм — формирование в их пределах травертиновых куполов (рис. 2, Б).

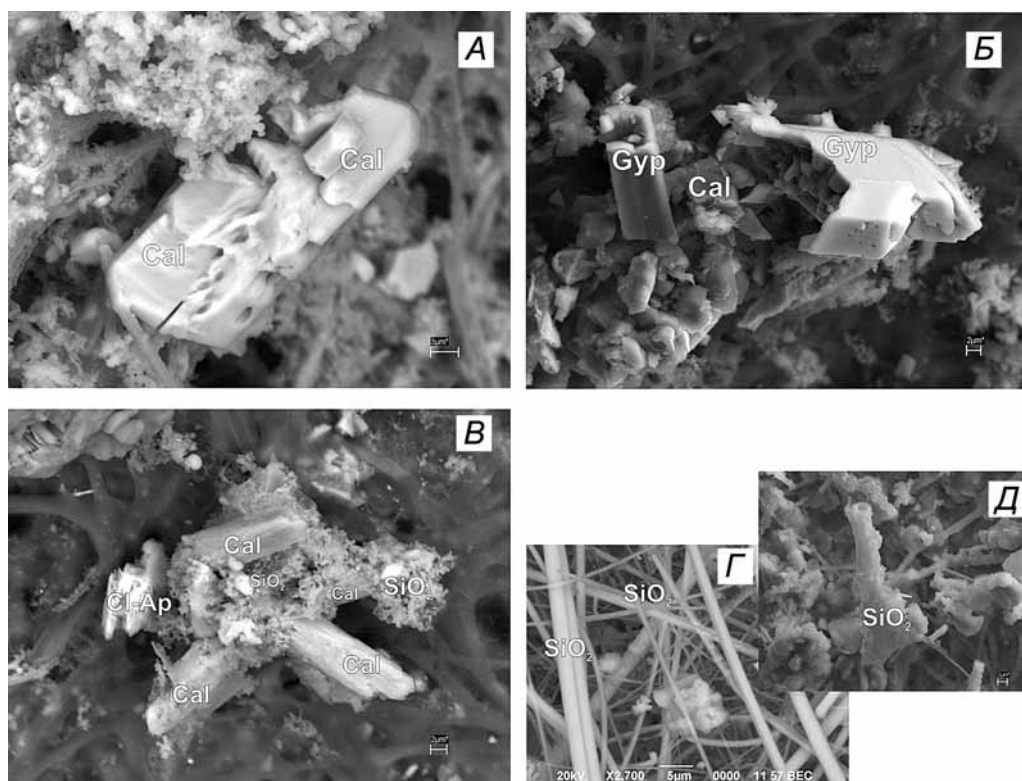


Рис. 3. Фото новообразованных минералов термальных источников: *А* — крупный кристалл кальцита среди нитевидных и сферических образований опала; *Б* — идиоморфные кристаллы гипса и кальцита; *Г* — нитевидные обособления кремнезема; *Д* — трубка опала. Cal — кальцит, Cl-Ap — хлорапатит, Gyp — гипс, SiO₂ — разновидности кремнезема (кварц, опал, тридимит, кристобалит). Фотографии получены на сканирующем электронном микроскопе «JEOL JSM-6490LV» с ЭДС «INCA Energy», X-max и ВДС «INCA Wave»

Скважина на турбазе «Алней» имеет глубину 170 м и вскрывает сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридную натриевую кремнистую воду, подобную таковой в природных источниках, отличают ее более высокая температура (63 °С), более низкие значения Eh и большее содержание кремния (табл. 1). Изотопные характеристики термальных вод показывают, что они имеют атмосферное происхождение [Чудаев, 2003].

Таким образом, исследованные воды Паратунской и Вилючинской гидротермальных систем принадлежат к двум геохимическим типам. Для Среднепаратунских вод характерно преобладание сульфат-иона, а для Вилючинских — хлорид- и гидрокарбонат-ионов.

