

ISSN (print) 0024-497X
ISSN (online) 3034-5375



Российская Академия Наук

Номер 4

Июль - Август 2025



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

LITHOLOGY AND MINERAL RESOURCES



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2025

Структура и литологическая характеристика верхнеюрского рифогенного массива Шалбуздаг (северо-восточный Кавказ) <i>Ю. О. Гаврилов</i>	363
Обломочные породы перекрывающих фундамент осадочных последовательностей протерозоя. Сообщение 1. Глинистые породы: основные черты литогеохимии <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров, А. К. Худолей, А. В. Купцова</i>	382
Минеральный состав продуктивного пласта и особенности хромитов Лукояновского россыпного района (Нижегородская область) <i>А. В. Лаломов, А. В. Григорьева, Ю. Н. Иванова, Л. А. Иванова, И. Д. Горностаев, Е. С. Иванова</i>	407
Поисково-ориентированная методика численного прогнозирования россыпей золота на примере Вагранского россыпного района <i>Р. М. Чефранов, А. В. Лаломов, А. А. Бочнева</i>	420
Новые данные о минералого-геохимических особенностях рудных железомарганцевых отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг <i>Г. В. Новиков, В. А. Рашидов, О. Ю. Богданова</i>	435

CONTENTS

No. 4, 2025

Structure and lithological characteristics of the Upper Jurassic Shalbuzdag reef massif (Northeastern Caucasus)	
<i>Yu. O. Gavrilov</i>	363
Clastic rocks of the overlying basement proterozoic sedimentary sequences. Communication 1. Clay rocks, main features of lithochemochemistry	
<i>A. V. Maslov, V. N. Podkovyrov, A. K. Khudoley, A. V. Kuptsova</i>	382
Mineral composition of the productive formation and features of chromites of the Lukoyanovsky placer area (Nizhny Novgorod region)	
<i>A. V. Lalomov, A. V. Grigorieva, Yu. N. Ivanov, L. A. Ivanova, I. D. Gornostaev, E. S. Ivanova</i>	407
Search-oriented technique of the numerical forecasting of the gold placers: evidence from the Vagran placer district	
<i>R. M. Chefranov, A. V. Lalomov, A. A. Bochneva</i>	420
New mineralogical and geochemical features of the ore ferromanganese deposits of the Izu-Bonin and Mariana Island arcs	
<i>G. V. Novikov, V. A. Rashidov, O. Yu. Bogdanova</i>	435

УДК 551

СТРУКТУРА И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЮРСКОГО РИФОГЕННОГО МАССИВА ШАЛБУЗДАГ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

© 2025 г. Ю. О. Гаврилов*

Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: yugavrilov@gmail.com

Поступила в редакцию 28.01.2025 г.

После доработки 28.02.2025 г.

Принята к публикации 10.03.2025 г.

Рассмотрено строение верхнеюрского рифогенного комплекса горного массива Шалбуздаг (южный Дагестан). Он являлся западным сегментом Шахдагской зоны барьерного рифа: к северу от него находилась область мелководного осадконакопления карбонатной платформы Большого Кавказа, к югу – Дибрарский прогиб, где накапливались мощные толщи карбонатного и терригенного флиша. В плане рифовый массив имеет приблизительно кольцевидную форму диаметром около 4 км. На его территории расположены несколько крупных рифовых построек, в центре которых находится биогенное карбонатное куполовидное по форме ядро, окруженное шлейфом осадочных слоев, залегающих сравнительно круто. Здесь также располагаются многочисленные более мелкие образования – биогермы, размером от нескольких до первых десятков метров. Рифообразующая фауна представлена кораллами, гастроподами, брахиоподами, различными видами водорослей и др. Межрифовое пространство заполнено осадочными породами, которые являются преимущественно продуктами денудации рифогенных построек. В этих толщах часто наблюдается градиционная цикличность. В структуре западного края массива по соотношению биогенных и осадочных отложений можно выделить не менее 3 крупных импульсов в его формировании. Факторами, в наибольшей степени повлиявшими на образование рифогенного комплекса Шалбуздага, следует, по-видимому, считать: 1) изменения климата, от гумидного в средней юре – к аридному в поздней юре; 2) приуроченность к переходной зоне между областями с разным режимом тектонического развития и типом осадконакопления; 3) колебания уровня моря разного порядка.

Ключевые слова: Южный Дагестан, верхняя юра, рифогенный массив, барьерный риф, биогермы, изменения климата, осадконакопление, Дибрарский прогиб, карбонатная платформа, колебания уровня моря, палеокарст

DOI: 10.31857/S0024497X25040018, **EDN:** JDOCKQ

Мезозойские осадочные комплексы Большого Кавказа в процессе своего становления неоднократно претерпевали существенные и довольно резкие литологические и геохимические изменения под влиянием таких факторов, как смена тектонического режима района, климатические флуктуации, эвстатические колебания уровня моря, некоторые другие. В частности, такие изменения были характерны для юрской истории региона. Так, в ранней и средней юре в бассейне Большого Кавказа (Б. Кавказ) в условиях теплого гумидного климата накапливались литологически более или менее сходные терригенные (силико-кластические) толщи, что сопровождалось в определенных фациальных обстановках образованием

также угленосных отложений. В конце средней юры – в позднем бате – территория Б. Кавказа испытала поднятие и проявление умеренной по интенсивности складчатости, что привело к перерыву в осадконакоплении [Гаврилов, 2005; Геология СССР, 1968; Леонов, 1969, 2007; Юра Кавказа, 1992 и др.].

В дальнейшем – в келловее – морское осадконакопление возобновилось. Если в начале келловейского века климат еще сохранял черты среднеюрского времени, то в среднем келловее ситуация начала существенно и быстро меняться, и на значительной территории современного юга России и сопредельных районов произошли глубокие климатические изменения: существовавшие здесь

ранее обстановки гумидного осадконакопления сменились образованием принципиально иных, присущих отчетливо выраженному аридному климату красноцветных и пестроцветных отложений, что в определенных фациальных условиях сопровождалось образованием эвапоритовых (гипсоносных и галогенных) толщ, а также рифогенных структур [Бендукидзе, 1982; Геология СССР, 1968; Леонов, Логинова, 1956; Ясаманов, 1978 и др.].

Однако для поздней юры была характерна не только климатическая перестройка, но и имевшие место на территории Б. Кавказа структурно-тектонические изменения. Так, здесь произошла отчетливая дифференциация областей с различным типом осадконакопления: на месте южной системы байосско-батских прогибов возникли троговые прогибы, в которых накапливались мощные толщи терригенного и карбонатного флиша. На Восточном Кавказе им соответствовал Дибрарский прогиб. С севера этот прогиб был ограничен Шахдагской зоной барьерного рифа, который протягивался от западной ее части в южном Дагестане (г. Шалбуздаг, рис. 1) к востоку по территории Азербайджана и выражен

в виде цепочки рифовых построек вплоть до горы Бешбармак, расположенной вблизи побережья Каспийского моря. С юга Дибрарский прогиб также окаймлялся полосой рифовых известняков (Вандамская зона).

Следует отметить, что в более северных частях региона – в пределах Затеречной зоны Терско-Каспийского прогиба – также возможно существование полосы рифовых массивов. Это предположение основывается на результатах сейсморазведочных работ, проводившихся с целью поиска объектов антиклинального и неантиклинального типов [Сианисян и др., 1992]. На сейсмических разрезах во временном интервале, соответствующем верхнеюрским отложениям, были выделены участки со своеобразной волновой картиной, которые отвечают критериям выделения геологических тел, по форме соответствующих биогермным постройкам [Стор и др., 1989 и др.].

К северу от субширотной линейной Шахдагской зоны рифов накапливались мелководные, в том числе лагунные осадки (преимущественно известняки, доломиты, красноцветные, эвапориты,

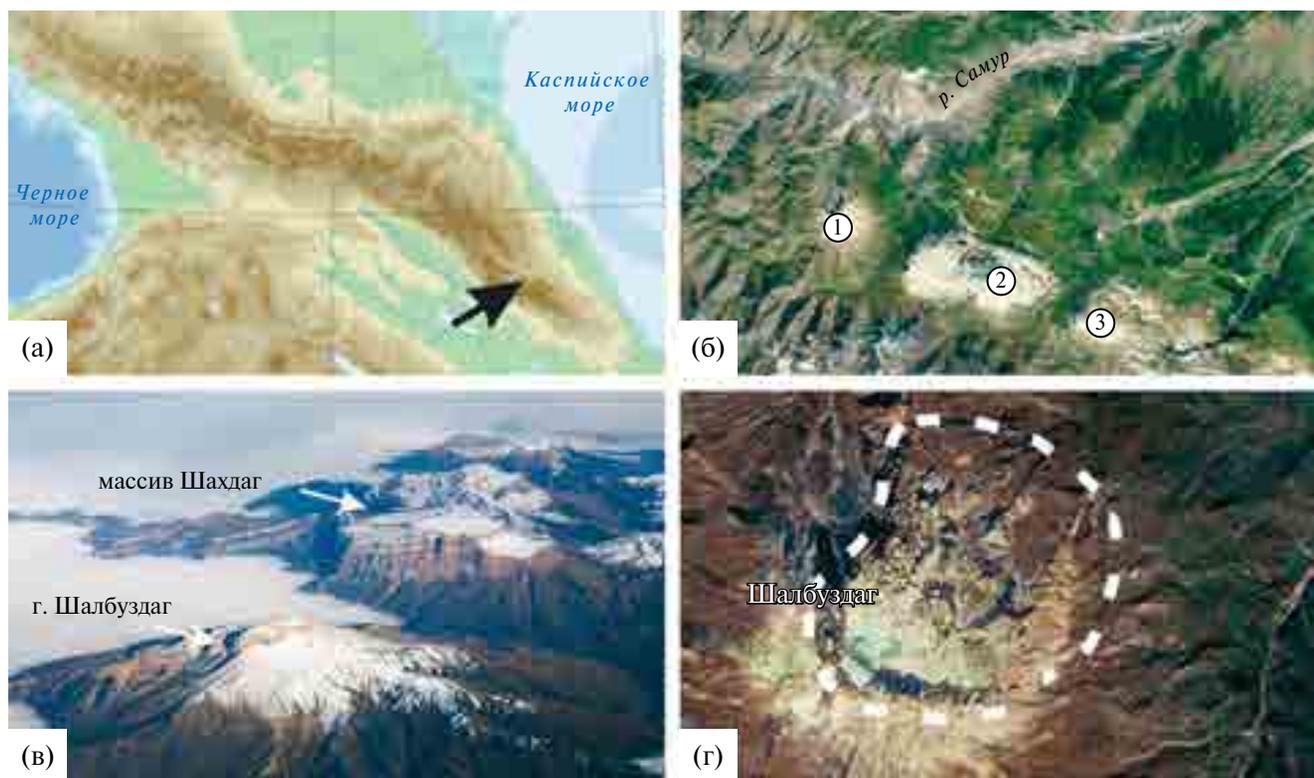


Рис. 1. Расположение горного массива Шалбуздаг в структуре Большого Кавказа.

а – местонахождение Шалбуздагского массива на карте рельефа Кавказа; б, в – рифогенные горные массивы западной части Шахдагской зоны барьерных рифов (б – вид из космоса, в – вид с самолета); б – гора Шалбуздаг (1), гора Шахдаг (2), гора Гейдар (3); г – контур современной структуры горного массива Шалбуздаг (вид из космоса, данные GoogleEarth).

терригенные отложения). Эта область охватывала большую часть территории Северного Кавказа, а также южные части Скифской плиты. Вся эта обширная площадь мелководного морского и лагунного осадконакопления вместе с зоной барьерных рифов может рассматриваться как карбонатная платформа, на что обращал внимание В.Г. Кузнецов [Кузнецов и др., 1992; Kuznetsov, 1993]; ряд вопросов, связанных со строением, особенностями структуры южной окраины карбонатной платформы на примере района массива Шахдаг был рассмотрен нами ранее [Гаврилов, 2018]. Различные вопросы формирования карбонатных платформ обсуждались в многочисленных публикациях [Bosellini, 1984; Funk et al., 1993; Goldhammer, Harris, 1989; Keim, Schlager, 2001; Kendall, Schlager, 1981; Kenter, 1990; Pomar, 1991, 2001; Schlager, 2005; Schlager et al., 1994 и мн. др.].

Отметим, что в более западных районах Южного склона Большого Кавказа аналогичная формационная конфигурация была характерна для Новороссийского флишевого прогиба и соседствовавшими с ним цепочками барьерных рифов (Ахцу-Кацирха, Рачинская, Лагонакская зоны), которые отделяли прогиб от северной области осадконакопления [Габдуллин и др., 2014; Кабанова, 1966; Кабанова и др., 1969; Конюхов, Комардинкина, 1956; Юра Кавказа, 1992 и др.]. В дальнейшем – в середине неокома (преимущественно в готериве) резко возросла, вплоть до преобладающей, доля терригенного материала в общем балансе осадков, карбонатная платформа потеряла свои характерные диагностические признаки и перестала существовать.

В Кавказском регионе рифогенные образования установлены также в доюрское время. Исследования литолого-фациальных особенностей норийско-рэтской карбонатной формации Западного Предкавказья позволили выделить здесь несколько осадочных комплексов, которые образуют последовательный ряд, характерный для зон барьерных рифов [Бойко, 2022; Бойко, Пушкарский, 1983 и др.]. Последовательность литолого-фациальных комплексов следующая: 1 – относительно глубоководные отложения, 2 – фронтальные отложения барьерных рифов, 3 – образования барьерного рифа, 4 – тыловые отложения барьерных рифов, 5 – образования внутреннего шельфа. Этим комплексам присущи определенные наборы пород, тектоническая приуроченность и условия образования. Сравнение их с юрскими рифогенными зонами демонстрирует значительное сходство между ними.

Резкие фациальные переходы между верхнеюрскими отложениями глубоководных прогибов и осадочными комплексами барьерных рифов обусловлены их приуроченностью к зонам крупных разломов [Бурштар и др., 1967 и др.].

Отметим, что по своему тектоническому и палеогеографическому положению рифовые формации Кавказа имеют сходные черты с пермскими рифовыми системами, простиравшимися вдоль восточного края Русской плиты по границе с Предуральским прогибом. Палеозойские рифовые формации прослежены от Прикаспийской впадины до Тимано-Печорской плиты [Антошкина, 2003; Беленицкая и др., 2015; Жемчугова, 1998; Antoshkina, 1998 и др.].

Целью наших исследований было изучение южного края карбонатной платформы [Гаврилов, 2018], а именно – западного сегмента Шахдагской зоны барьерных рифов, представленного крупным рифогенным горным массивом Шалбуздаг, который располагается в Южном Дагестане на правом берегу р. Самур.

Вопросы формирования рифогенных комплексов представляют интерес как в историко-геологическом отношении, так и в связи с часто отмечаемой приуроченностью к ним полезных ископаемых – как рудных, так и различного типа углеводородов [Беленицкая и др., 2015 и др.].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования проводились автором в разные годы в период 2010–2022 гг. Маршрутное изучение рифогенного комплекса Шалбуздаг осуществлялось как в пределах территории этой структуры, так и с внешних ее сторон для выяснения соотношения с подстилающими отложениями и для оценки общей структуры массива. Значительное место в изучении массива занимали фотосъемка деталей структуры рифогенных образований и дешифрирование полученных фотоматериалов, что в ряде случаев было единственным способом выяснить особенности его строения в связи с большой высотой и крутизной (вплоть до вертикального) обнажений карбонатных толщ.

Для характеристики геологических особенностей этого объекта использовались также материалы, опубликованные в ряде статей и монографий [Большой Кавказ..., 2007; Юра Кавказа, 1992; Хаин, 1950 и др.], а также приведенные в отчетах по геологической съемке этого района фондовые материалы [Паниев и др., 1980; Пшеничный и др., 1964 и др.].

Следует отметить, что массив Шалбуздаг выгодно выделяется среди других рифогенных образований Шахдагской зоны тем, что составляющие его структуры рифогенные постройки отпрепарированы эрозией, что позволяет наблюдать на площади структуру массива. В то время как, например, в случае массива Шахдаг — залегающие в его нижней части рифогенные структуры перекрыты мощной толщей меловых отложений [Гаврилов, 2018], что не позволяет наблюдать строение массива в плане, а с севера рифы ограничены обрывом — высокой вертикальной стеной, прямые наблюдения которой проводить сложно.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНОГО МАССИВА ШАЛБУЗДАГ

Горный массив Шалбуздаг в плане представляет собой кольцевую или эллиптическую структуру диаметром около 4 км (см. рис. 1г, рис. 2). С запада массив ограничен высокой почти вертикальной стеной в основном карбонатных пород, наивысшая точка которой достигает высоты 4122 м. Резкий характер западной границы и особенности строения осадочной толщи (см. ниже) позволяют предполагать, что первоначально массив имел продолжение на некоторое (сравнительно небольшое) расстояние к западу, но в дальнейшем в результате тектонических дислокаций и эрозии — эта его часть была разрушена и денудирована.

К востоку высота массива постепенно уменьшается (см. рис. 2), и крайние восточные (последние) карбонатные образования массива расположены на высоте около 2500 м.

Анализ структуры массива показывает, что он представляет собой совокупность рифогенных построек различной величины и формы. Пространство между рифами заполнено в основном продуктами их разрушения (денудации). Соответственно, формирование массива определялось различными процессами: рост биогенных построек — как вертикальный, так и боковой (латеральный); образование вокруг них шлейфа осадков, образующих крутозалегающие пласты; заполнение межрифового пространства осадочным материалом — продуктами разрушения биогенных структур, слагающими слои, характер залегания которых варьирует от пологого или почти горизонтального до довольно крутого. Наблюдаемая в карбонатных породах массива трещиноватость имеет тектоническую природу и иногда затрудняет дешифрирование и выделение первоначальной структуры осадочно-биогенных образований.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАССИВА ШАЛБУЗДАГ

Массив Шалбуздаг слагают отложения верхней юры. Разрез представлен брекчированными известняками, доломитами с горизонтами брекчий, в низах отмечаются кремнистые известняки.

Стратиграфически отложения верхней юры охватывает оксфордский, кимериджский и титонский ярусы. Как отмечалось в геологических отчетах З.С. Паниева¹ и Л.В. Пшеничного², при проведении геологической съемки эти ярусы картировались преимущественно вместе, хотя в отдельных обнажениях удавалось выделить оксфорд-кимериджский и титонский ярусы раздельно. Присутствие келловейского яруса в этом районе фаунистически не доказано.

Толща массива с разрывом залегают на отложениях верхнеааленской гепцайской свиты, аргиллиты которой местами освещены вследствие процессов палеовыветривания. По данным З.С. Паниева (Паниев и др., 1980)¹, на восточной периферии массива в основании верхнеюрского разреза залегают светло-серые известняки (около 6 м) с прослоями (0.5–0.7 м) зеленовато-серых мергелистых известняков. В основании отмечаются гнезда пирита. Выше залегают пачка (20 м) пятнистых известняков с кремневыми стяжениями, на которых залегают пачка (35–40 м) кремнистых известняков. Выше по разрезу следует толща известняков (более 40 м), в которых наблюдаются интервалы брекчирования и плитчатой отдельности. Далее следуют опять светло-серые кремнистые известняки. Общая мощность оксфорд-кимериджских отложений здесь достигает 126 м; в других местах этого района она варьирует на несколько десятков метров, как в сторону увеличения (перевал Сельды), так и уменьшения (южный склон г. Ерыдаг и др.). По наблюдениям З.С. Паниева, оксфорд-кимериджские отложения характеризуются светлыми разностями пород, в отличие от перекрывающих их пестроцветных отложений титонского яруса.

Оксфорд-кимериджский возраст отложений региона обосновывается фауной аммонитов. В частности, в массиве Шалбуздаг в пелитоморфных известняках под горизонтом брекчий

¹ Паниев Э.С., Кузубов П.П., Губкина А.Н. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 // Отчет Самурской геолого-съемочной партии по работам 1976–1979 гг. в Дагестанской АССР и Азербайджанской ССР. Ессентуки, 1980.

² Пшеничный Л.В. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 // Отчет Самурской и Курахской ГСП по работам 1963 г. Ессентуки, 1964.

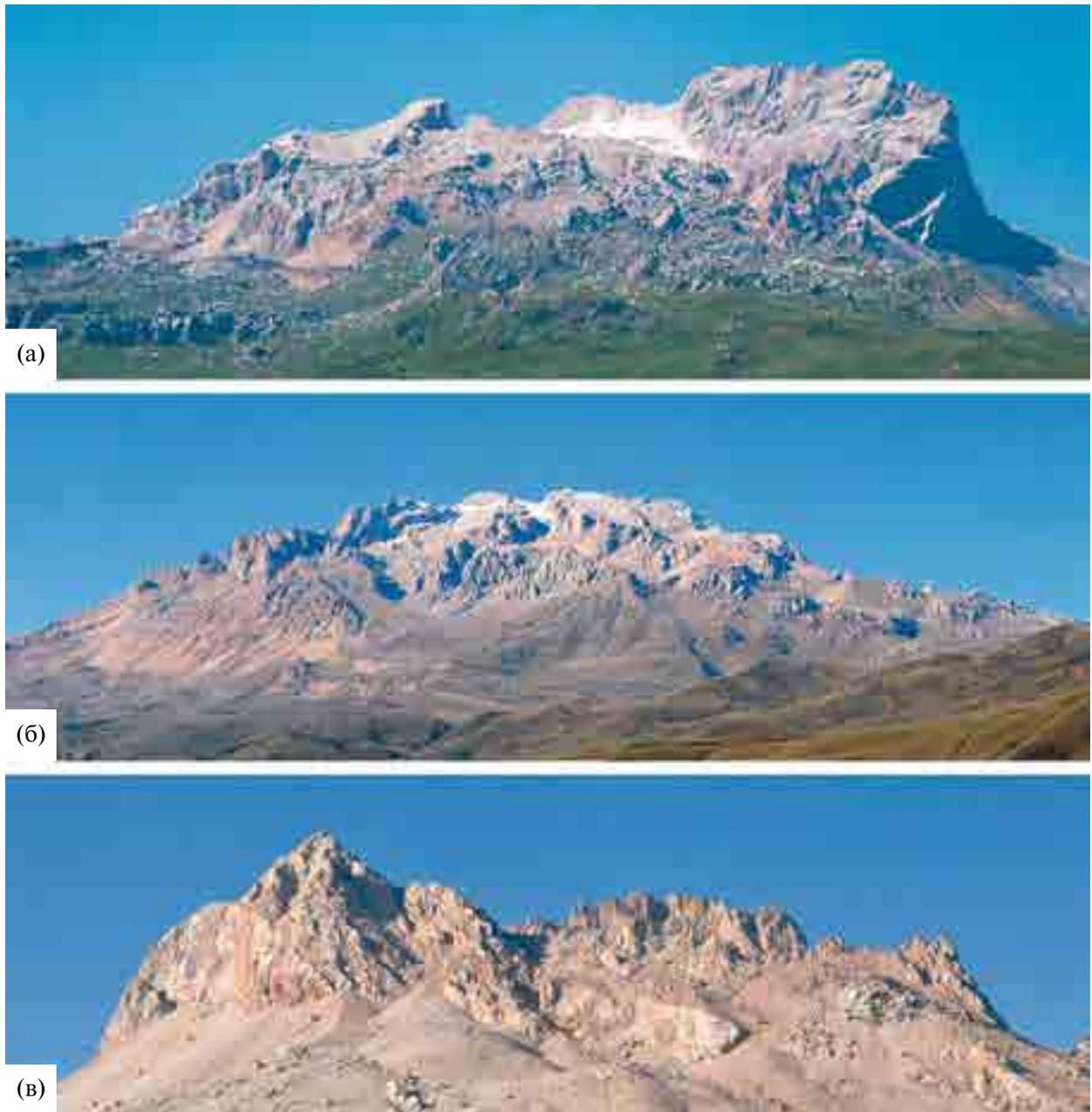


Рис. 2. Рифогенный массив горы Шалбуздаг.
Виды массива с разных сторон света: а – с севера, б – с востока, в – с юга, вид с запада – см. рис. 10.

найден аммонит *Agisphinctes cf. arigrepes* Buckm. В различных местах массива найдена также оксфорд-титонская фауна: *Lacunosella visulica* (Orpel), *Rhactorynchia corallina* (Leym.), *Ismenia* gf. *Pectunculoides* Schloth. и др. (Пшеничный и др., 1964)².

Следует отметить, что характер базальных отложений может меняться, и на западном окончании массива основание толщи J_3 выглядит несколько иначе – над контактом с аргиллитами средней юры залегает пачка переслаивания

мергелисто-глинистых и карбонатных слоев (несколько метров).

В разрезе массива Шалбуздаг к титонскому ярусу относится толща кремовато-серых известняков, пятнистых буро-красных органогенных коралловых доломитов, песчаников с горизонтами брекчий. Общая мощность толщи оценивается в 300 м (Паниев и др., 1980)¹. По данным геологической съемки, общая мощность отложений оксфорд-кимеридж-титонского возраста составляет более 426 м (Пшеничный, 1964 и др.)². Причем в

средней части (примерно 65 м) преобладают доломиты пятнистые, с пустотами выщелачивания, сменяющиеся вверх по разрезу доломитизированными криптокристаллическими известняками. Эти геологи считают также, что в структуре разреза можно выделить два горизонта с преобладанием брекчий. Нижний (15 м) представлен крупнообломочной известняковой брекчией, в составе обломков которой преобладают пестрые известняки, песчаники, мергели, алевролиты; цемент серый, карбонатный. Верхний горизонт (30–35 м) перекрывает все нижележащие породы и состоит из крупных и средних обломков подстилающих коралловых известняков; цемент песчано-карбонатный. В целом, основными породами разреза являются кремнистые брекчированные известняки, пелитоморфные брекчированные доломитизированные известняки, доломиты, кварц-карбонатные песчаники (Пшеничный и др., 1964)².

В коллективной монографии под редакцией К.О. Ростовцева “Юра Кавказа” [1992] приводится следующая характеристика верхнеюрской толщи массива Шалбуздаг: в основании шахдагской свиты (средний оксфорд–титон) залегают брекчиевидные песчаные известняки (50 м), выше — розовато-серые рифогенные известняки и доломиты (220–270 м), а в кровле — массивные доломиты и известняки (85 м). Общая мощность — до 355 м.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА РИФОГЕННОГО МАССИВА

На площади кольцевой структуры Шалбуздагского массива можно распознать несколько крупных рифогенных построек (рис. 3), которые имеют как схожие элементы в своей структуре, так и некоторые отличия. В структуре постройки, показанной на рис. 3б, можно выделить следующие элементы. В ее центральной части располагается куполообразное поднятие — биогенное ядро, облекаемое слоями, сложенными как осадочным материалом, так и слоями, по-видимому, водорослевой природы. Строение этого поднятия можно оценить по его изображению с противоположной стороны (рис. 4к), где оно частично отпрепарировано эрозией. Окружает поднятие зона развития гораздо более рыхлых отложений, в составе которых, очевидно, присутствует заметная доля терригенного материала; в этих отложениях залегают небольшие по толщине прослои карбонатных пород. Этой зоне соответствует отчетливо выраженное понижение (депрессия) в рельефе. В свою очередь, зона глинистых (?) осадков оконтуривается полосой развития карбонатных пород,

образующих внешнюю часть рифогенной структуры (постройки) в виде довольно круто залегающих плотных карбонатных пород.

Интересной особенностью в структуре другого рифогенного образования является появление на вершине куполовидной постройки округлого понижения в рельефе, заполненного относительно нетвердым (видимо, в основном глинистым) материалом (см. рис. 3в). В остальных же частях структура этого рифогенного сооружения аналогична описанному выше, что хорошо видно при их сравнении (см. рис. 3б, 3в). Здесь также слои, образующие окружающий ядро шлейф (периферия рифовой постройки), залегают очень круто (см. рис. 3в).

В пределах массива Шалбуздаг можно выделить еще несколько (3–4) крупных кольцевых рифогенных построек со схожим относительно сложным строением. Однако некоторые из них в результате проявления тектонических процессов — преимущественно стрессовых напряжений — хуже сохранили свою первоначальную структуру. Тем не менее их существование достаточно уверенно устанавливается по сохранившимся крупным фрагментам рифовых образований.

Помимо крупных рифогенных структур в пределах Шалбуздагского массива встречаются многочисленные биогермные постройки относительно небольшого размера — от нескольких метров — до первых десятков метров в диаметре (см. рис. 4а–4и). Как правило, в них хорошо выражено биогенное ядро, нарастающие на него слои водорослевого(?) происхождения и примыкающие к нему или перекрывающие его слои осадочных пород. Ядра биогермных построек могут иметь различную форму — от пологого купола до шаровидного образования. В плане эти постройки часто также окаймляются крутозалегающими слоями, образующими кольцевую структуру (см. рис. 4).

Если в пределах центральных частей карбонатной платформы крупные биогенные постройки хорошо отпрепарированы эрозией и обнажаются на дневной поверхности, то в ее периферийных частях в ряде мест в обрывах можно наблюдать погребенные биогенные постройки, перекрытые осадочным чехлом (см. рис. 4н), который образован продуктами эрозии смежных биогенных структур. Эти слои осадочных пород заполняют пространство между биогенными постройками, залегая почти горизонтально и упираясь в них. Прилегание слоистой толщи к крупной биогенной постройке наблюдается также на северо-восточном сегменте западного окончания массива (см. рис. 10). За пределами основной кольцевой структуры рифогенного массива

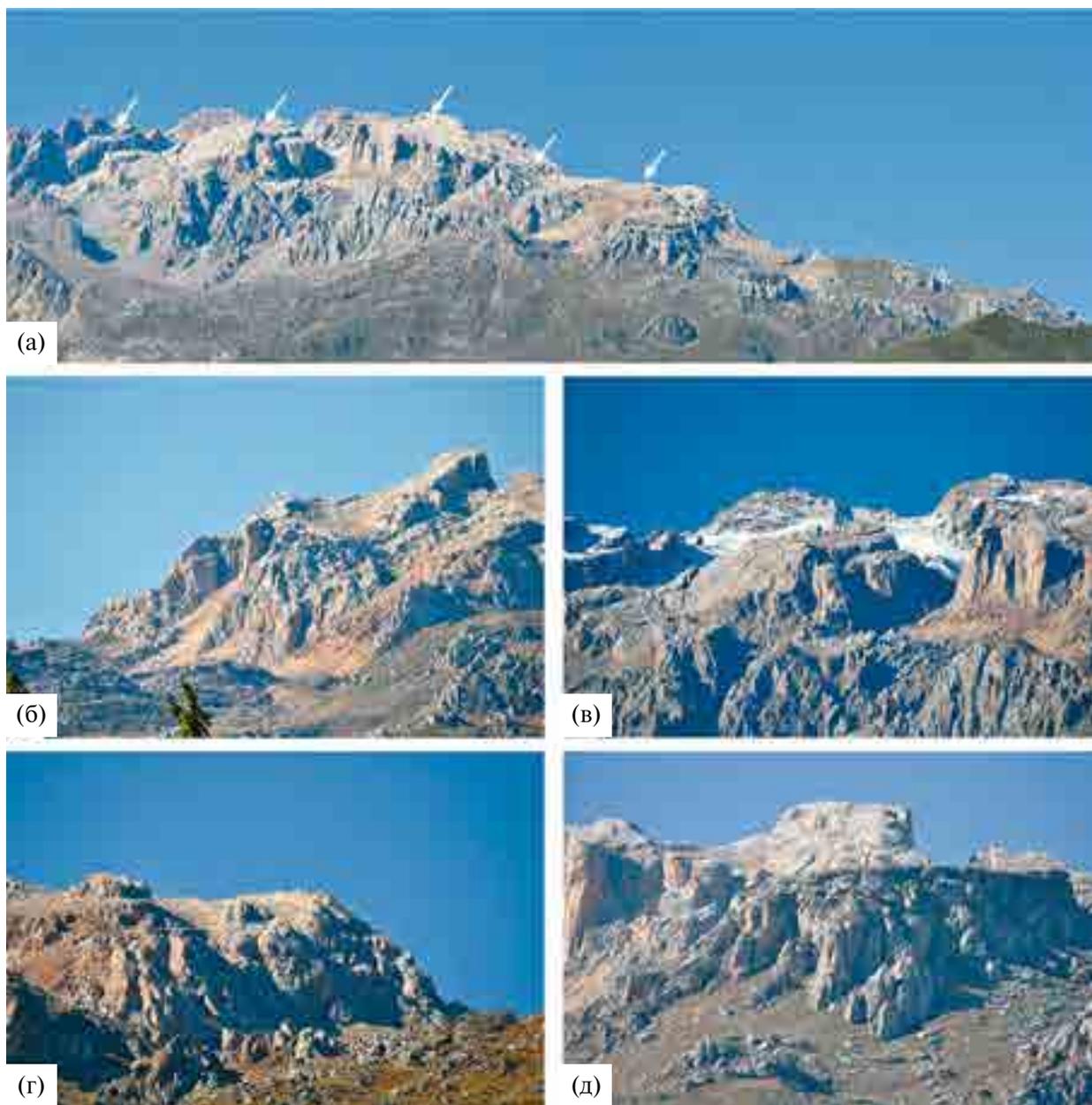


Рис. 3. Кольцевые рифовые структуры внутри массива Шалбуздаг. Стрелками отмечены наиболее крупные рифогенные структуры.

горы Шалбуздаг – на территории развития глинистых отложений средней юры встречаются одиночные биогермные постройки различного размера и формы (см. рис. 4л, 4м).

ХАРАКТЕР ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ И ИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Полную последовательность слоев осадочных пород в пределах рифогенного массива составить сложно, поскольку единого их разреза нет, а фрагменты осадочной толщи на территории массива

разобщены, и образование их контролировалось не только общими, но и локальными факторами.

Наклон слоев осадочных пород зависит от их взаимоотношения с биогенными постройками и, в связи с этим, варьирует в широких пределах – от горизонтального залегания до относительно крутого – до 45° и более (рис. 5).

Толщина слоев также меняется в широких пределах – от нескольких сантиметров до 0.5 м и более. Около крупных биогенных структур, как правило, толщина слоев возрастает по сравнению со слоями, тяготеющими к относительно мелким биогермам.



Рис. 4. Биогермные постройки района рифогенного комплекса Шалбуздаг (α – биогенное ядро биогерма, β – слои, окаймляющие центральную часть биогермной постройки (осадочного или биогенного происхождения). а–к – различные по морфологии биогермы на территории рифогенного массива; л, м – биогермные постройки, расположенные за пределами массива в зоне развития среднеюрских терригенных отложений (южный склон г. Шалбуздаг); н – рифогенные постройки, погребенные под осадочным чехлом в восточной части массива.

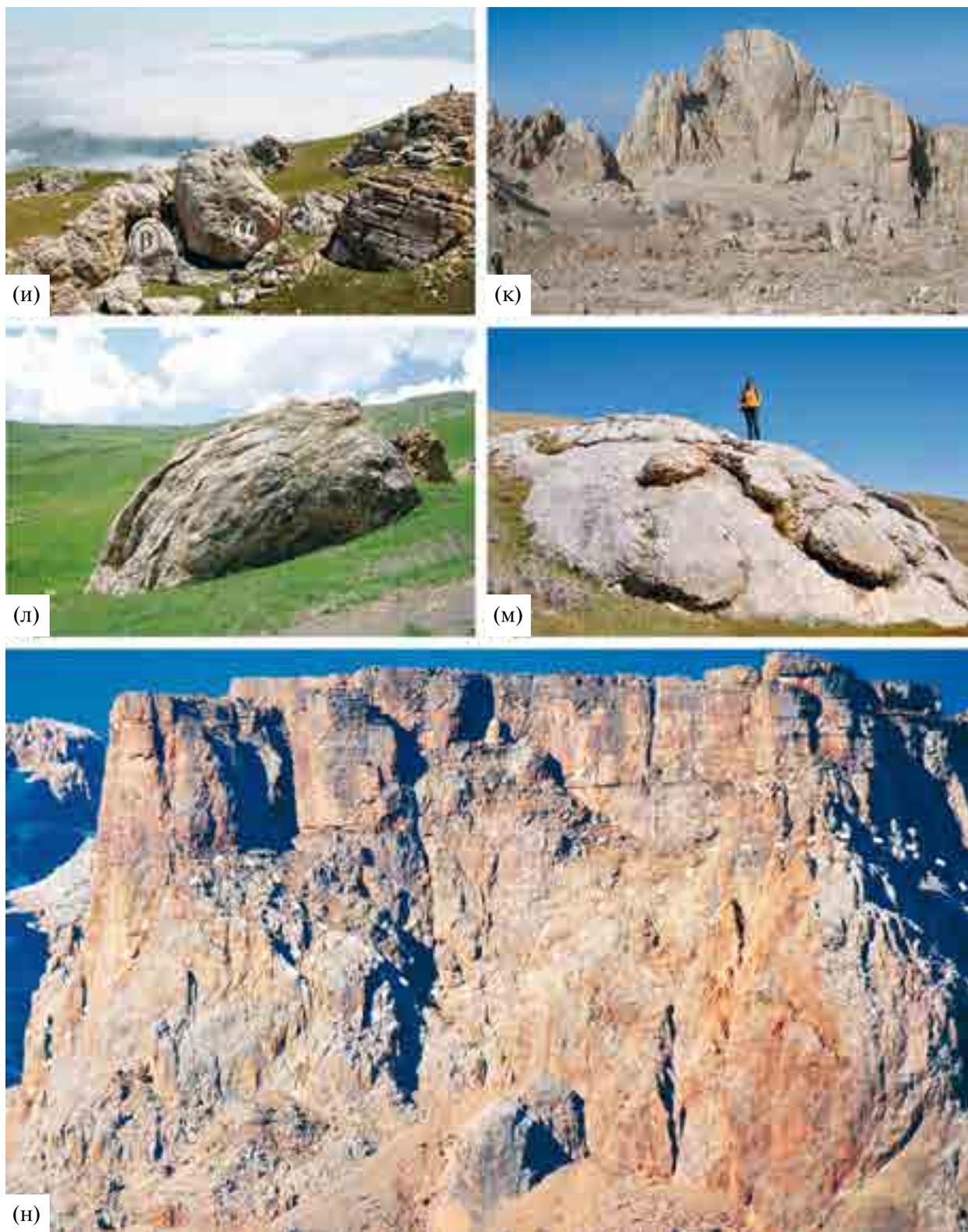


Рис. 4. Продолжение.

Для интервалов осадочных пород часто бывает характерна цикличность, которая заключается в чередовании слоев с градиционной

текстурой (рис. 6). Причем в основании циклов часто залегают крупнообломочные брекчии с размером обломков известняков до 10–20 см.



Рис. 5. Характер залегания и напластования отложений в толщах межрифового заполнения. а–з — примеры обнажений осадочных пород из разных частей рифогенного массива; залегание слоев от горизонтального до относительно крутого (до 45° и более), что не связано с тектоническими деформациями; часто отмечается нерегулярный характер напластования, невыдержанность слоев по простиранию вплоть до их выклинивания.