Геохимия и минералогия. Водовмещающие породы Паратунского и Вилючинского термальных полей представлены туфами андезитов и характеризуются преобладанием кремнезема, алюминия, железа и кальция (табл. 2). Содержание РЗЭ в породах ниже кларковых содержаний в земной коре, за исключением Eu, Dy и Tm в пробах, отобранных в долине р. Паратунка (табл. 2).

Химический состав вторичных минеральных отложений, формируемых водами, показал, что они состоят преимущественно из карбонатов и сульфатов кальция (30–50 масс.%), а также содержат от 2 до 5 масс.% кремния. В результате исследований под электронным микроскопом установлено, что новообразованные вторичные минералы термальных вод Паратунки представлены кальцитом, гипсом и аморфной разновидностью кремнезема, сульфиды отсутствуют. К вторичным минералам Вилючинских термальных источников относятся

кальцит и опал, который чаще всего характеризуется нитевидными, реже трубчатыми формами обособлений или хаотическими скоплениями сферических глобул. Во всех новообразованных фазах в подчиненном количестве содержатся кварц, хлорапатит и некоторые другие минералы (рис. 3). Наиболее низкие величины концентрации РЗЭ наблюдаются в осадках из скважины Паратунской гидротермальной системы (табл. 2). Содержание Eu, Tb, Tm, Yb и Lu во вторичных минеральных фазах оказалось ниже предела обнаружения, в то время как содержание Pr, Sm, Gd, Ho и Er выше, чем в термальных водах скважины в несколько тысяч раз.

Геохимия редкоземельных элементов. Химический состав изученных вод и содержание РЗЭ приведены в табл. 1. Характеристика поверхностных водотоков показывает, что концентрация РЗЭ в реках идентична (0,034–0,037 мкг/л). Однако в Паратунской и Вилючинской гидротермальных системах концентрация РЗЭ отличается весьма сильно. Максимальные значения концентрации РЗЭ наблюдаются в природных водах Вилючинского источника ($\Sigma \text{РЗЭ} = 0,16$ мкг/л), это почти в 3 раза выше, чем в Паратунской скважине ($\Sigma \text{РЗЭ} = 0,053$ мкг/л), и в 4 раза выше, чем в Вилючинской скважине ($\Sigma \text{РЗЭ} = 0,035$ мкг/л). Причиной повышенной концентрации РЗЭ в природных термальных источниках может быть смешение глубинных вод с водами приповерхностных горизонтов. Это подтверждается низкой минерализацией вод, температурой, параметрами Eh и pH, схожими с таковыми в поверхностных водах и указывающими на смену восстановительной обстановки на

окислительную, характерную для насыщенных кислородом вод (табл. 2).

NASC-нормализованные тренды распределения РЗЭ в водах рек Паратунка и Вилюча во многом схожи: пологие, с небольшим уклоном в сторону накопления тяжелых РЗЭ и характерной для рек отрицательной аномалией Се. Отрицательная Се-аномалия в реках связана с переходом Ce^{3+} в Ce^{4+} в окислительных условиях и осаждением из раствора. Это подтверждается многочисленными результатами исследований рек юга Дальнего Востока [Чудаев и др, 2017].

Профили распределения РЗЭ в термальных водах различны: в Паратунских водах фракционирование происходит в сторону обогащения легкими РЗЭ ($\text{РЗЭ}_{\text{лег}} > \text{РЗЭ}_{\text{тяж}}$), в то время как в Вилючинских источниках наблюдается обратная картина ($\text{РЗЭ}_{\text{лег}} < \text{РЗЭ}_{\text{тяж}}$) (рис. 4). Воды отличаются и по фракционированию церия. Термальные воды Паратунки характеризуются положительной Се-аномалией ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,7$), в то время как Вилючинские термы — отрицательной аномалией церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,6 \div 0,9$). Наличие положительной Се-аномалии характерно для восстановительных условий Паратунских вод, имеющих более низкие отрицательные значения Eh. Эти условия позволяют церию накапливаться в растворе. Окислительно-восстановительные условия Вилючинских терм (pH 6,8÷7,2 и Eh=−72...+50) способствуют окислению церия до Ce^{4+} и его осаждению.

Для термальных вод характерна положительная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2,7$), которая, вероятно, обусловлена пересыщением вод по отношению к карбонатным фазам либо составом водовмещающих пород (например, интенсивным растворением алюмосиликатов).

Для выявления степени фракционирования РЗЭ между взвешенной и истинно растворенной

Таблица 2

Общий химический состав (масс.%) и концентрация РЗЭ (мкг/л) исследованных водовмещающих пород и вторичных образований

Параметр	Среднепаратунский участок		Вилючинский участок		Кларк в земной коре, по [Taylor, 1964]
	1	2	1	2	
SiO ₂	58	4,9	63	2,4	-
TiO ₂	0,8	<0,1	0,6	<0,1	-
Al ₂ O ₃	17	0,04	14	0,13	-
Fe ₂ O ₃	7,4	0,08	2,5	0,7	-
MnO	0,2	0,003	0,1	0,6	-
MgO	2,9	<0,1	1,3	<0,1	-
CaO	6,2	28,1	7,0	52,9	-
Na ₂ O	3,6	4,3	3,0	0,13	-
K ₂ O	2,1	0,09	2,6	0,02	-
P ₂ O ₅	0,2	<0,1	0,2	<0,1	-
ппп	1,5	21,8	1,5	42,7	-
Сумма	98,6	59,3	99,5	99,5	-
La	13 860	12,3	12 180	269	30 000
Ce	32 250	43,2	30 420	628	60 000
Pr	4520	2,93	3550	80	8200
Nd	21 560	1,09	14 300	403	28 000
Sm	4546	3,98	3090	139	6000
Eu	1200	<0,00	892	44	1200
Gd	4811	10,21	2800	250	5400
Tb	777	<0,00	443	51	900
Dy	4359	1,10	2510	347	3000
Ho	971	1,10	524	87	1200
Er	2511	8,13	1540	278	2800
Tm	3701	<0,00	215	36	480
Yb	2807	<0,00	1450	197	3000
Lu	404	<0,00	229	27	500

Примечания: 1 — водовмещающие толщи (андезитовые туфы); 2 — вторичные фазы, сформированные на месте излива термальных вод.