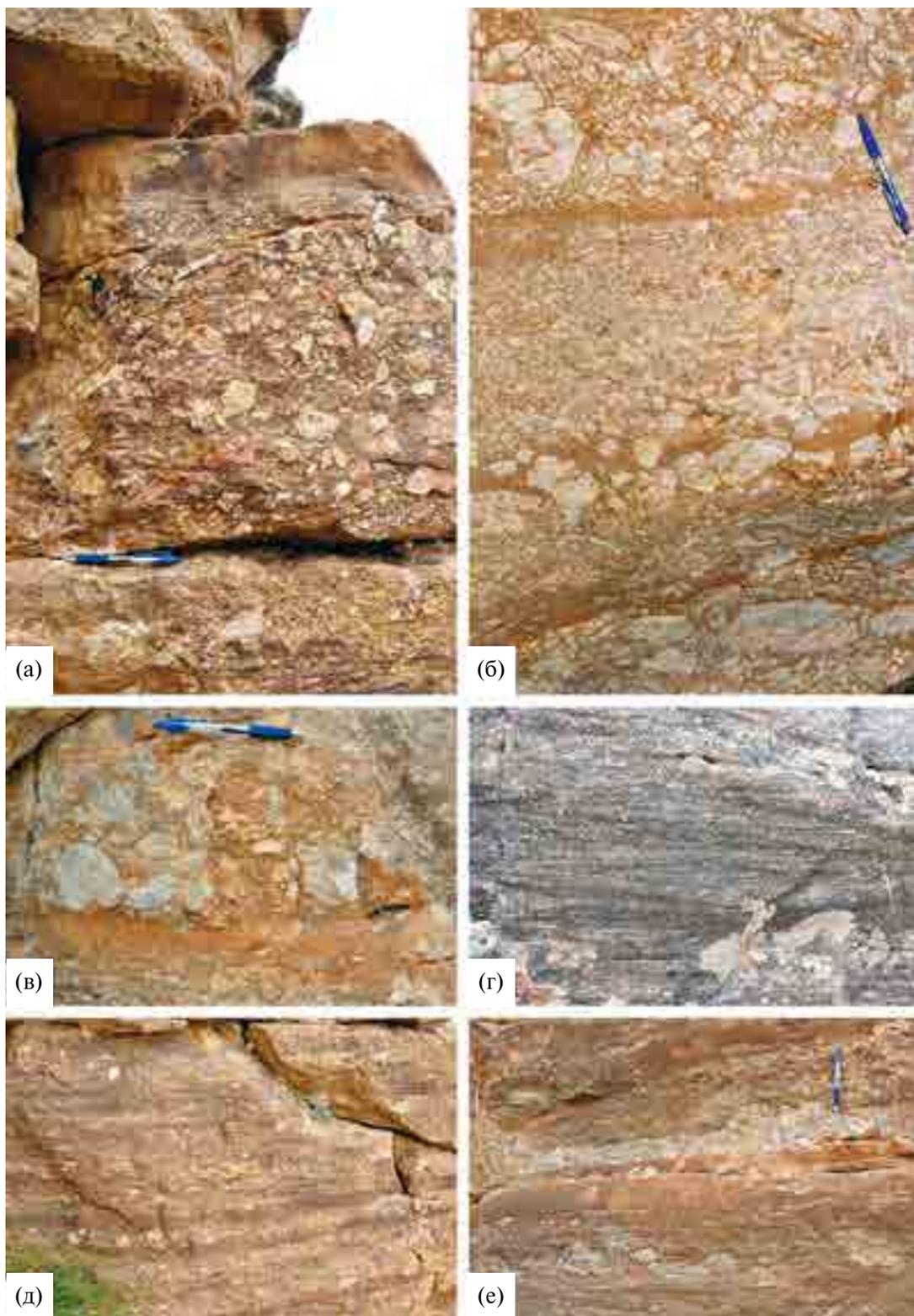


Рис. 6. Различные типы пород, слагающие осадочные серии, которые заполняют межрифтовое пространство.

а–в – циклиты с градационной текстурой; нижние элементы циклитов сложены грубообломочной брекчией с крупными неокатанными обломками биогенных известняков; г – песчаники с пологой косою слоистостью; д, е – циклический характер относительно мелкозернистых отложений с градационной текстурой.

При этом обломки преимущественно остроугольные, неокатанные, признаки их слабой окатанности наблюдаются в единичных случаях. Переход к верхней части циклита, как правило, постепенный; в верхней части циклита осадочный материал бывает представлен сравнительно тонкозернистой известковой массой, окрашенной часто в красновато-коричневатые тона (см. рис. 6). Изредка в слоях отмечается перекрестная пологая косая слоистость (см. рис. 6г). Знаки ряби на поверхности слоев отмечены в единичных случаях.

Фауна-рифообразователь. При исследовании пород рифогенного массива встречаются многочисленные остатки фауны. Строителями рифов выступали различные виды организмов. Обзор развитой здесь фауны ранее приводился в работах В.П. Ренгартена [Ренгартен, 1909 и др.], К.И. Богдановича [Богданович, 1902], в отчетах по геологической съемке территории (Паниев и др., 1980¹; Пшеничный и др., 1964²) и др. Довольно часто раковины макрофауны, заключенные в известняковых пластах, настолько многочисленны, что их количество равноценно или преобладает над цементирующей их карбонатной массой (рис. 7а, 7б). Значительный вклад в процесс формирования рифов вносили кораллы. Причем кораллы были представлены формами разнообразного таксономического состава (см. рис. 7в–7д). На плоскостях напластования известняков нередко встречаются скопления раковин брахиопод (см. рис. 7е), размер которых достигает 5–7 см. В известняках встречаются также крупные фрагменты криноидей, толщина стеблей которых достигает 3–4 см (см. рис. 7 ж); в формировании пород принимали участие различные виды водорослей, гастроподы, пелециподы, мшанки и др. (см. рис. 7з). Скелеты этих организмов слагают как центральные части рифовых построек, так и пласты органогенных известняков.

Трещины усыхания. В пределах рифогенного комплекса неоднократно наблюдались поверхности слоев с трещинами усыхания, придающие этим слоям полигональный облик (см. рис. 8а–8в). Трещины такого рода проникают вниз на глубину в несколько сантиметров и бывают заполнены более темным, преимущественно глинистым материалом. Присутствие в разрезе слоев с полигональной структурой поверхности может указывать на осушение территории в результате падения уровня моря (в том числе эвстатического). Этот фактор несомненно оказывал существенное влияние на формирование архитектуры осадочной толщи.

Наряду с трещинами усыхания на тех же поверхностях слоев встречаются протяженные

линейные трещины (см. рис. 8а), рассекающие осадочную толщу на значительно большую глубину. Такого типа трещиноватость, часто наблюдаемая в карбонатных породах массива, имеет приблизительно субширотное простирание, что позволяет связывать ее образование с тектоническими напряжениями субмеридионального направления. Тектонический фактор оказал влияние на итоговый облик рифогенного массива, сформированный уже в постюрское время.

Карстовые процессы. На поверхности некоторых биогенных построек были отмечены крупные каверны, углубления (первые метры), заполненные горизонтально залегающими преимущественно тонкослоистыми отложениями; в ряде случаев они подстилаются слоем грубообломочных пород (рис. 9). Как правило, отложения в этих полостях окрашены гидроксидами железа в коричневато-красные цвета. Такие образования, по нашему мнению, можно рассматривать как результат развития палеокарста в периоды понижения уровня моря в титонское время и выхода на дневную поверхность еще относительно слаболитифицированных карбонатных пород.

Особенности структуры западной части рифогенного массива. В скальных обнажениях западного края Шалбуздагского массива можно наблюдать ряд контактов-взаимоотношений биогенных структур массивных известняков и слоистых осадочных толщ, которые позволяют оценить временную последовательность их образования (рис. 10). Здесь, как отмечалось выше, над аргиллитами средней юры, в основании верхнеюрской толщи залегают пачка переслаивания пластов глинистых мергелей и карбонатных пород (см. рис. 10а, 1). Аналогичная картина наблюдается в основании Шагдагского массива, где в ней присутствуют также многочисленные олистолиты карбонатных пород [Гаврилов, 2018]. На эту пачку налегает основание крупной биогенной куполообразной линзы известняков (см. рис. 10а, 2). На рисунке видно, что с восточной стороны к ней примыкает слоистая толща осадочных пород (см. рис. 10а, 3), которые в основном являются продуктами эрозии, разрушения рифогенных построек. Причем прилегание слоистой толщи к массивным известнякам прослеживается до самого их верха. Выше – по сравнительно резкому контакту на нижележащие известняки и слоистую толщу налегает другая известняковая линза, по форме аналогичная залегающей ниже, но несколько меньшая по размеру (см. рис. 10а, 4). К ней также прилегает фрагмент слоистой осадочной толщи (см. рис. 10а, 5).

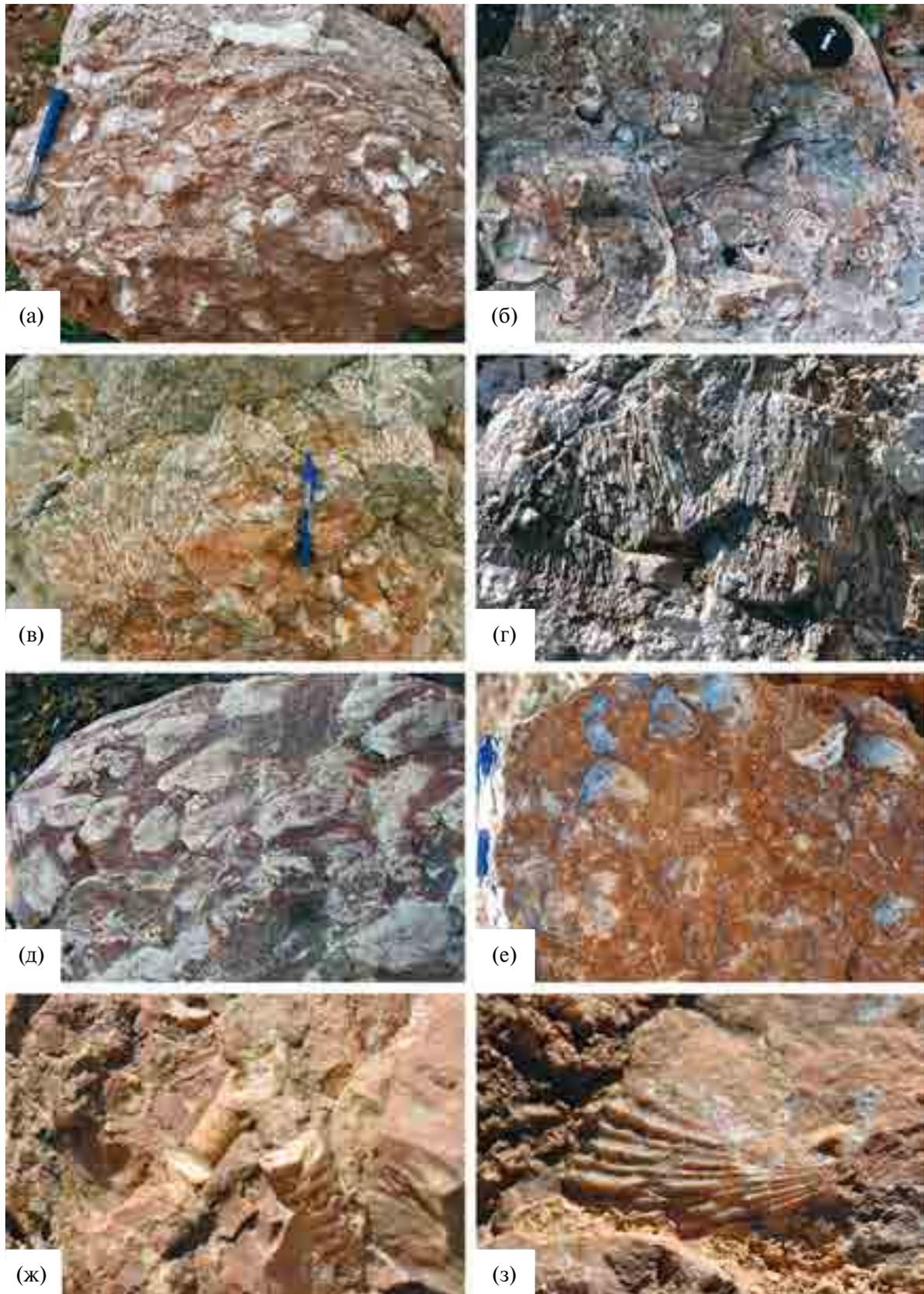


Рис. 7. Карбонатные породы и встречающиеся в них остатки рифостроящих организмов.

а, б – органогенные известняки с крупными включениями макрофауны; в, г, д – кораллы разных видов; е – слой с многочисленными брахиоподами; ж – фрагменты крупных криноидей; з – двустворчатые моллюски.

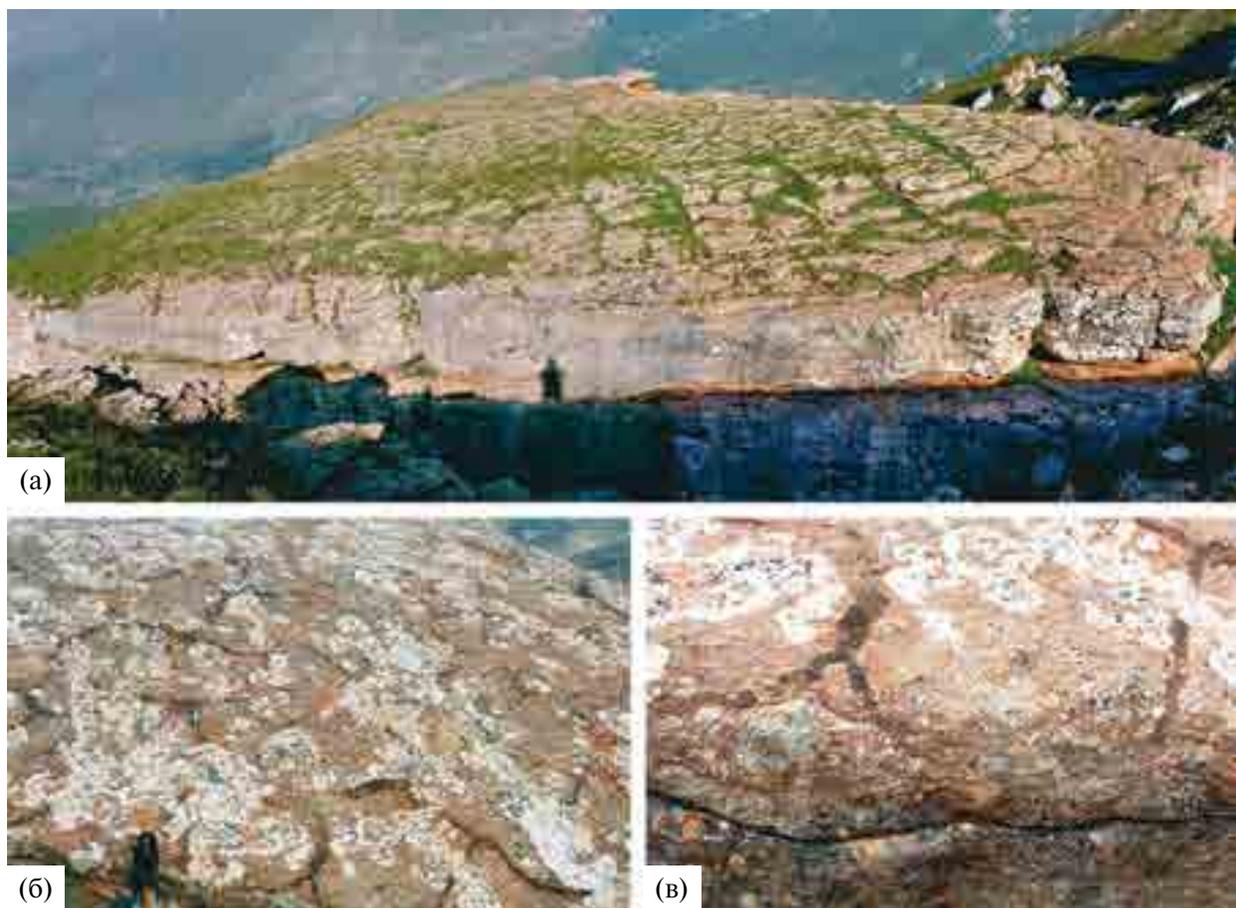


Рис. 8. Поверхности слоев с трещинами различной морфологии и происхождения.

а — поверхность слоя с полигональными трещинами усыхания и протяженными линейными трещинами, пересекающими всю пачку пород, имеющими тектоническую природу; б, в — полигональные трещины усыхания, развитые в тонком (первые сантиметры) известковом поверхностном слое; белые пятна на поверхности слоя — остатки лишайников.

Структура более высоких частей разреза (вблизи вершины стены) достаточно уверенно не распознается (см. рис. 10а, б). На рис. 10в приведено изображение того же обнажения, но с несколько иными условиями его освещения, что помогает при их сравнении более уверенно проводить дешифрирование изображений и выявлять соотношение геологических структур.

Такие взаимоотношения элементов разреза могут, по-видимому, свидетельствовать о достаточно отчетливо выраженных эпизодах перерывов в развитии Шалбуздагской рифогенной структуры. Эти перерывы скорее всего были связаны с периодами значительного понижения уровня моря. Наблюдаемые взаимоотношения согласуются с заключениями исследователей (Паниев и др., 1980¹; Пшеничный и др., 1964²), проводившими здесь геологическую съемку, которые считали, что осадочный разрез Шалбуздага

неоднороден и в нем можно выделить литологически различные части — оксфорд-кимериджскую и титонскую. Такая структура разреза верхней юры возникла в результате влияния на осадочный процесс эвстатических колебаний уровня моря.