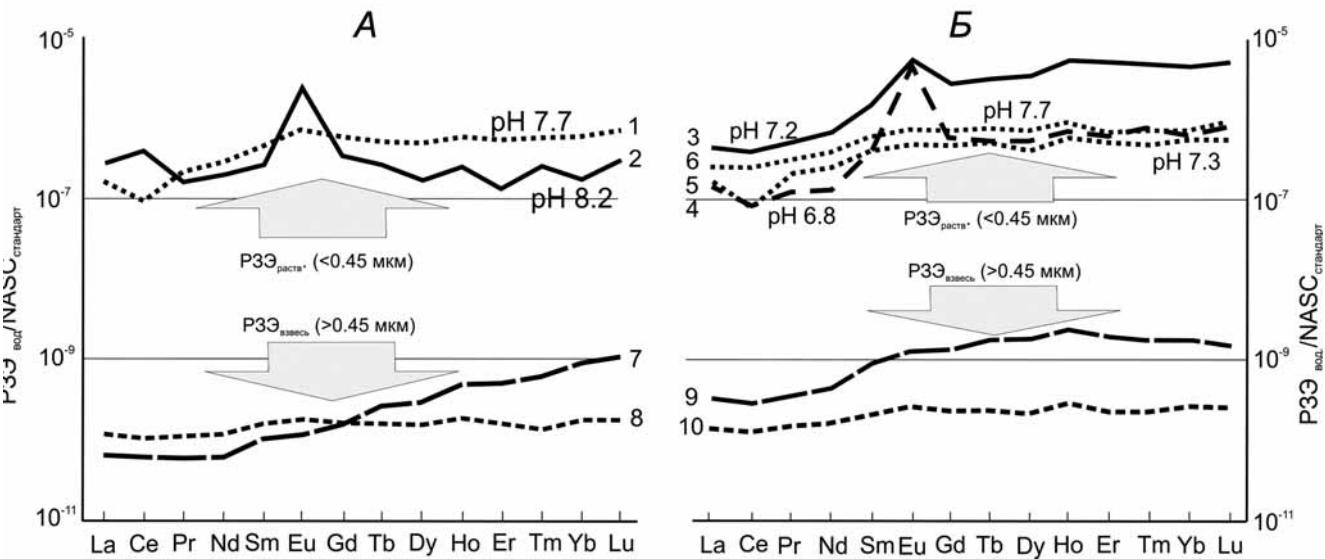


Рис. 4. Нормированные профили распределения редкоземельных элементов в водах Паратунской (А) и Вилючинской (Б) геотермальных систем. Цифры у линий соответствуют точкам отбора проб, приведенных на рис. 1

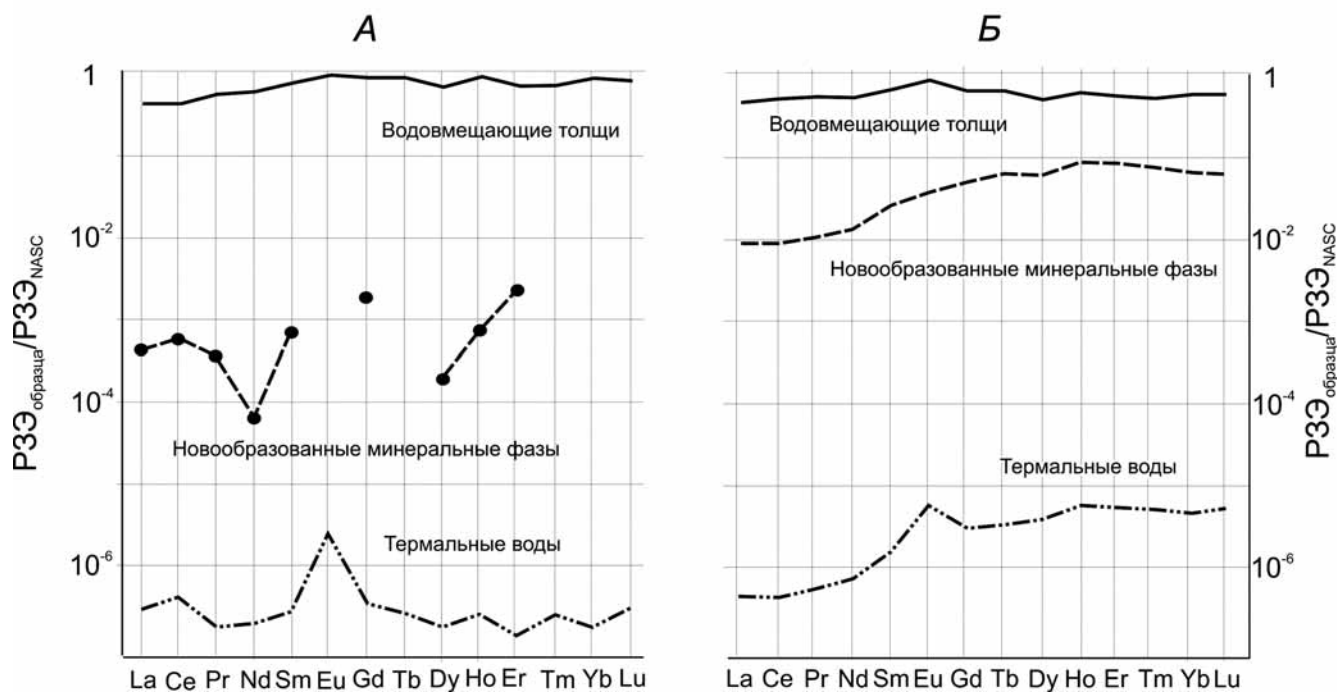


Рис. 5. Нормированные к североамериканскому сланцу (NASC) значения содержания редкоземельных элементов в породах, термальных водах и минеральных отложениях, формируемых при изливе термальных вод: *А* — Паратунская гидротермальная система, *Б* — Вилучинская гидротермальная система

формами проведено определение содержания РЗЭ во взвеси, которая задерживается при фильтрации проб через фильтр с размером ячеек 0,45 мкм. Результаты показали, что доля переноса РЗЭ с коллоидными частицами во всех типах вод составляет <1% (рис. 4, *А, Б*). Суммирование данных о растворенной и взвешенной формах РЗЭ фактически не меняет форму тренда распределения РЗЭ. Однако тяжелые РЗЭ в основном переносятся на коллоидных частицах, что отчетливо проявлено в водах Паратунской геотермальной системы, в которой для взвешенной и растворенной форм РЗЭ наблюдаются отличающиеся профили распределения (рис. 4, *А*).

Нормированное распределение РЗЭ в андезитовых туфах показывает схожие тренды (рис. 5): пологие профили с небольшим наклоном в сторону увеличения тяжелых РЗЭ и слабой положительной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1 \div 1,3$).

Интересно распределение РЗЭ, которое существенно отличается во вторичных минеральных агрегатах на разных участках. Наиболее низкие величины концентрации РЗЭ наблюдаются в минеральных новообразованиях скважины Паратунской гидротермальной системы (табл. 2). Содержание Eu, Tb, Tm, Yb и Lu оказалось ниже предела обнаружения, в то время как содержание Pr, Sm, Gd, Ho и Er выше, чем в термальных водах скважины в несколько тысяч раз. При формировании вторичных фаз церий выводится из раствора и накапливается в новообразованных осадках, которые наследуют положительную аномалию церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,5$). Европий в таких условиях вторичными минералами не связывается. Механизмы процес-

сов избирательного фракционирования РЗЭ при фазовых переходах требуют дополнительных исследований. Возможной причиной этого явления может быть отсутствие в Паратунских водах комплекса $\text{РЗЭ} \cdot [\text{SO}_4]^+$ что препятствует соосаждению РЗЭ совместно с сульфатами.

Из-за отсутствия самоизлива на Вилучинской термальной скважине (К-39) вторичное минералообразование не происходит, однако в природных условиях Вилучинские термальные воды, содержащиеся в газовом составе кроме азота и углекислоту, изливаясь, формируют карбонатные травертины. Расчеты указывают на пересыщение вод относительно карбонатных минералов, которые при малейшем изменении физико-химических условий выпадают из раствора. Этот процесс сопровождается интенсивным выведением РЗЭ из воды и соосаждением с карбонатами (рис. 5).

NASC-нормализованный тренд распределения РЗЭ в исследованных новообразованных карбонатных отложениях показывает, что накопление тяжелых РЗЭ происходит интенсивнее, чем легких. Подобная направленность характерна и для исходных термальных вод, что указывает на связь комплексов тяжелых РЗЭ с карбонат-ионом. Кроме того, разную миграцию легких и тяжелых РЗЭ из вмещающих пород можно объяснить увеличением миграционной способности РЗЭ от легких к тяжелым [Чудаев и др., 2016]. При взаимодействии в системе вода–порода легкие РЗЭ остаются в составе породы, в то время как тяжелые поступают в воду. Цериевая слабая отрицательная аномалия одинакова как для термальной воды ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,87$), так и для вмещающих пород ($\text{Ce}/$

$\text{Ce}^*=0,87$). Небольшое накопление церия характерно только для минеральных новообразований ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,93$). Аномалия европия ярче всего проявлена в термальных водах ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=2,7$), в то время как в породах она ниже ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,3$), а во вторичных отложениях не фиксируется. Таким образом, можно сделать вывод, что не происходит накопление европия ни карбонатом кальция, ни сульфатом кальция.

Если сравнивать содержание РЗЭ во вторичных минеральных фазах, то видно, что интенсивность процесса перераспределения РЗЭ в системе порода–вода–вторичные отложения очень слабая в водах, где РЗЭ связаны с сульфатами. В то же время РЗЭ, связанные в воде с карбонатными комплексами, наиболее активно накапливаются в новообразованных минеральных фазах.