Особенности седиментации рифогенного массива. Специфической особенностью процесса формирования рифогенного осадочного комплекса является многообразие механизмов аккумуляции осадочного материала. Одним из них является широко развитый, в основном вне пределов рифового комплекса, механизм вертикального наращивания осадков по принципу “частица за частицей”. Присутствие в структуре осадочных последовательностей интервалов осадков с отчетливой циклической градиционной текстурой позволяет считать, что на некоторых этапах формирования осадочной толщи важную роль в поставке материала

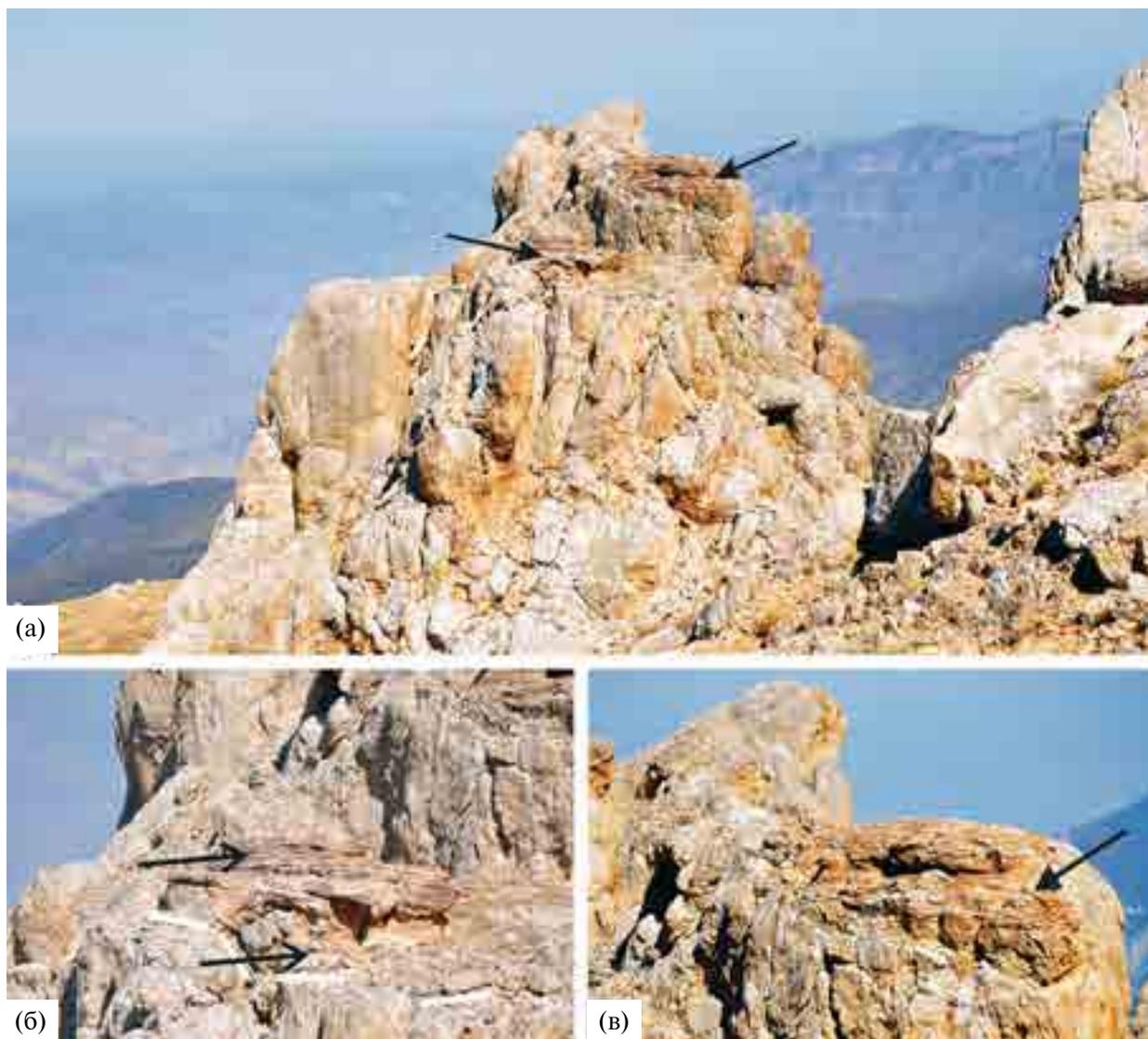


Рис. 9. Биогермная постройка со следами развития палеокарста.

а – общий вид биогермы, б, в – карстовые углубления в верхней части постройки, заполненные осадочным материалом, окрашенным гидроксидами железа в коричневато-красные цвета.

играли гравитационные потоки, которые мобилизовывали продукты разрушения со склонов растущих биогенных построек (рифов). Та часть материала, которая оставалась на склонах рифогенных построек, сформировала осадочный шлейф вокруг биогенного ядра рифа. Совокупная толщина серии пластов, образующих этот шлейф и залегающих довольно круто, могла достигать нескольких десятков метров; то есть осаждение (накопление) осадочного материала и увеличение мощности шлейфа происходило в значительной мере в латеральном направлении. Часть осадочного материала – прежде всего тонкозернистого, сносившегося с поднятий к их подножию, – перераспределялась по площади

массива морскими течениями, а на мелководье – в результате волновой деятельности. Рост биогенных структур, в результате фиксации карбоната Са преимущественно макрофауной и водорослями, происходил как в вертикальном, так и в латеральном направлениях.

Положительные формы рельефа в пределах рифогенного массива в основном определяются выходом на дневную поверхность куполовидных биогенных построек и прилегающих к ним слоистых шлейфов. Их совокупность придает массиву специфический облик, который существенно отличается от морфологии окружающих его осадочных комплексов иного генезиса.

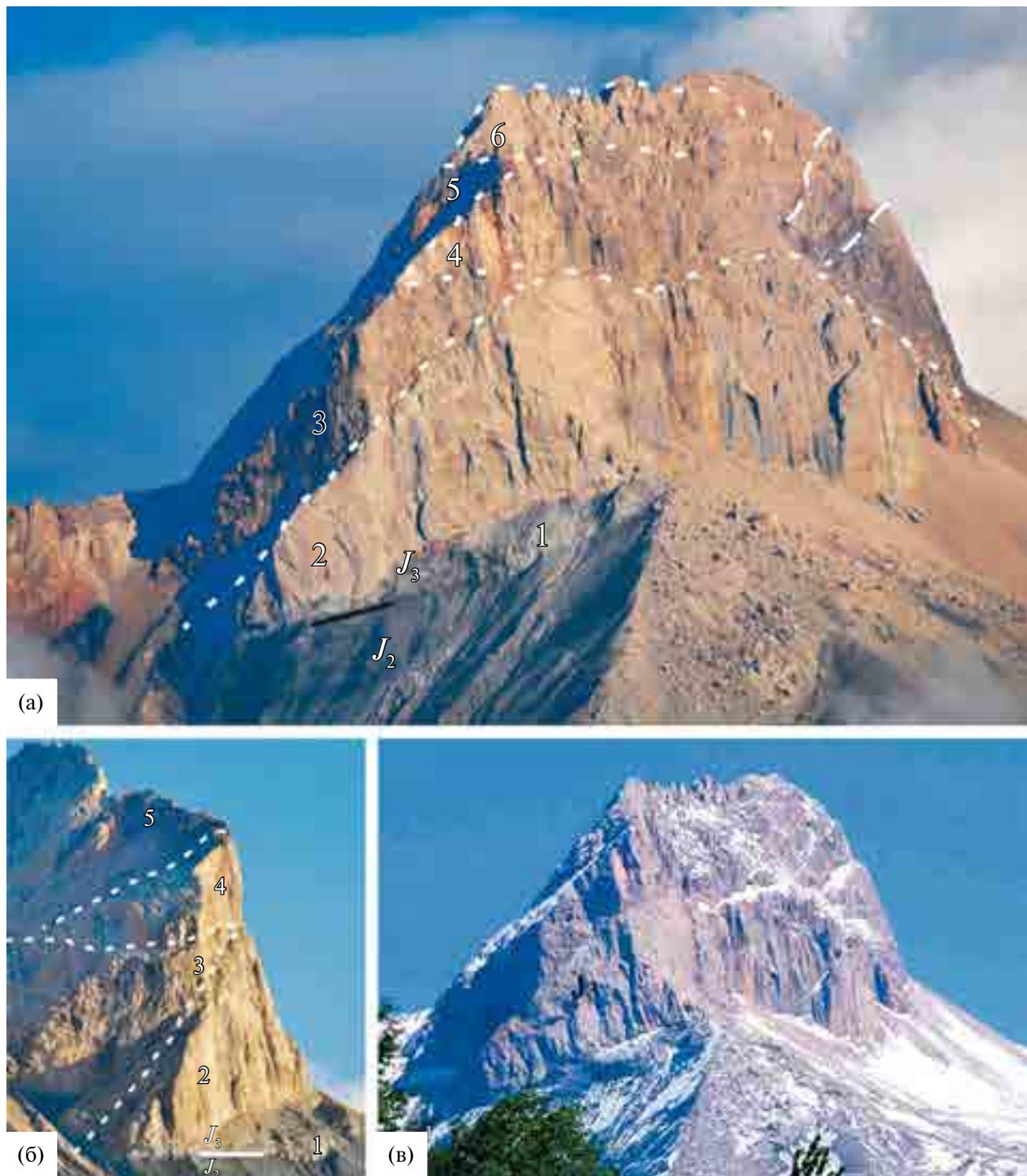


Рис. 10. Западное окончание рифогенного массива (с элементами дешифрирования его структуры).
 а, в – фотографии объекта с разным характером освещения, что способствует выявлению особенностей его строения, б – вид северо-западного края рифогенного массива.
 Цифры на фотографиях: 1 – пачка переслаивания известняковых и мергельных пластов в основании верхнеюрской толщи, 2, 4 – куполообразные линзы плотных биогенных известняков, 3, 5 – стратифицированные толщи осадочных пород, слои которых упираются в линзы известняков, 6 – возможно, еще одна линза известняков (?), венчающая разрез J_3 .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рифогенный массив горы Шалбуздаг, хотя и приурочен к линейной структуре – Шагдагской зоне барьерного рифа, окаймлявшей с севера Дибрарский флишевый прогиб, – не являлся частью *непрерывного* барьерного рифа, а был самостоятельной рифогенной структурой, которую можно рассматривать как изолированную карбонатную платформу. Она имела почти округлую форму. Диаметр этой структуры оценивается примерно в 4 км.

В центральной части массив представляет собой совокупность довольно крупных кольцевых рифогенных образований, между которыми, а также по его периферии расположены более мелкие биогенные постройки (биогермы).

На площади массива его высота меняется – наиболее высокой (более 4100 м) является западная часть; к северо-востоку его высота существенно уменьшается.

По характеру обнажающихся в западной стене геологических комплексов, в частности по морфологии их структуры, можно достаточно уверенно предполагать, что ранее осадочно-биогенные структуры имели продолжение на некоторое расстояние в западном направлении. Однако в дальнейшем западное окончание Шагдагского массива было отсечено дизъюнктивными нарушениями от его основной части и разрушено, дезинтегрировано на относительно мелкие части, которые были эродированы. Признаки активного тектонического воздействия на породы массива в виде различных дислокаций и нарушений первоначального залегания слоев можно наблюдать в южной части западного окончания массива (см. рис. 2в). При этом эти процессы, по нашему мнению, могли проявиться уже в раннем мелу.

Сложность строения массива обусловлена тем, что на формирование его структуры оказывали совокупное влияние различные факторы: климат (преимущественно аридный); колебания уровня моря разного порядка; расположение рифогенного массива вблизи зоны крупного разлома, что могло влиять на повышенную сейсмичность этого района и, соответственно, на поведение осадочных масс и биогенных построек; рельеф территории, на которой начинал формироваться рифогенный массив.

Существенным фактором, который влиял на размеры рифовых построек и их количество на территории массива, могло быть направление течений, богатых биофильными элементами, которые были необходимы для успешного роста

рифов. Наиболее высокие из них располагаются по южному и западному краям Шалбуздага, в сравнении с его северной и восточной частями (см. рис. 2, 10). Именно с юга – со стороны глубоководного Дибрарского прогиба – происходило поступление продуктивных водных масс, что и обусловило особенности в распределении биогенных структур разной величины, т.е. определенную асимметрию в строении рифогенного массива горы Шалбуздаг.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность В.И. Черкашину за помощь в организации полевых исследований в Южном Дагестане и В.А. Жемчуговой за плодотворное обсуждение некоторых вопросов по проблеме формирования древних рифогенных структур.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 123032400064-7).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И.* Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
- Беленицкая Г.А., Соболев Н.Н., Петров О.В. и др.* Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России // Под ред. Г.А. Беленицкой, О.В. Петрова, Н.Н. Соболева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. 624 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 355)
- Бендукидзе Н.С.* Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 166 с.
- Богданович К.И.* Два пересечения Главного Кавказского хребта // Труды Геол. Комитета. 1902. Т. XIX. 209 с.
- Бойко Н.И.* Литолого-фациальные особенности и условия образования норийско-рэтской карбонатной формации Северного Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XII / Под ред. И.А. Керимова, В.А. Широковой. М.: ИИЕТ РАН, 2022. С. 31–35.
- Бойко Н.И., Пушкарский Е.М.* Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 61–70.
- Бурштар М.С., Арбатов А.А., Чернобров Б.С.* Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов // Геотектоника. 1967. № 3. С. 49–54.

- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.И., Яковишина Е.В.* Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу (Краснодарский край) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2014. № 3. С. 15–26.
- Гаврилов Ю.О.* Архитектура южной краевой зоны верхнеюрско-валанджинской карбонатной платформы северо-восточного Кавказа (Дагестан, Шахдагский массив) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 507–520.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиagenетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.
- Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.
- Жемчугова В.А.* Верхний палеозой Печорского бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). Сыктывкар: Коми республиканское изд-во, 1998. 160 с.
- Жемчугова В.А.* Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
- Кабанова З.В.* О распределении верхнеюрских рифовых отложений в Крымско-Кавказской геосинклинальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 117–122.
- Кабанова З.В., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. Вып. 3. С. 42–57.
- Конюхов И.А., Комардинкина Г.Н.* К вопросу о региональной литологии верхнеюрских карбонатных отложений Северо-Восточного Кавказа // Докл. АН СССР. 1956. Т. 111. № 6. С. 1318–1321.
- Кузнецов В.Г., Сухы В., Фойгт Т.* О строении и условиях формирования титонских отложений разреза Балта (Северная Осетия) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 120–127.
- Леонов Г.П., Логинова Г.А.* Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанджина // Ученые записки МГУ. Сер. геол. 1956. Вып. 176. С. 87–103.
- Леонов Ю.Г.* Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.
- Леонов Ю.Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
- Ренгартен В.П.* О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана // Изв. Геол. Комитета. 1909. Т. XXVIII. № 9. С. 637–690.
- Сианисян С.С., Минин А.И., Мосякин А.Ю.* Биогермные массивы верхней юры северного борта Терско-Каспийского прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 48–53.
- Стор М.А., Птецов С.И., Панина Л.В. и др.* Методика прогнозирования рифовых построек в условиях Терско-Каспийского краевого прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 61. Вып. 5. С. 47–52.
- Хаин В.Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 224 с.
- Юра Кавказа / Под ред. К.О. Ростовцева. СПб.: Наука, 1992. 184 с.
- Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Antoshkina A.I.* Organic buildups and reefs on the Palaeozoic carbonate platform margin, Pechora Urals, Russia // Sediment. Geology. 1998. № 118. P. 187–211.
- Bosellini A.* Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy // Sedimentology. 1984. V. 31. P. 1–24.
- Funk H.P., Föllmi K.B., Mohr H.* Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, eastern Helvetic Alps // Cretaceous Carbonate Platforms / Eds T. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse // AAPG Memoir. 1993. V. 56. P. 387–407.
- Goldhammer R.K., Harris M.T.* Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy // Controls on carbonate platform and basin development / Eds P.D. Crevello et al. // SEPM Spec. Publ. 1989. V. 44. P. 323–338.
- Keim L., Schlager W.* Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy) // Sediment. Geology. 2001. V. 139. P. 261–283.
- Kendall C.G.St.C., Schlager W.* Carbonate and relative changes in a sea level // Mar. Geol. 1981. V. 44. P. 181–212.
- Kenter J.A.M.* Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric // Sedimentology. 1990. V. 37. P. 777–794.
- Kuznetsov V.G.* Late Jurassic–Early Cretaceous Carbonate Platform in the Northern Caucasus and Precaucasus // In Cretaceous Carbonate Platforms / Eds T. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse // AAPG Memoir. 1993. V. 56. P. 455–463.
- Pomar L.* Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain // Sedimentology. 1991. V. 38. P. 243–270.
- Pomar L.* Types of carbonate platforms: a genetic approach // Basin Res. 2001. V. 13. P. 313–334.
- Schlager W.* Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy // SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. 2005. V. 8. P. 104–146.
- Schlager W., Reijmer J.J.G., Droxler A.* Highstand shedding of carbonate platform // J. Sed. Res. 1994. V. 3. P. 270–281.

STRUCTURE AND LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPER JURASSIC SHALBUZDAG REEF MASSIF (NORTHEASTERN CAUCASUS)

Yu. O. Gavrilov*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: yugavrilov@gmail.com*

The structure of the Upper Jurassic reef complex of the Shalbudzag mountain range (southern Dagestan) is considered. It was the western segment of the Shahdag zone of the barrier reef, which separated zones with different types of sedimentation: to the north of it was the area of shallow sedimentation of the carbonate platform of the Greater Caucasus, to the south was the Dibrara trough, where thick strata of carbonate and terrigenous flysch accumulated. In terms of the reef massif has an approximately ring-shaped shape with a diameter of about 4 km. There are several large reef structures on its territory, in the center of which there is a biogenic carbonate dome-shaped core surrounded by a plume of sedimentary layers lying relatively steeply. There are also numerous smaller formations, bioherms, ranging in size from a few meters to the first tens of meters. Reef-forming fauna is represented by corals, gastropods, brachiopods, various types of algae, etc. The inter-reef space is filled with sedimentary rocks, which are mainly products of denudation of reef structures. Gradation cyclicity is often observed in these strata. In the structure of the western edge of the massif, according to the ratio of biogenic and sedimentary deposits, at least 3 large impulses in its formation can be distinguished. The factors that most influenced the formation of the Shalbudzag reef complex should probably be considered 1) climate changes from humid in the Middle Jurassic to arid in the Late Jurassic, 2) proximity to the transition zone between areas with different tectonic development regimes and sedimentation types, 3) sea level fluctuations of various orders.

Keywords: Southern Dagestan, Upper Jurassic, reef massif, barrier reef, bioherms, Dibrara trough, carbonate platform, sea level fluctuations, climate change, sedimentation, paleokarst

УДК 551

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ФУНДАМЕНТ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ПРОТЕРОЗОЯ. СООБЩЕНИЕ 1. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОГЕОХИМИИ

© 2025 г. А. В. Маслов^{а, *}, В. Н. Подковыров^{б, **}, А. К. Худoley^{с, ***}, А. В. Купцова^с

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

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

^сИнститут наук о Земле, СПбГУ, пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

***e-mail: akhudoley@gmail.com

Поступила в редакцию 25.11.2024 г.

После доработки 16.01.2025 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

Анализ валового химического состава тонкозернистых обломочных/глинистых пород ряда объектов (айская, прикамская и трехгорная свиты, мукунская серия и усть-ильинская свита, старорусская и василеостровская свиты, глинистые породы нижнего виндия и серий Гвалиор, Бима, Атабаска, Либби Крик и др.), участвующих в сложении несогласно перекрывающих кристаллический фундамент осадочных последовательностей протерозоя, показал, что их минеральный состав был близок к составу большинства постархейских глинистых пород. Соотношение Zr, Sc и Th в этих породах предполагает, что они сложены преимущественно слабо рециклированным материалом. Доля продуктов размыва магматических пород основного состава среди источников их тонкой алюмосиликокластики была относительно невелика. Особенности валового химического состава таких глинистых пород дают основание считать, что основными поставщиками обломочного материала для них выступали комплексы пород, сформированные в коллизионных и/или рифтогенных обстановках.

Ключевые слова: глинистые породы, фундамент, протерозой, литогеохимия

DOI: 10.31857/S0024497X25040023, EDN: JEEXZP

Во многих известных разрезах протерозоя его нижние подразделения (надсерии, серии, свиты, подсвиты) залегают с резким стратиграфическим или угловым несогласием на породах кристаллического фундамента: нижнерифейская бурзянская серия на Южном Урале [Семихатов, 1974; Семихатов и др., 2009 и др.]; рифейский вулканогенно-осадочный комплекс в Пашско-Ладожском бассейне [Купцова и др., 2011а], серия Со-нахан центральной части Индийского щита [Wani et al., 2022], серия Гвалиор на западном фланге кратона Бунделькханд, Индия [Absar et al., 2009], примеры можно продолжить.

Однако на целый ряд вопросов: 1) какими по валовому химическому составу (основные порообразующие оксиды и редкие и рассеянные

элементы) песчаниками и глинистыми (метапелиты) породами сложены несогласно перекрывающие фундамент осадочные толщи; 2) как распределены их фигуративные точки на различных дискриминантных диаграммах и др., ясных ответов в литературе все еще нет. Поэтому нашей главной целью является заполнение в какой-то мере указанного пробела.