Заключение. В областях разгрузки изученных гидротермальных систем Камчатки широко распространены новообразования карбонатов, сульфатов и силикатов, в том числе кальцит, гипс, аморфный опал. Ионы, участвующие в образовании этих минералов, как и редкоземельные элементы, выносятся из глубины термальной водой с температурой 37–64 °С, минерализацией 1,0–1,6 г/л, pH 7,1–8,2. Воды представлены сульфатно-натриевым и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридным натриево-кальциевым типами.

Концентрация РЗЭ в природных термальных источниках в 3–5 раз выше, чем в термальных водах глубоких горизонтов. Причиной этого могут быть процессы взаимодействия глубинных термальных вод с водами приповерхностных го-

ризонтов при движении к областям естественной разгрузки. Эти процессы подтверждаются разницей в минерализации, температуре, а также pH и Eh характеристиках.

Для всех исследованных термальных вод характерна ярко выраженная положительная Eu-аномалия, которая, вероятно, вызвана интенсивным взаимодействием воды с минералами водовмещающих пород (например, алюмосиликатами).

Поверхностные воды (реки Паратунка и Вилюча), окружающие термальные проявления, а также термальные воды Вилючинских источников характеризуются отрицательной цериевой аномалией, которая обусловлена окислением Ce^{3+} в малоподвижный Ce^{4+} . Наличие положительной Ce-аномалии в Паратунских термальных водах указывает на формирование вод в восстановительных условиях.

Процессы перераспределения РЗЭ в системе порода–вода–вторичные минералы протекают намного слабее в сульфатных водах, чем в гидрокарбонатных. В основном соосаждение РЗЭ с карбонатными минералами характерно для углекислых вод, в которых редкоземельные элементы мигрируют преимущественно в виде $\text{РЗЭ} \cdot [\text{CO}_3]^+$.

Финансирование. Работа выполнена при содействии гранта Дальневосточного отделения Российской Академии наук (проект № 18-2-003), особенности распределения редкоземельных элементов в водах термальных систем Паратунка и Вилючинский изучены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00245).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блохин М.Г., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Определение элементного состава взвешенной части вещества в водах рек Приморья с использованием методов плазменной спектроскопии // Мат-лы Второй Всеросс. конф. с международным участием «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 555–558.
- Боровцов А.К., Марковский Б.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская, лист N-57-XXVI. Объяснит. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 300 с.
- Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.А. Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 163–176.
- Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 143–178.
- Набоко С.И. Две генетические группы вулканических вод и их минерало- и рудообразующее значение // Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970. С. 7–8.
- Набоко С.И. Эволюция гидротермальных систем и их металлоносность // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 391–400.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Главатских С.Ф. Минералого-геохимические особенности Апапельских термальных источников // Бюлл. вулканол. ст. 1977. № 53. С. 102–110.
- Новгородова М.И., Веретенников В.М., Боярская Р.В., Дрынкин В.И. Геохимия элементов-примесей в золотосном кварце // Геохимия. 1984. № 3. С. 370–383.
- Светова Е.Н., Светов С.А., Данилевская Л.А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Тр. КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 137–144.
- Харитонова Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А. и др. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 68–82.
- Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 216 с.
- Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В. и др. Геохимические особенности распределения основных и редкоземельных элементов в Паратунской и Большебанной гидротермальных системах Камчатки // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 6. С. 102–119.
- Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2000. 157 с.

Чудаев О.В., Харитонова Н.А., Челноков Г.А. и др. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий. Владивосток: Дальнаука, 2017. 152 с.

Чудненко К.В. Селектор — Windows // Программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. Краткая инструкция. Иркутск, 2003. 90 с.

Bragin I.V., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A. et al. REY geochemistry in groundwater from Paratunka geothermal area

(Kamchatka peninsula, Far East of Russia) // *Environm. Earth Sci.* 2018. Vol.77. P. 376–389. Doi 10.1007/s12665-018-7571-7.

Elderfield H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. Vol. 54. P. 971–991. Doi 10.1016/0016-7037(90)90432-K.

Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1964. Vol. 28, N 8. P. 1273–1285.

Поступила в редакцию 11.10.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020

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 Лунд, 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

М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор

Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)

М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США

Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Д.Г. КОШУТ — 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 12.02.2020. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11473. 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”)