Объект исследования – протерозойские внутрикратонные бассейны, базальные осадочные толщи которых несогласно перекрывают кристаллический фундамент. С осадочными последовательностями в зонах структурно-стратиграфических несогласий между чехлом и фундаментом связаны месторождения урана, золота, свинца, цинка, серебра в ассоциации с платиноидами,

ванадием, медью, никелем, мышьяком, селеном и другими экономически важными компонентами [Hoeve, Sibbald, 1978; Needham et al., 1980; Proterozoic..., 1981; Величкин, 1983; Комарницкий и др., 1987; Williams, 1998; Quirt, 2003; Михайлов и др., 2004; Молчанов и др., 2005; Пакульнис, Шумилин, 2005; Прогнозирование..., 2006; Jefferson et al., 2007; Шумилин, 2011, 2015; Афанасьев и др., 2014; Huston et al., 2016; Будяк и др., 2017; Geological..., 2018; Unconformity-related..., 2018; Гребенкин и др., 2021; Пэк и др., 2022; и др.].

Заложение протерозойских осадочных бассейнов связано в подавляющем большинстве случаев с дроблением вследствие рифтогенеза гранито-гнейсового фундамента и/или зрелой континентальной коры, консолидация которой происходила 3.5–3.0 и 2.8–2.5 млрд лет назад [Windley, Bridgwater, 1971; Armstrong, 1991; Condie, 1998; Isley, Abbott, 2002; Bleeker, 2003; van Kranendonk, 2012; Геологическая..., 2021; и др.], завершившись в основном к 2.0–1.8 млрд лет. Источники слагающего их обломочного материала могли быть местными (локальными) или находиться на значительном удалении, а состав песчаников варьирует от литаренитов, аркозов и кварц-полевошпатовых разностей до кварцаренитов. Встречаются здесь и довольно экзотические породы типа “диагенетических песчаников” (diagenetic arenites) [Hiatt et al., 2007; Купцова, Худoley, 2020]. Еще одна особенность осадочного выполнения такого рода бассейнов – отсутствие выраженной взаимосвязи тектонических обстановок формирования осадочных толщ и их состава. Так, весьма зрелые разности песчаников могут слагать осадочные последовательности даже вблизи несогласно перекрываемого ими кристаллического фундамента (см., например, [Rainbird et al., 2003]).

В настоящей работе использованы собственные аналитические данные по валовому химическому составу обломочных пород осадочных последовательностей разного возраста (или объектов нашего банка данных): айской свиты Южного Урала (объект 1); прикамской свиты Камско-Бельского авлакогена (объект 2); трехгорной свиты Учуро-Майского региона (объект 3); мукунской серии и усть-ильинской свиты периферии Анабарского массива (объект 4) и валдайской серии (старорусская и василеостровская свиты), северо-восточная часть Балтийской моноклинали (Ленобласть и Эстония) (объект 23).

Привлечены также заимствованные из литературы сведения, включая данные о содержании пороодообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов в обломочных породах нижнего

виндия, бассейн Виндхьян, север Индийского щита (объект 5); серии Читравати, мобильный пояс Восточный Гат, Юго-Восточная Индия (объект 6); формации Керур, бассейн Каладги-Бадами, Южная Индия (объект 7); серии Соманпалли, восточный пояс долины Пранхита-Годавари, центральная Индия (объект 8); серии Гвалиор, северо-западная часть кратона Бунделькханд, Индия (объект 9); серии Биджавар, бассейн Сонрай, центральная Индия (объект 10); надсерии Дели, бассейн Баяна, северо-запад Индийского щита (объект 11); серий Сонахан и Махакошал, центральная часть Индийского щита (объект 12).

Также использованы данные о валовом химическом составе глинистых пород и метапелитов серии Бима, бассейн Бима, кратон Дхарвар, Южная Индия (объект 13); серии Атабаска, Канада (объект 14); серии Либби Крик, кратон Вайоминг, США (объект 15); надсерии Вернеке, Канада (объект 16); “геосинклинали Пайн-Крик”, север Австралии (объект 17); надсерии Гурон, кратон Сьюпириор, Канада (объект 18); серии Рама, северо-восточная часть Лабрадор, Канада (объект 19); серии Уфошань, южная часть Северо-Китайского кратона (объект 20); надсерии Бирим, щит Лео Ман, Западная Африка (объект 21) и Пашско-Ладожского бассейна, южная периферия Балтийского щита (объект 22). Возраст всех перечисленных объектов, как и возраст пород фундамента, указан далее (см. раздел “Краткая характеристика...”).

Не для всех названных объектов в литературе имеются аналитические данные одновременно для глинистых пород и для песчаников. Поэтому в двух больших группах аналитических материалов, сформированных нами для исследования глинистых пород (данная работа) и песчаников (следующее сообщение на эту тему) есть те или иные пробелы, что хорошо видно на иллюстрациях, где показано расположение фигуративных точек усредненных составов пород (т.н. усредненных точек) разных объектов.

Поскольку анализировался весьма разнородный по своей представительности материал, выводы на его основе можно считать только самым первым приближением к искомым наиболее общим характеристикам обломочных пород, слагающих базальные горизонты протерозойских осадочных толщ. Мы отдаем себе также отчет в различном стратиграфическом масштабе анализируемых объектов – от свит/формаций до надсерий, и, пожалуй, единственным оправданием постановки их в один ряд друг с другом служит в какой-то мере сопоставимая длительность

формирования многих из них. Так, например, надсерия Белт-Перселл, США–Канада, обладает максимальной мощностью около 22 км, а длительность ее формирования составляет не более чем 75 млн лет [Anderson, Davis, 1995; Sears et al., 1998; Evans et al., 2000]. Примерно таково (~60 млн лет) время накопления 14-километровой надсерии Вернеке, Канада [Furlanetto et al., 2013; Furlanetto, 2015], а также, по-видимому, айской свиты (1700–2200 м) нижнего рифея Южного Урала [Маслов и др., 2022 и ссылки в этой работе].

В настоящей работе рассматриваются особенности распределения индивидуальных и усредненных точек состава тонкозернистых обломочных/глинистых пород/метапелитов на широко используемых в осадочной петрологии классификационных диаграммах для глинистых пород, а также на дискриминантных диаграммах, позволяющих судить о составе пород-источников тонкой алюмосиликокластики и их палеогеодинамической природе.

В качестве референтных объектов для сравнения использованы средний постархейский австралийский сланец (PAAS), средние архейский кратонный сланец, протерозойский кратонный песчаник, архейский гранит, позднеархейский базальт и средний состав пород архейской тоналит-трондjemит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, все по [Condie, 1993], средний состав верхней континентальной коры (УСС [Rudnick, Gao, 2014]), а в ряде случаев также средний состав взвеси рек Мира (SSWR [Viers et al., 2009]). Всего наш банк включает аналитические данные (основные пороодообразующие оксиды) для более 430 индивидуальных образцов. Размер выборки варьирует от 3 (объект 15, глинистые породы и объект 10, песчаники) до 53 (объект 17, песчаники) и 95 (объект 21, глинистые породы) анализов. Величины содержания редких и рассеянных элементов (в том числе из неполных по набору этих элементов выборок) имеются в нашем банке данных для более 200 образцов глинистых пород и 270 образцов песчаников.

К сожалению, для значительного числа рассматриваемых объектов в оригинальных публикациях отсутствуют сведения о содержании CO_2 в глинистых породах или песчаниках. Это не позволяет исключить возможное влияние карбонатной компоненты на положение фигуративных точек на используемых диаграммах.

Степень метаморфизма исследуемых пород варьирует в весьма широких пределах — от метатенеза до зеленосланцевой и амфиболитовой

фазий. Однако, как и ранее [Маслов и др., 1999, 2008], мы считаем, что хотя дометаморфические процессы и процессы регионального метаморфизма могли тем или иным образом изменить первичный минеральный состав и структурно-текстурные особенности глинистых пород, но в целом они не приводят к существенной трансформации валового химического состава пород [Добрецов и др., 1970; Япаскурт, 1999; Перчук и др., 2015].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ниже перечислены объекты, для которых есть данные о валовом химическом составе глинистых пород и песчаников, а также те из них, относительно которых имеются сведения только для одного из исследуемых типов обломочных пород.

Объект 1. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала, рис. 1) на архейско-палеопротерозойских породах тараташского комплекса (возраст > 1.85 млрд лет [Тевелев и др., 2015 и ссылки там]), считающегося фрагментом фундамента Восточно-Европейской платформы [Стратотип..., 1983], с размывом и угловым несогласием, а часто и с корой выветривания в основании залегает айская свита (мощность от 1700 до 2200 м), с которой начинается стратотипический разрез рифея Северной Евразии. U-Pb-изотопный возраст циркона из трахибазальтов, развитых в нижней части свиты составляет 1752 ± 11 млн лет [Краснобаев и др., 2013]. В соответствии с принятым нами подходом это, очевидно, верхнепалеопротерозойский стратон. В нижней части айская свита сложена конгломератами с обломками пород кристаллического фундамента — гранитов, гнейсов, кварцитов, сланцев, жильного кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ) [Ленных, Петров, 1978; Стратотип..., 1983], вулканическими породами с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов, а также аркозовыми песчаниками. Важно отметить, что вулканиты, чередующиеся с осадочными породами в нижней части айской свиты, не имеют признаков размыва и, следовательно, существенного вклада в состав ассоциирующих с ними осадочных пород не вносили. Выше в разрезе свиты присутствуют полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями углеродисто-глинистых сланцев, доломитов и, редко, известняков. Венчают свиту углеродисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников.

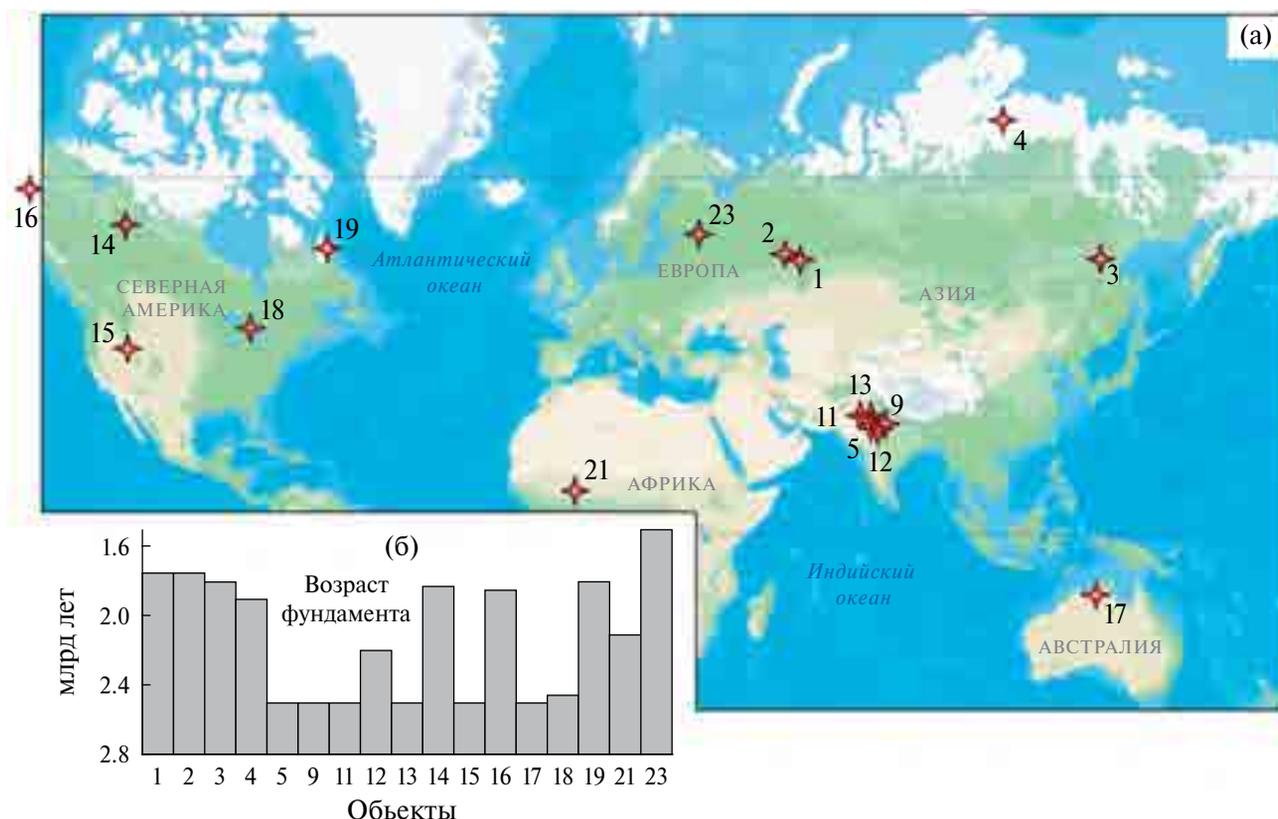


Рис. 1. Положение рассматриваемых в данной работе объектов (а) и возраст фундамента (б).

1 – айская свита, верхи палеопротерозоя, Южный Урал; 2 – прикамская свита, верхи палеопротерозоя, Камско-Бельский авлакоген; 3 – трехгорная свита, верхи палеопротерозоя, север Юдомо-Майского прогиба; 4 – мукунская свита/серия и усть-ильинская свита, верхи палеопротерозоя, Анабарский массив; 5 – нижний виндий, низы мезопротерозоя, бассейн Виндхьян, север Индийского щита; 9 – серия Гвалиор, палеопротерозой, северо-западная окраина кратона Бундельханд; 11 – надсерия Дели, палеопротерозой, бассейн Баяна, северо-западная окраина Индийского щита; 12 – серии Сонахан и Махакошал, поздний архей-палеопротерозой и поздний палеопротерозой, центральная часть Индийского щита; 13 – серия Бима, ранний-средний мезопротерозой, бассейн Бима, кратон Дхарвар, Южная Индия; 14 – серия Атабаска, палеопротерозой, Канада; 15 – серия Либби Крик, палеопротерозой, кратон Вайоминг, США; 16 – надсерия Вернеке, поздний палеопротерозой, Канада; 17 – “геосинклиналь Пайн-Крик”, палеопротерозой, север Австралии; 18 – надсерия Гурон (формации Эспаньола, Гоуганда, Пекорс, Серпент и Гордон Лейк), палеопротерозой, кратон Сьюпириор, Канада; 19 – серия Рама, палеопротерозой, северо-восток Лабрадора, Канада; 21 – надсерия Бирим, палеопротерозой, щит Лео Ман, Западная Африка; 23 – валдайская серия, неопротерозой, северо-восток Балтийской моноклинали. Для объектов 6–8, 10 и 20 у авторов имеются аналитические данные только для песчаников.

Объект 2. В Камско-Бельском авлакогене, расположенном на востоке Восточно-Европейской платформы, на кристаллическом фундаменте (возраст пород >1.7 (?) млрд лет [Белоконь и др., 2001; Сергеева и др., 2021]) залегает прикамская свита и ее аналоги. Свита объединяет разнозернистые аркозовые, субаркозовые, полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и, в верхней части, более тонкозернистые обломочные породы иногда с примесью карбонатного материала. Мощность свиты варьирует от 100 до 1800 м [Белоконь и др., 2001] и в пределах Пермского края, по всей видимости, увеличивается до 3500 м [Ситчихин, 2009].

Объект 3. На севере Юдомо-Майского прогиба (юго-восток Сибирской платформы) разрез верхов палеопротерозоя начинается трехгорная свита учурской серии [Семихатов, Серебряков, 1983], объединяющая песчаники, алевролиты, строма-толитовые доломиты и глинистые известняки. Мощность ее оценивается в 1100–1200 м, но может быть, вероятно, больше. До начала 1980-х гг. трехгорная свита рассматривалась многими как эквивалент гонамской свиты, залегающей в основании рифейской последовательности в Учурской впадине, хотя прямых аналогий в строении названных свит не наблюдается [Семихатов, Серебряков, 1983]. Гонамская свита несогласно,

с корой выветривания в основании перекрывает палеопротерозойские кристаллические породы фундамента (различные гнейсы, мраморы, кристаллические сланцы, габбро-диабазы и др., возраст >1.8 млрд лет [Горошко, Гурьянов, 2008]) и осадочно-вулканогенные образования уянской серии (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и базальты) [Карсаков и др., 2002; Горошко, Гурьянов, 2008]. В составе конгломератов можно видеть гальки пород фундамента – гранитоиды, гранито-гнейсы, жильный кварц, кварцевые порфиры, кварциты, а также доломитовые песчаники и доломиты, трахириолиты и породы основного состава [Семихатов, Серебряков, 1983; Карсаков и др., 2002].

Объект 4. На севере Сибирской платформы (Анабарский массив) на породах кристаллического фундамента (гнейсы, пара- и плагиогнейсы, мигматиты, гранитоиды, метабазиты, чарнокиты, эндербиты, кварциты, мрамора, кальцифиры и др.; возраст >1.9 млрд лет [Купцова и др., 2011б и ссылки там]) с угловым несогласием и следами коры выветривания залегают обломочные породы мукунской свиты/серии и усть-ильинской свиты верхов палеопротерозоя – низов мезопротерозоя – гравелиты, песчаники и кварцито-песчаники, а также пакеты тонкого чередования алевролитов и глинистых сланцев с прослоями строматолитовых доломитов [Комар, 1966; Нижняя..., 1978; Стратиграфия..., 2005]. Среди галек конгломератов в разрезах мукунской серии преобладает жильный кварц, кварциты, встречаются также фрагменты кристаллических сланцев, основных эффузивов и гранитоидов, т.е., очевидно, что обломочные породы описываемых стратонов сложены продуктами размыва кристаллического фундамента. Песчаники мукунской серии имеют в основном кварц-полевошпатовый состав [Купцова и др., 2011б].

Объект 5. На севере Индийского щита породы архея-палеопротерозоя, слагающие фундамент кратона Бунделькханд (ТТГ-гнейсы, санукитоиды, граниты и лейкограниты, мигматиты, метавулканиды и метаосадочные породы, перидотиты, габбро, дайки основных пород и кварцевые жилы; возраст >2.5 млрд лет [Mohanty, 2023 и ссылки там]), несогласно перекрыты слабометаморфизованными отложениями бассейна Виндхьян [Venkatachala et al., 1996; Raza et al., 2002; Ahmad et al., 2015]. Нижняя осадочная последовательность включает пять литостратиграфических единиц, сложенных преимущественно глинистыми породами (сланцы Arangi, Kajrahat, Porcellanite, Koldaha и Rampur) и разделенных интервалами песчаников

или известняков. Вблизи ее подошвы присутствуют основные вулканиды [Prasad, 1984; Raza et al., 2001, 2010]. Песчаники имеют кварцевый, полевошпатово-кварцевый и субаркозовый состав. Гальки в конгломератах представлены кремнями, кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами и другими типами кристаллических пород. Судя по составу песчаников и гальки, присутствие в разрезе основных вулканидов и здесь не оказало существенного влияния на минеральный состав ассоциирующих осадочных пород. Для характеристики валового химического состава глинистых пород и песчаников бассейна Виндхьян использованы аналитические данные из работ [Raza et al., 2002, 2010; Paikaray et al., 2008; Ahmad et al., 2015].

Объект 6. На юго-востоке Индии породы архейского гнейсового комплекса (возраст >2.52 млрд лет [Jayananda et al., 2000; Somasekhar et al., 2018]) несогласно перекрыты отложениями палео-мезопротерозойской надсерии Куддапа, объединяющей серии Папагни, Читравати и Налламалай. В настоящей работе мы приводим валовый химический состав песчаников (субаркозы, сублитарениты, кварцарениты по классификации [Folk, 1974]) толщ Кварциты Пуливендла и Кварциты Гандикота серии Читравати по данным публикации [Somasekhar et al., 2018].

Объект 7. На юго-западе Индии (шт. Северная Карнатака, бассейн Каладжи-Бадами) силикокластические породы неопротерозойской серии Бадами (верхняя часть надсерии Каладжи), принадлежащие формации Керур, несогласно перекрывают граниты, гнейсы и метаосадочные породы фундамента, возраст которых >2.6 млрд лет [Jayaram et al., 1983; Rao et al., 1999], а также осадочные образования мезопротерозойской серии Багалкот [Ramachandran et al., 2016; Velmurugan et al., 2019]. Конгломераты и песчаники формации Керур имеют преимущественно кварцевый состав. Валовой химический состав песчаников изучен по данным, опубликованным в работе [Ramachandran et al., 2016].

Объект 8. В центральной части Индии (долина Прахита–Годавари) архейско-палеопротерозойский фундамент (гнейсы, чарнокиты, метапироксениты и габбро, возраст >2.6 млрд лет [Rao et al., 2018 и ссылки там]) несогласно перекрыт мезо-неопротерозойскими осадочными породами серий Девапалли (мощность 1400–1500 м) и Соманпалли (мощность 2000–7000 м), объединяющих филлиты, конгломераты, кварцевые и субаркозовые песчаники и карбонатные породы. Данные по валовому химическому составу

песчаников серии Соманпалли заимствованы из работы [Rao et al., 2018].

Объект 9. В центральной части Индии на северо-западной окраине кратона Бунделькханд на породах архей-палеопротерозойского фундамента (гранитоиды, гнейсы, ультрамафиты, амфиболиты, кварциты, железистые кварциты, кристаллические сланцы, породы ТТГ-ассоциации, метасадочные породы, риолиты и их брекчии и др.; возраст пород фундамента >2.5 млрд лет [Absar et al., 2009]) залегают обломочные и карбонатные последовательности палеопротерозойской серии Гвалиор, перекрывающиеся отложениями надсерии Виндхьян. Серия Гвалиор объединяет кварцевые (преимущественно) конгломераты, аркозовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, железистые кварциты и известняки. Характеристика валового химического состава глинистых пород и песчаников серии Гвалиор приводится по данным публикации [Absar et al., 2009].

Объект 10. В центральной части Индии (шт. Уттар Прадеш, бассейн Сонрай) палеопротерозойская серия Биджавар (мощность <1 км [Saha, Mazumder, 2012]) несогласно перекрывает породы архейского гранито-гнейсового комплекса Бунделькханд (гранитоиды, метаморфические породы, пегматиты, кварцевые жилы и др.; возраст более 2.5 млрд лет [Pant et al., 1989; Dar et al., 2015, 2020]). В состав серии Биджавар входят конгломераты, кварциты, сланцы, в т.ч. туфогенные их разности, известняки, доломиты, фосфориты и фосфоритовые брекчии. Песчаные породы в разрезах серии – в основном кварцарениты, реже субаркозы. Сведения об их валовом химическом составе заимствованы из работы [Dar et al., 2020].

Объект 11. На северо-западной окраине Индийского щита архейский полосчатый гнейсовый комплекс фундамента (пара- и ортогнейсы, амфиболиты, мрамора, известково-силикатные породы, кварциты, горнblendиты, коматииты, слюдяные сланцы и др. [Roy, Kroner, 1996]; возраст более 2.5 млрд лет) перекрыт супракрустальными толщами палеопротерозойской надсерии Дели, выполняющими несколько осадочных бассейнов, в т.ч. бассейн Баяна. Осадочное выполнение последнего представлено кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и вулканическими образованиями. Аналитические данные для характеристики валового химического состава глинистых пород и песчаников бассейна Баяна заимствованы из работы [Raza et al., 2012].

Объект 12. В центральной части Индийского щита кристаллические комплексы архейского фундамента (возраст более 2.6 млрд лет [Wani et al., 2022 и ссылки в этой работе]) блоков Бунделькханд и Бастар (граниты, гранито-гнейсы, ультрамафиты, основные вулканы, габбро, лампроиты и др. [Roy, Bandyopadhyay, 1988; Giri et al., 2021]) перекрыты вулканогенно-осадочными последовательностями серий Сонахан и Махакошал. Возраст их считается позднеархейско-палеопротерозойским. Серия Сонахан включает метаультрамафиты, metabазальты, пирокластические породы, игнимбриты, риолиты, кристаллические сланцы и железистые кварциты, а также конгломераты, обломки в которых представлены гранитами, гнейсами, кислыми вулканическими породами, амфиболитами, metabазальтами, кварцитами, жильным кварцем, железистыми кварцитами, яшмами, сланцами и филлитами. Серия Махакошал объединяет кварциты, карбонатиты, кремнистые и полосчатые железистые породы, граувакки, глинистые и основные вулканические породы. В соответствии с классификацией [Pettijohn et al., 1972], метапсаммиты серии Сонахан являются граувакками и литаренитами, а серии Махакошал – литаренитами и аркозами. Характеристика валового химического состава метапелитов обеих серий основывается на данных работы [Wani et al., 2022], метапсаммитов – на данных для пород с содержанием $\text{SiO}_2 > 68$ мас. %, опубликованных там же.

Объект 13. В бассейне Бима, расположенном в Южной Индии, терригенные осадочные последовательности ранне-среднемезопротерозойской серии Бима с перерывом и угловым несогласием залегают на архейских гранитах и гнейсах (возраст более 2.5 млрд лет) кратона Дхарвар [Kale et al., 1990; Absar et al., 2016]. Анализ валового химического состава тонкозернистых обломочных пород бассейна Бима основывается на данных, приведенных в публикации [Absar et al., 2016].

Объект 14. На севере Саскачевана (Канада) на архейско-палеопротерозойском фундаменте (гранито-гнейсы, ТТГ-гнейсы, графитовые и неграфитовые пелитовые, псаммопелитовые и псаммитовые гнейсы, метакварциты, гранитоиды, габбро и др.; возраст пород фундамента более 1.82 млрд лет [Alexandre, 2020 и ссылки там]) залегают обломочные (конгломераты с обломками кварцевых песчаников и алевролитов, а также глинистые в т.ч. углеродистые породы и грубозернистые песчаники) и карбонатные породы серии Атабаска [Alexandre, 2020]. Мощность серии 1–2 км, но в прошлом могла достигать 3 или

5–6 км [Pagel et al., 1980; Chi et al., 2018]. Песчаники серии Атабаска – почти исключительно кварцарениты, с минимальным содержанием примеси свежих обломочных зерен полевых шпатов [Ramaekers, 1990; Kotzer, Kyser, 1995]. Для характеристики валового химического состава метапелитов и песчаников серии Атабаска использованы как собственные аналитические данные, так и данные, заимствованные из публикаций [Quirt, 1985; Alexandre, 2020]. При этом анализы с содержанием $U > 6$ мкг/г (пороговое значение для разграничения безрудных и оруденелых песчаников [Alexandre, 2020]), исключены из рассмотрения.

Объект 15. На юго-востоке Вайоминга (США), на породах фундамента одноименного кратона (тоналиты и гранито-гнейсы, гранитоиды, метаандезиты и метаосадочные породы [Mueller et al., 1993; Mueller, Frost, 2006]; возраст древнее 2.5 млрд лет [Mueller, Frost, 2006]) с перерывом и угловым несогласием залегают осадочные образования (пелиты, кварциты, конгломераты, строматолитовые доломиты, базальты) палеопротерозойской серии Либби Крик [Crichton, Condie, 1998]. Суммарная мощность серии достигает 7500 м. Обломки в конгломератах представлены жильным кварцем, кристаллическими сланцами, кварцитами и гранитами. Песчаники имеют состав, близкий к аркозам, субаркозам, полевошпатово-кварцевым псаммитам и кварцаренитам [Karlstrom et al., 1983]. В настоящем сообщении использованы аналитические данные для метапелитов и песчаников серии Либби Крик, приведенные в работе [Crichton, Condie, 1998].

Объект 16. В Юконе, на крайнем северо-западе Канады, в основании супракрустальной последовательности залегают позднепалеопротерозойская (1.66–1.60 млрд лет) надсерия Вернеке. Мощность надсерии достигает 14 км [Furlanetto et al., 2013; Furlanetto, 2015 и ссылки в этой работе]. Взаимоотношения ее с фундаментом неизвестны. По представлениям авторов работы [Thorkelson et al., 2005 и ссылки там], возраст пород фундамента варьирует от 2.0 до 1.84 млрд лет и соответствует времени проявления орогении Вупмэй. По геофизическим данным предполагается, что существенную роль в составе фундамента играют гранитоиды. Надсерия Вернеке объединяет серии Файрчайлд Лейк, Квартет и Гиллеспи Лейк. Серия Файрчайлд Лейк сложена более чем 4-километровой последовательностью слабометаморфизованных алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников с пачками карбонатных пород. Серия Квартет (мощность до 5 км) объединяет темноцветные алевролиты, аргиллиты и

тонкозернистые песчаники; подчиненную роль играют доломиты. Серия Гиллеспи Лейк (мощность до 4 км [Delaney, 1981]) представлена доломитами, известняками, доломитистыми аргиллитами и песчаниками. Характеристика валового химического состава глинистых пород надсерии Вернеке приводится по данным [Furlanetto, 2015].

Объект 17. На севере Австралии на архейском (возраст более 2.5 млрд лет [Page et al., 1980]) фундаменте (граниты, гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты, метаосадочные породы, железистые кварциты и метабазиты [Needham et al., 1980]) несогласно залегают осадочные породы палеопротерозойской “геосинклинали Пайн-Крик” [Taylor, McLennan, 1980]. Последняя объединяет ~14 км осадочных (в основном углеродистых и известковистых пелитовых, псаммитовых и карбонатных) пород, среди которых есть и вулканогенные образования. Метапесчаники “геосинклинали Пайн-Крик” – это метааркозы, полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые и кварцевые метапсаммиты (кварциты) [Needham, Stuart-Smith, 1980; Ewers, Higgins, 1985]. Для характеристики валового химического состава тонкозернистых обломочных пород “геосинклинали Пайн-Крик” данных в нашем распоряжении мало, хотя, судя по работе [Ferguson, Winer, 1980]), в реальности их значительно больше. Мы используем далее данные, заимствованные из работ [McLennan, Taylor, 1979; Taylor, McLennan, 1980; McLennan, 1981; Ewers, 1982; Ewers et al., 1985]. Они позволяют получить только общее представление о валовом химическом составе метапелитов. Сведения о валовом химическом составе песчаников заимствованы из публикации [Ewers, 1982].

Объект 18. В окрестностях оз. Гурон (Канада), на породах провинции Сьюпириор (гранитоиды, гранито-гнейсы, разнообразные по составу протолита – основные, тоналитовые, анортозитовые и метаосадочные гнейсы, метавулканиды, метаграувакки, мигматиты и др. [Percival, West, 1994; Percival et al., 2012]; возраст пород фундамента более 2.45 млрд лет [Al-Hashim, 2016 и ссылки в этой работе]) с хорошо выраженным несогласием залегают палеопротерозойская надсерия Гурон [Long, 1976; Young, 1984; Krogh et al., 1984; Al-Hashim, 2016]. Максимальная ее мощность достигает 12 км. Надсерия объединяет преимущественно обломочные породы; подчиненную роль в ее составе играют карбонатные и магматические образования [Al-Hashim, 2016]. Надсерия Гурон подразделяется на пять серий, из них три средние начинаются микститами (ледниковые отложения?), сменяющимися вверх по разрезу алевролитами

и глинистыми породами (преобладают). Венчают каждую серию песчаники. Данные петрографических исследований [McLennan et al., 1979a] позволяют считать, что основным источником обломочного материала для пород надсерии Гурон были гранитоиды и вулканогенно-осадочные/зеленокаменные образования провинции Сьюпириор. Исследования 1960–1990-х гг. были в основном сосредоточены на изучении валового химического состава тонкозернистых обломочных пород формаций Эспаньола, Серпент и Гоуганда [Young, 1969, 1978; McLennan et al., 1979b; Fedo et al., 1997; Young, Nesbitt, 1999; и др.]. В настоящей работе мы использовали аналитические данные, в том числе усредненные, для глинистых пород перечисленных формаций, а также формаций Пекорс и Гордон Лейк из работ [McLennan et al., 1979; Taylor, McLennan, 1983; Al-Nashim, 2016]. Все вместе они охватывают почти весь разрез надсерии Гурон.

Объект 19. На северо-востоке Лабрадора (Канада), на фундаменте провинции Наин (орто- и парагнейсы, граниты, чарнокиты, анортозиты, габбро, сиениты, щелочные магматические и др. породы [Stockwell, 1963; Taylor, 1971]; возраст пород фундамента более 1.8 млрд лет [Connolly, Ryan, 1996]) несогласно залегают осадочные образования (кварциты, песчаники, преимущественно граувакковые, глинистые породы, в т.ч. с карбонатной примесью, карбонатные брекчии и др.) палеопротерозойской серии Рама [Taylor, 1971; Hayashi et al., 1997]. Мощность серии ~1700 м. Для характеристики валового химического состава глинистых пород и песчаников серии привлечены аналитические данные [Hayashi et al., 1997], полученные для входящих в нее формаций Роуселл-Харбор, Реддик-Байт и Нуллатакток.

Объект 20. В южной части Северо-Китайского кратона породы кристаллического фундамента (возраст более 1.74 (1.85?) млрд лет [Li et al., 2021]) несогласно перекрыты осадочными образованиями мезо(?)–неопротерозойской серии Уфошань. Эта серия объединяет песчаники, конгломераты, алевро-глинистые сланцы, алевролиты, известняки, в т.ч. строматолитовые. Мощность ее достигает 600–700 м. Песчаники имеют кварцевый, полевошпатово-кварцевый и субаркозовый состав, для их характеристики использованы аналитические данные из работы [Hu et al., 2012].

Объект 21. В Западной Африке архейско-палеопротерозойские породы (ТТГ-гнейсы, метавулканиды и др. Возраст фундамента более 2.1 млрд лет [Liégeois et al., 1991; Asiedu et al., 2017; Konate et al., 2024 и др.]) щита Лео Ман перекрыты

палеопротерозойскими осадочными и вулканогенными образованиями надсерии Бирим. Последняя сложена метаграувакками, метапелитами, филлитами, графитистыми сланцами, метабазальтами, метаандезитами и метадацитами, подчиненную роль играют вулканокластические, кремнистые и карбонатные породы [Leube et al., 1990; Taylor et al., 1992; Asiedu et al., 2017]. Присутствующие в составе надсерии песчаники – это вакки, полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые, а также собственно кварцевые песчаники. Геохимические особенности тонкозернистых обломочных пород и их Nd-изотопная систематика позволяют предполагать, что основная часть слагающего их обломочного материала поступала за счет эрозии пород палеопротерозойских зеленокаменных поясов и лишь $\leq 10\%$ – продукты разрушения архейской коры. Характеристика валового химического состава глинистых пород и песчаников надсерии Бирим заимствована из работ [Asiedu et al., 2004, 2017, 2019; Roddaz et al., 2007; Manu et al., 2013; Agbenyezi et al., 2022; Konate et al., 2024].

Объект 22. У северного окончания Ладожского озера в Пашско-Ладожском бассейне на коре выветривания архейско-палеопротерозойского фундамента (гнейсы и мигматиты, метавулканиды, карбонатно-терригенные породы, метатурбидиты, анортозиты, габбро, граниты рапакиви и др.; возраст более 1.54–1.53 (1.75) млрд лет [Купцова и др., 2011а и ссылки там]) с резким угловым несогласием залегают раннемезопротерозойские вулканогенные и осадочные образования приозерской, салминской и пашской свит. Приозерская свита (мощность до 230–250 м) объединяет гравелиты, конгломераты и кварц-полевошпатовые песчаники. В верхней ее части присутствуют базальты и андезибазальты. Салминская свита (мощность ~100 м) представлена в основном песчаниками с прослоями конгломератов. В ее кровле залегают туфы и покровы щелочных базальтов. Пашская свита сложена преимущественно песчаниками и алевролитами; есть в ее разрезах также конгломераты. Песчаники приозерской свиты – это субаркозы, аркозы и лититовые аркозы. Песчаники салминской свиты имеют в основном кварц-полевошпатовый состав. Источниками обломочного материала для песчаников приозерской и салминской свит являлись, по данным U-Pb-изотопного датирования обломочного циркона, Салминский массив и свекофенские интрузии Северного Приладожья [Купцова и др., 2011а]. Для исследования валового химического состава песчаников всех трех свит использованы авторские данные.

Объект 23. Валдайская серия неопротерозоя включает на северо-востоке Балтийской моноклинали ряд свит. В настоящей работе мы используем аналитические данные для глинистых пород и песчаников старорусской и василеостровской свит. Мощность старорусской свиты до 50 м. В подошве ее часто можно видеть реликты дезинтегрированной и переотложенной коры выветривания пород дорифейского и рифейского (включая граниты рапакиви с возрастом 1.48 млрд лет(?) фундамента или песчано-гравелитовых отложений рифея [Подковыров и др., 2017]). Нижняя часть свиты представлена в основном песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов или песчанистыми аргиллитами с глинистыми пудинговыми песчаниками. Выше наблюдаются преимущественно разноокрашенные аргиллиты, алевролиты и пудинговые песчаники, а также пакеты алевроаргиллитов. На старорусской свите как согласно, так и с несогласием залегают василеостровская свита (мощность 150–170 м). В нижней части свиты присутствуют алевроаргиллиты и слюдястые песчаники, а в верхней – сидеритсодержащие глины с прослоями песчаников. Песчаники старорусской и василеостровской свит по составу аркозы, субаркозы, полевошпатово-кварцевые и, реже, кварцевые. Определения возраста обломочного циркона из песчаников обеих свит [Isozaki et al., 2014; Ershova et al., 2019] дают основание считать, что источником обломочного материала для них являлись юго-западные и север–северо-западные (в современных координатах) районы Балтийского щита.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение среднего содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых обломочных породах и метапелитах большинства исследуемых объектов с PAAS показало, что количество SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и в какой-то степени FeO^* (FeO^* – суммарное железо в виде FeO) в них вполне сопоставимы (рис. 2). Величины содержания других оксидов отклоняются от PAAS и заметно варьируют.

При сравнении усредненного содержания редких и рассеянных элементов в метапелитах разных объектов нашего банка данных с PAAS (рис. 3) можно отметить как достаточно сопоставимые концентрации (например, Sc, V, Cr, Ga, Yb и др.), так и заметные вариации (например, Co, Rb, Y, Pb, Th и др.). Метапелиты серий Со-нахан и Махакошал (объект 12) демонстрируют

чрезвычайно высокое среднее содержание Zr (~37 PAAS) и Hf (~30 PAAS).

Для классификации по минеральному составу глинистых пород, участвующих в строении исследованных последовательностей, использовались диаграммы НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] и K/Al – Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006]. На первой (рис. 4а) индивидуальные фигуративные точки глинистых пород сосредоточены в основном в полях II (глинистые породы с преобладанием смектита при подчиненном количестве каолинита и иллита), IV (преимущественно иллитовые глины), V (хлорит–смектит–иллитовые глины) и VI (иллитовые глины с примесью тонкорастертого КППШ). Относительно небольшая часть точек состава глинистых пород присутствует также в полях I (глинистые породы с преобладанием каолинита) и III (глинистые породы с преобладанием хлорита и примесью Fe-иллита), тяготея к областям перекрытия их с полями II и III (см. рис. 4а). В распределении точек состава индивидуальных образцов глинистых пород на рассматриваемом графике можно видеть определенные тенденции, но лучше всего они выражены при анализе положения точек с усредненным составом, рассчитанным для каждого объекта. Основная часть последних сосредоточена в полях V (здесь же локализована точка PAAS) и VI; а одна из них (объект 14) расположена в области перекрытия полей II, IV и V рядом с точкой среднего архейского аргиллита (см. рис. 4б). Референтная точка среднего состава верхней континентальной коры, обладающая по сравнению со всеми рассматриваемыми нами объектами весьма низкой величиной НКМ, и только немного более высоким значением ФМ, локализована в поле III. Максимальная величина НКМ характерна для усредненной точки объекта 4 (верхи палеопротерозоя Анабарского щита), однако далее мы увидим, что фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород этого объекта (как индивидуальные, так и усредненная) на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ тяготеют к полю составов, которые могли испытать влияние К-метасоматоза.

Распределение индивидуальных точек состава глинистых пород различных объектов на диаграмме K/Al – Mg/Al демонстрирует весьма широкие вариации их состава (рис. 5а). Очевидно, что в нашем банке данных присутствуют как глинистые породы, в составе которых достаточно много хлорита (например, объект 18), так и тонкозернистые обломочные образования с повышенной долей каолинита (объекты 5 и 21) или иллита (объекты 2 и 9). Наиболее хорошо это видно при обращении к положению на диаграмме K/Al – Mg/Al

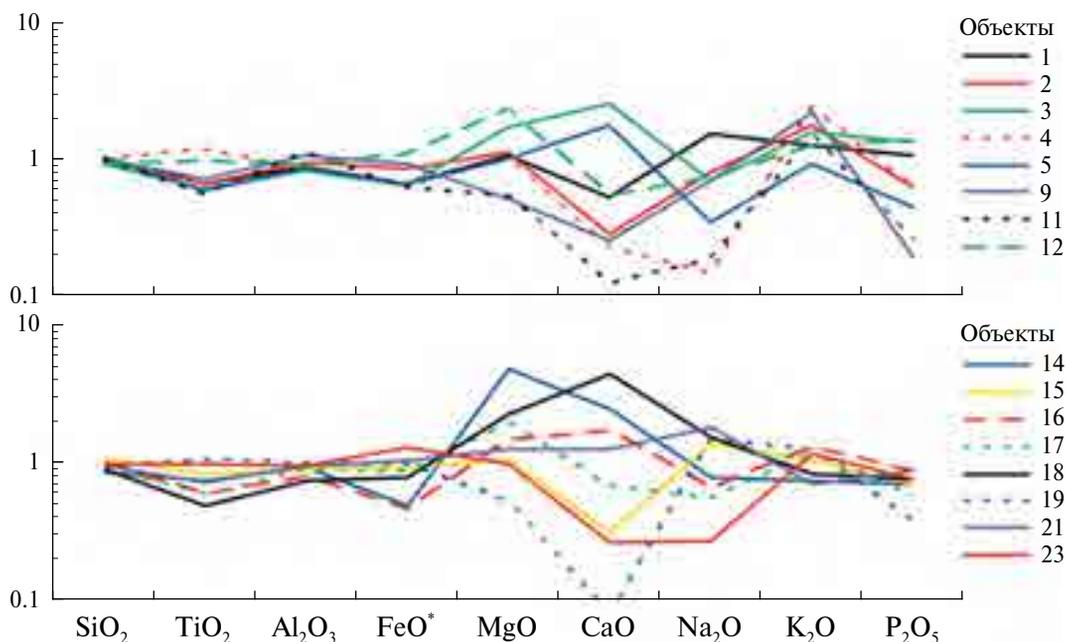


Рис. 2. Нормированное к PAAS среднее содержание основных породообразующих оксидов в тонкозернистых обломочных породах и метапелитах ряда исследуемых объектов (номера кривых соответствуют номерам объектов на рис. 1а, описание которых приведено в тексте).

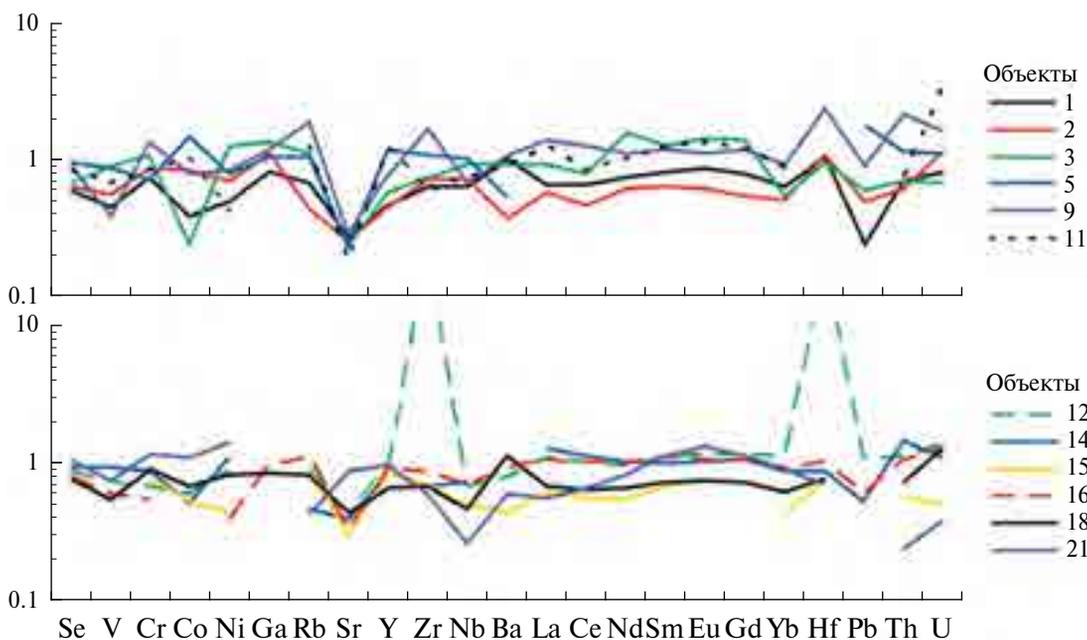


Рис. 3. Нормированное к PAAS среднее содержание ряда редких и рассеянных элементов в метапелитах ряда исследуемых объектов (номера кривых соответствуют номерам объектов (см рис. 1а), описание которых приведено в тексте).

точек усредненного состава глинистых пород различных объектов (см. рис. 5б). Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород объекта 4 (как индивидуальных образцов, так и усредненная), характеризующиеся наибольшими

величинами K_2O/Na_2O , могли испытать влияние К-метасоматоза (см. далее), или слагающая их тонкая алюмосиликокластичка накапливалась в условиях климата близкого к ариднему, что вело к сохранению в их составе тонкорастертого КПШ.

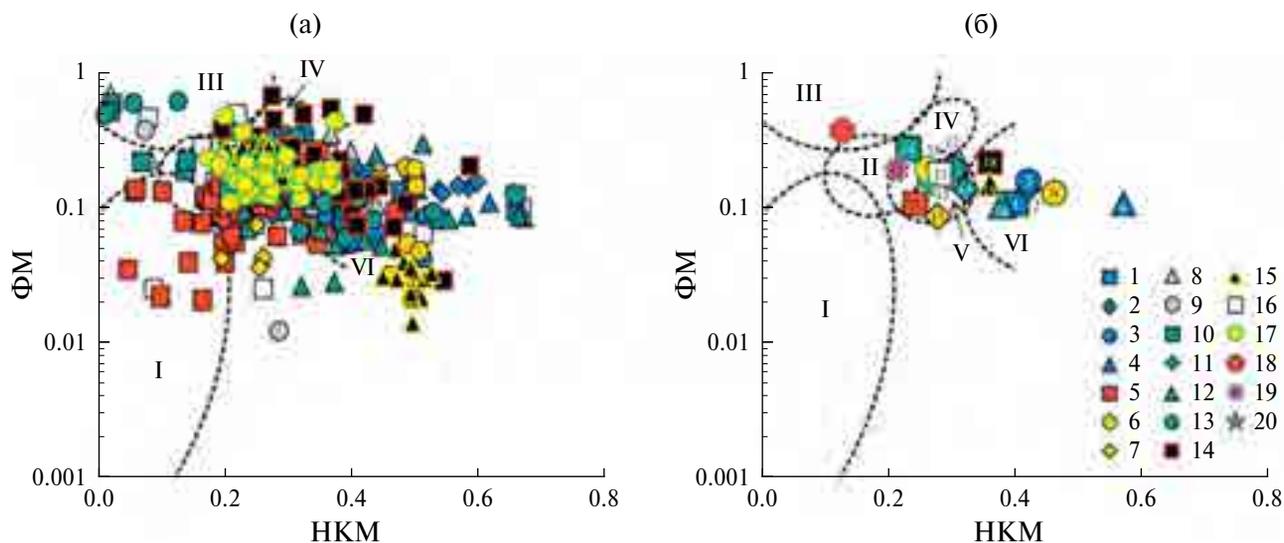


Рис. 4. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме НКМ–ФМ.

1 – объект 1; 2 – объект 2; 3 – объект 3; 4 – объект 4; 5 – объект 5; 6 – объект 9; 7 – объект 11; 8 – объект 12; 9 – объект 13; 10 – объект 14; 11 – объект 15; 12 – объект 16; 13 – объект 17; 14 – объект 18; 15 – объект 19; 16 – объект 21; 17 – объект 23; 18 – UCC; 19 – средний архейский аргиллит; 20 – РААС. Числа у значков условных обозначений и внутри них на части “б” здесь и далее отвечают номерам объектов, описанных в тексте.

НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$. Здесь Fe_2O_3^* – суммарное железо в виде Fe_2O_3 .

Поля глинистых пород: I – с преобладанием каолинита; II – с преобладанием смектита при подчиненном количестве каолинита и иллита; III – доминирует хлорит, в виде примеси может присутствовать Fe-иллит; IV – преимущественно иллитовых; V – стандартная трехкомпонентная система “хлорит + смектит + иллит”; VI – иллитовые глины с той или иной примесью тонкорастертого КПШ.

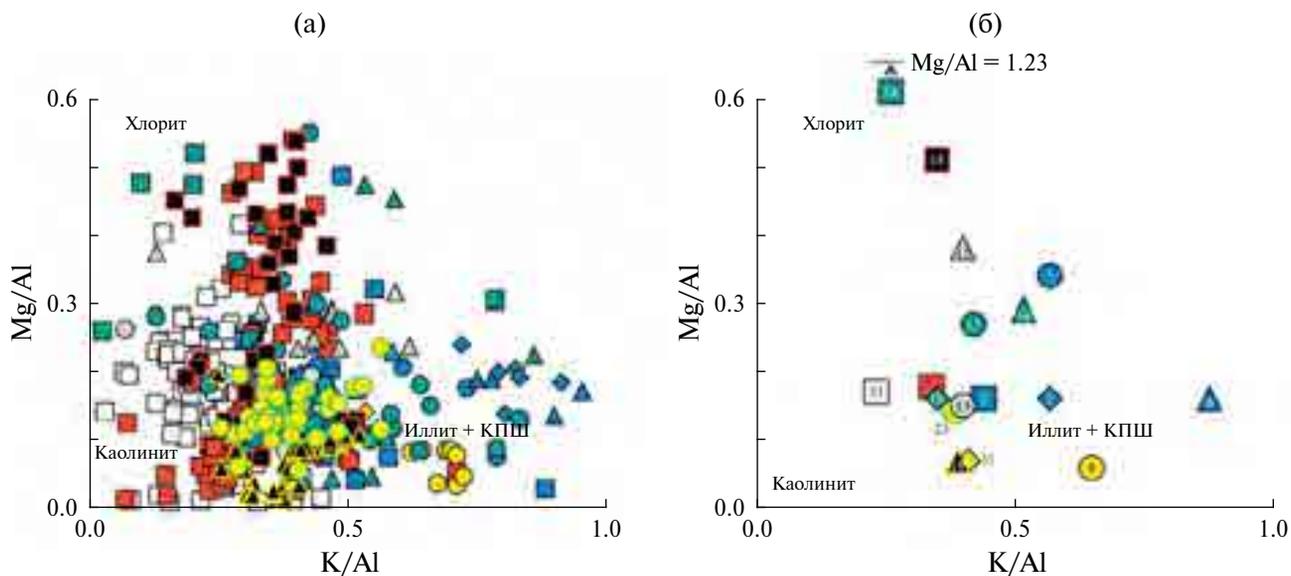


Рис. 5. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) точек состава тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме К/Al–Mg/Al.

Условные обозначения см. рис. 4.

На диаграмме Al_2O_3 – K_2O [van de Kamp, 2016] индивидуальные точки состава глинистых пород из осадочных последовательностей разного возраста, перекрывающих фундамент, распределены

между точками фенгита, иллита и смектита (рис. 6а). Усредненные точки группируются в основном у линии $\text{K}/\text{Al} = 0.28$, при этом ряд из них (объекты 5, 14, 18, 21 и др.) по соотношению

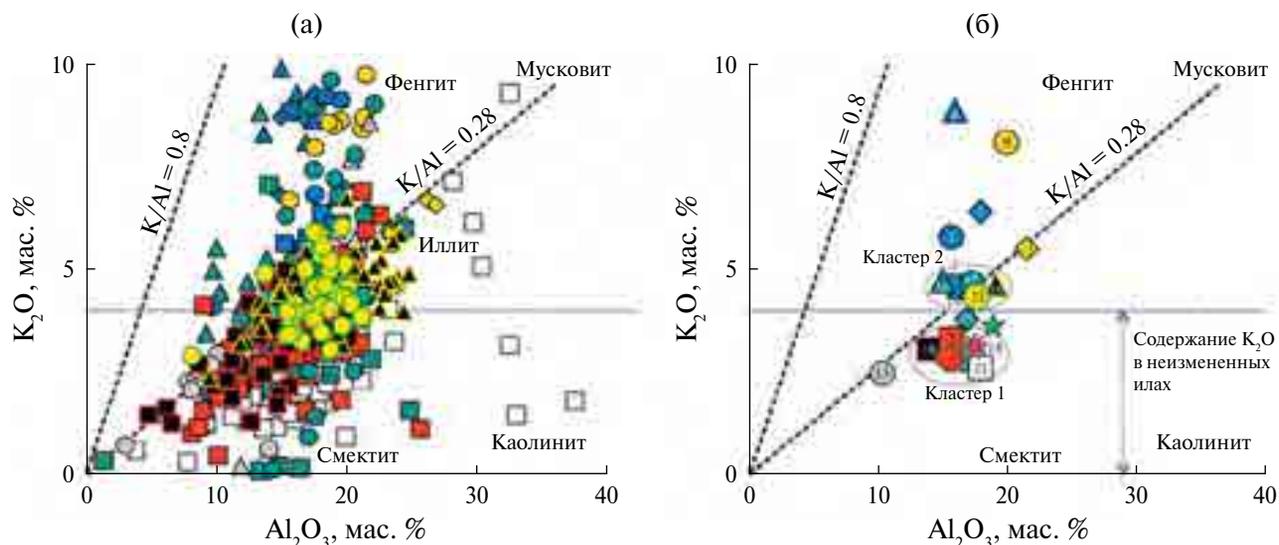


Рис. 6. Распределение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--K}_2\text{O}$. Содержание K_2O в неизменных глинистых породах, по [van de Kamp, 2016]. Условные обозначения см. рис. 4.

в составе глинистых пород оксидов алюминия и калия, достаточно близки к среднему архейскому аргиллиту и UCC. К этому кластеру тяготеют также усредненная точка глинистых пород объекта 15 и точка PAAS (см. рис. 6б). Вместе с тем примерно у половины усредненных точек рассматриваемых нами объектов (например, 1, 12, 16, 17, 19, 23) значения $\text{K}_2\text{O} > 4$ мас. % (кластер 2 и др.). В соответствии с представлениями [van de Kamp, 2016], такое распределение позволяет думать, что породы объектов 1–4, 9, 16 и 17 в той или иной мере затронуты процессами К-метасоматоза (для неизменных или минимально измененных подобными процессами пелитовых пород характерны значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.3$ и содержание $\text{K}_2\text{O} < 4$ мас. %). Однако, как мы увидим далее при рассмотрении положения точек глинистых пород из нашего банка данных на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, не все из перечисленных выше объектов локализованы на ней в области составов, для которых можно предполагать влияние процессов К-метасоматоза. И это порождает при интерпретации результатов определенные трудности.

Конечно, сделанные выше выводы корректны при условии, что мы имеем дело с глинистыми породами в минимальной или умеренной степени затронутыми процессами калиевого метасоматоза, столь характерного для докембрийских осадочных последовательностей. Решить, так это или нет, в нашем случае в определенной мере позволяет диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Bolnar et al., 2005].

На ней точки состава тонкозернистых обломочных пород, испытавших воздействие К-метасоматоза, расположены в области величин $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 20$, а точки состава пород, с признаками окремнения, локализованы в области величин $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 10$. Распределение индивидуальных фигуративных точек глинистых пород большинства различных объектов из нашего банка данных на этом графике предполагает отсутствие влияния процессов окремнения на их состав (рис. 7а). В области со значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 20$ расположены и точки среднего архейского аргиллита, PAAS и UCC. В то же время заметная часть индивидуальных точек состава глинистых пород характеризуется значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 20$, что хорошо видно и по распределению усредненных точек тонкозернистых обломочных пород ряда объектов (объекты 3, 4, 11, 12, 16, 17 и 23) (см. рис. 7б). Однако при оценке сказанного следует иметь в виду, что повышенное содержание оксида калия в глинистых породах в ряде случаев (аридный климат и др. [Юдович, Кетрис, 2000]) может быть следствием не калиевого метасоматоза, а специфических обстановок выветривания и накопления тонкозернистой алюмосиликокластики. Поэтому исключение из дальнейшего исследования глинистых пород объектов 3, 4, 11, 12, 16 и 17 не представляется нам конструктивным. Дополнительный аргумент в пользу, по-видимому, незначительного влияния К-метасоматоза на валовый химический состав исследуемых нами пород – это расположение многих усредненных точек объектов со значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 20$

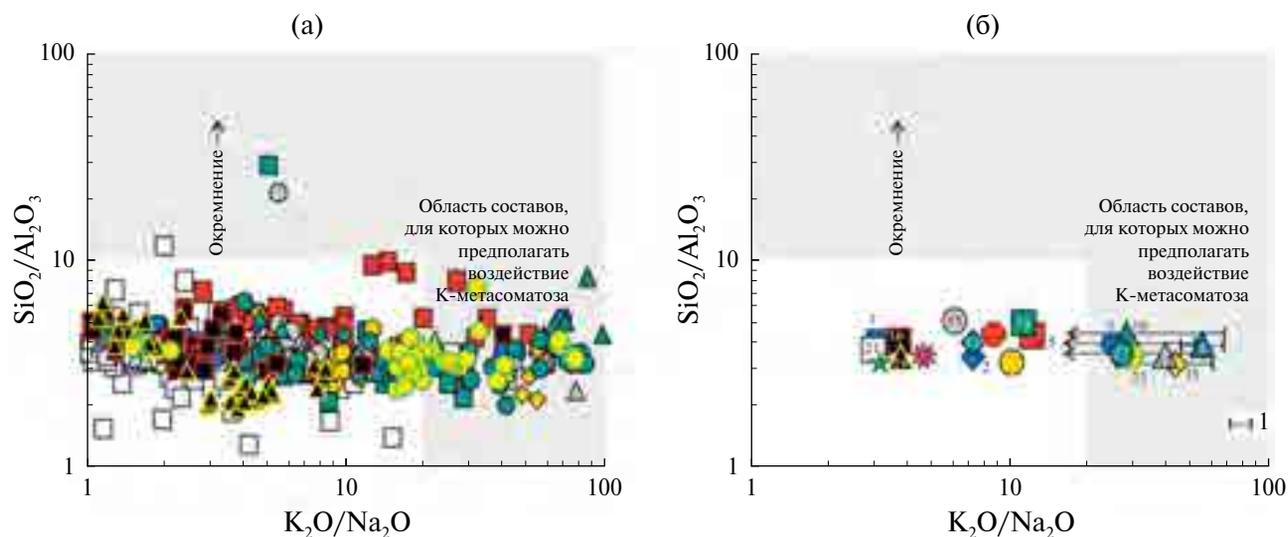


Рис. 7. Распределение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$. 1 – величина стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$); стрелка показывает, что одно из значений выходит за рамки данной диаграммы. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

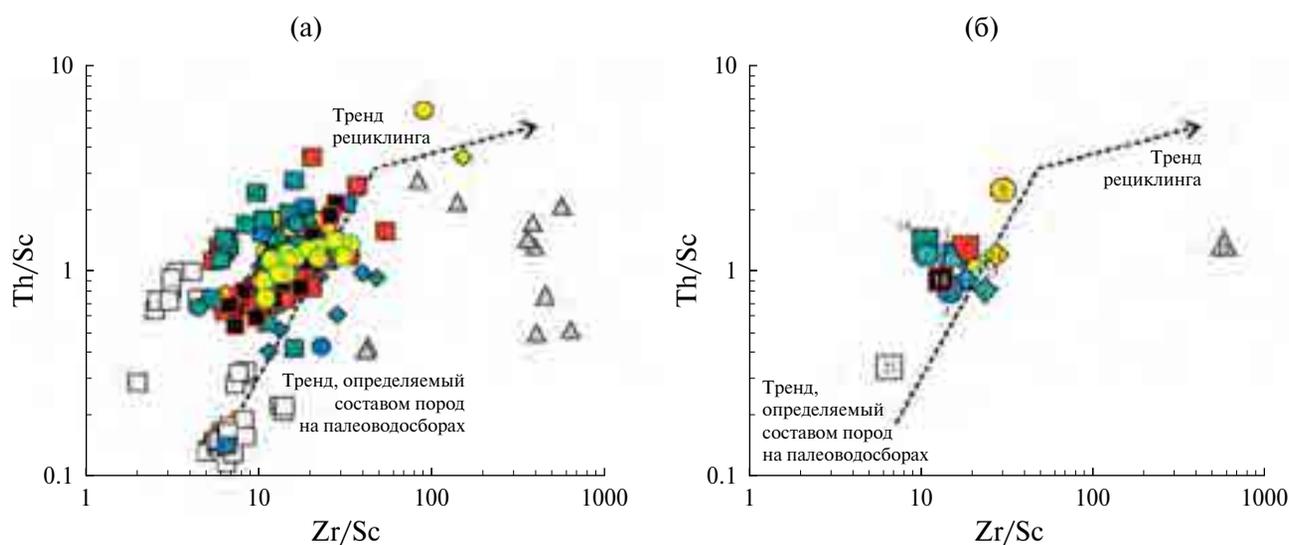


Рис. 8. Локализация индивидуальных (а) и усредненных (б) точек состава тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$. Условные обозначения см. рис. 4.

и <20 на разных диаграммах в одних и тех же полях (см., например, рис. 2, 6, 7, 8–10).

Еще одно важное обстоятельство связано с характером слагающей глинистые породы материала (петрогенный он или литогенный). Петрогенный материал – это материал, прошедший только один седиментационный цикл. Литогенный материал, напротив, это материал, прошедший несколько осадочных циклов; в результате состав его в той или иной мере отличается от состава материнских магматических или метаморфических

пород. Есть несколько подходов к распознаванию природы алюмосиликокластики, слагающей осадочные породы. Из них мы используем анализ положения индивидуальных и усредненных фигуративных точек глинистых пород нашего банка данных на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ [McLennan et al., 1993]. Подавляющее большинство индивидуальных точек состава глинистых пород характеризуется значениями отношения $Zr/Sc < 45$ и тяготеет к тренду, определяемому составом пород на палеоводосборах (см. рис. 8а). Исключение

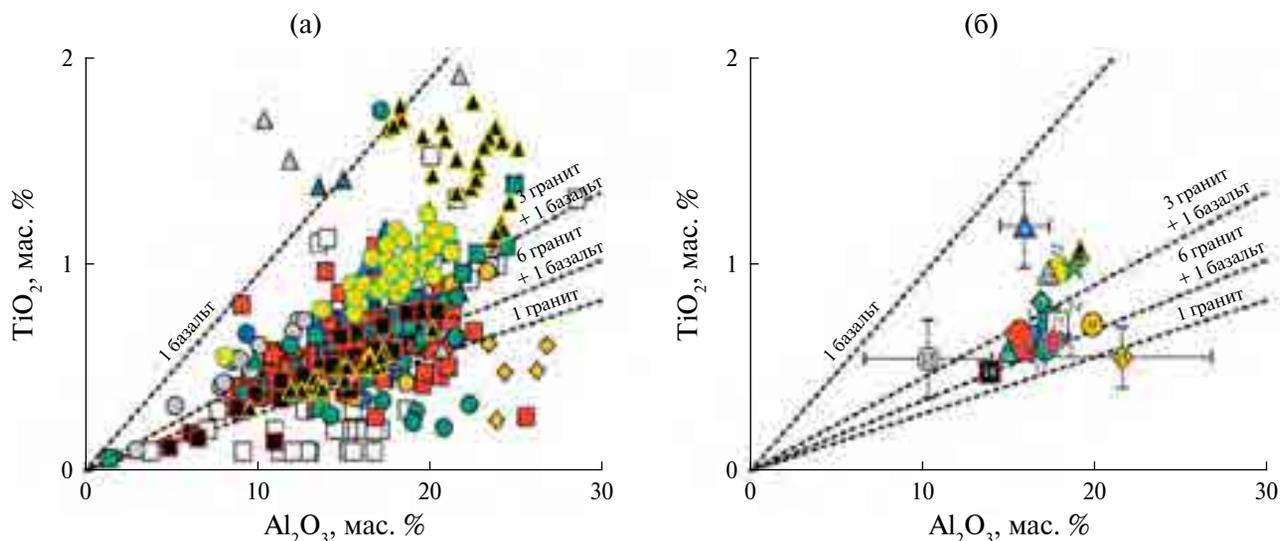


Рис. 9. Распределение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 . Условные обозначения см. рис. 4 и 7.

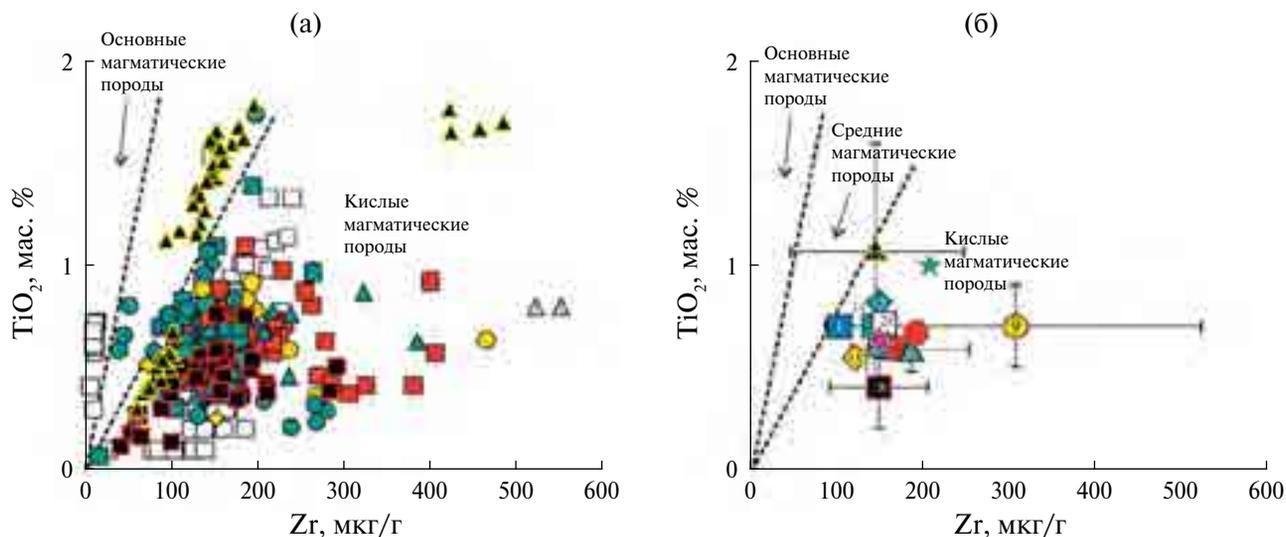


Рис. 10. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме Zr – TiO_2 . Условные обозначения см. рис. 4 и 7.

представляют метакластиты объекта 12, для 12-ти из 14-ти образцов которых величина Zr/Sc составляет от 84 до 1900 и более ($Zr/Sc_{\text{среднее}} = 576$, см. рис. 8б). К категории тонкозернистых обломочных пород эти образования отнесены нами на основе двух параметров – содержание оксида кремния в подавляющем большинстве образцов составляет от ~49 до ~66 мас. %, а содержание оксида алюминия варьирует от ~16 до ~22 мас. %. Весьма значительные величины Zr/Sc в данном случае дают основание считать, что тонкозернистые обломочные породы сложены в основном

переотложенным осадочным материалом. Следует также иметь в виду, что на диаграмме K_2O/Na_2O – SiO_2/Al_2O_3 фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород объекта 12 (как индивидуальные, так и усредненная), расположены в области значений K_2O/Na_2O , характерных для пород, которые могли испытать влияние К-метасоматоза. Отметим, однако, что на большинстве представленных в данной работе дискриминантных диаграмм усредненная точка состава тонкозернистых обломочных пород объекта 12 расположена в одних и тех же полях, что и точки других

объектов. Это предполагает, что данный объект по ряду параметров, кроме высоких значений Zr/Sc , не отличается каким-то кардинальным образом от других. В целом распределение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ позволяет видеть вклад в их состав как продуктов разрушения основных (например, объект 21), так и кислых (например, объект 9) магматических и метаморфических образований.

Основная часть индивидуальных точек состава глинистых пород на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ [McLennan et al., 19796] сосредоточена в области трендов, отвечающих соотношениям Гранит : Базальт от 3 : 1 до 1 : 0 (см. рис. 9а). В этой же области расположены точки UCC и среднего архейского аргиллита. Точка PAAS, напротив, расположена между трендами, характерными для продуктов разрушения: а) собственно базальтов и б) смеси гранита и базальта в соотношении 3 : 1. Весьма близким к PAAS соотношением средних содержаний оксидов алюминия и титана характеризуются глинистые породы объектов 12, 19 и 23. Для части объектов из нашего банка данных наблюдается яркая кластеризация индивидуальных точек состава тонкозернистых обломочных пород (например, объекты 19 и 21). В случае усредненных точек указанная особенность, как и следовало ожидать, микшируется (см. рис. 9б).

Кластеризация индивидуальных точек состава глинистых пород ряда объектов наблюдается и на диаграмме $Zr-TiO_2$ [Hayashi et al., 1977]

(см. рис. 10а). Как и в случае выше, это особенно характерно для тонкозернистых обломочных пород объектов 19 и 21. Основная же масса индивидуальных фигуративных точек сосредоточена на рассматриваемом графике в поле составов, характерных для кислых магматических пород. Это дает основание предполагать, что глинистые породы, входящие в состав перекрывающих фундамент осадочных последовательностей разного возраста, сложены продуктами разрушения достаточно зрелых субстратов. Усредненные точки состава глинистых пород из нашего банка данных образуют на данном графике достаточно компактный кластер, тяготеющий к точкам UCC и среднего архейского аргиллита (см. рис. 10б). Не входят в него только усредненные точки глинистых пород объектов 9 и 19. Отдельно от указанного кластера расположена здесь и точка PAAS.

На диаграмме $Sc-Th/Sc$ [Taylor, McLennan, 1985 и ссылки там] преобладающая часть индивидуальных точек состава тонкозернистых обломочных пород расположена в области смешения продуктов разрушения как основных и кислых магматических пород, так и пород ТТГ-ассоциации. Иначе распределены на этом графике точки глинистых пород объектов 1 и 21 (рис. 11а). Усредненные точки подавляющего числа объектов из нашего банка данных образуют на графике $Sc-Th/Sc$ компактный кластер, в состав которого не входят только точки объектов 9 и 21 (см. рис. 11б). Содержание Sc и значения отношения Th/Sc , свойственные таким объектам, как UCC и PAAS, также помещают их вблизи

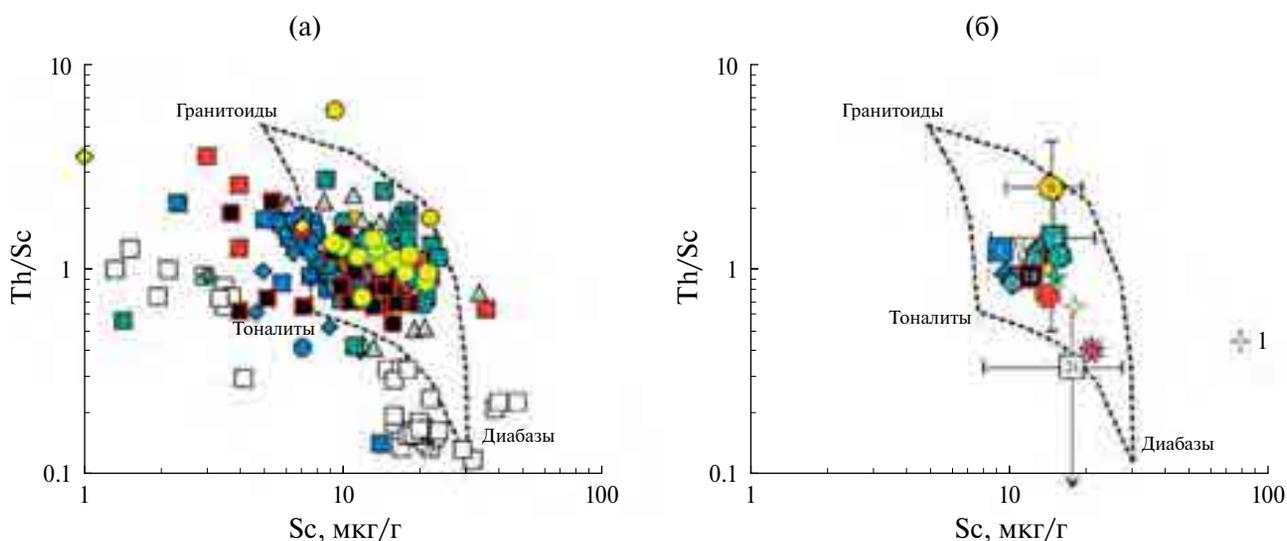


Рис. 11. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) точек состава тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме $Sc-Th/Sc$.

1 – референтная точка SSWR. Остальные условные обозначения см. рис. 4 и 7.

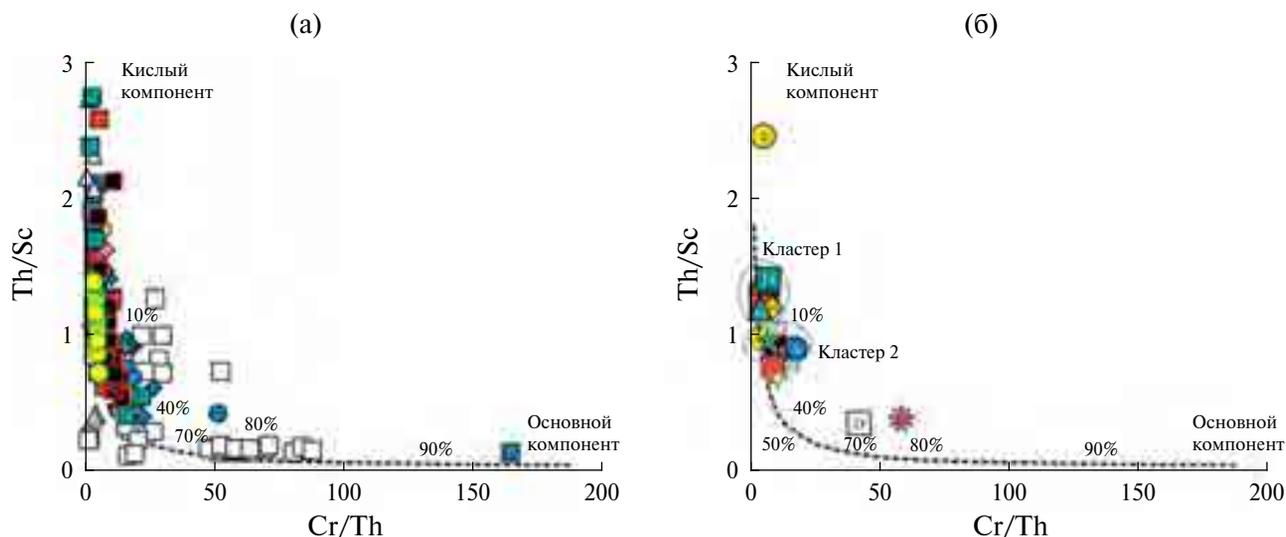


Рис. 12. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме Cr/Th–Th/Sc. Условные обозначения см. рис. 4 и 11.

указанного кластера. Иное положение на данной диаграмме характерно для точек среднего архейского аргиллита (к этой точке весьма близка усредненная точка глинистых пород объекта 21) и SSWR.

Распределение индивидуальных фигуративных точек глинистых пород на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007] позволяет сделать вывод, что глинистые породы, входящие в состав перекрывающих фундамент осадочных толщ, различного возраста, содержат, как правило, менее 40% продуктов размыва основных магматических образований (рис. 12а). Только в составе части тонкозернистых обломочных пород объекта 21 можно предполагать присутствие заметно большей (или даже доминирующей) доли основной алюмосиликокластики. Анализ распределения на графике Cr/Th–Th/Sc усредненных точек состава глинистых пород различных объектов из нашего банка данных позволяет видеть два своеобразных “конечных члена” – объект 9, в породах которого, по-видимому, доминируют продукты размыва кислых магматических пород, и объект 21, в составе которого значительную долю составляют продукты эрозии основных магматических образований (см. рис. 12б). Рядом с усредненной точкой объекта 21 расположена и точка среднего архейского аргиллита. Усредненные точки других объектов образуют на диаграмме Cr/Th–Th/Sc два кластера. В первый входят объекты 1, 5, 11, 12, 14 и 16. Во второй – объекты 2, 3, 15, 18 и 23. К этому кластеру тяготеют также точки PAAS, UCC и SSWR.

Доля продуктов размыва основных магматических пород в составе глинистых пород объектов первого кластера составляет <10%. В составе тонкозернистых обломочных пород объектов, образующих второй кластер, она увеличивается до 15–30%. Таким образом, и на данной диаграмме хорошо видно, что в составе тонкозернистых обломочных пород, слагающих перекрывающие фундамент осадочные последовательности, преобладают продукты разрушения геохимически достаточно зрелых субстратов.

Вместе с тем, исходя из положения и индивидуальных и усредненных точек состава глинистых пород различных объектов на графике ICV–CIA¹ [Potter et al., 2005], можно прийти к иному выводу (рис. 13). Подавляющее большинство фигуративных точек тяготеет здесь к линии тренда, берущей начало у референтных точек среднего базальта палеопротерозоя и UCC, но не у точки среднего архейского гранита. Кроме того, подавляющее большинство индивидуальных точек тонкозернистых обломочных пород характеризуется значениями ICV <1, что, вполне вероятно, предполагает присутствие в их составе значительной доли глинистых минералов и продуктов их трансформации. Значительная доля фигуративных точек на

¹ ICV = $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$, рассчитывается по мас. %. CIA = $100^* \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, рассчитывается по молекулярным количествам оксидов, CaO* – количество оксида кальция в силикатной матрице породы. При построении диаграммы ICV–CIA использованы преимущественно анализы, отвечающие следующим критериям: п.п.п. <5 мас. %, CaO <1 мас. %, Al₂O₃ >14 мас. %.

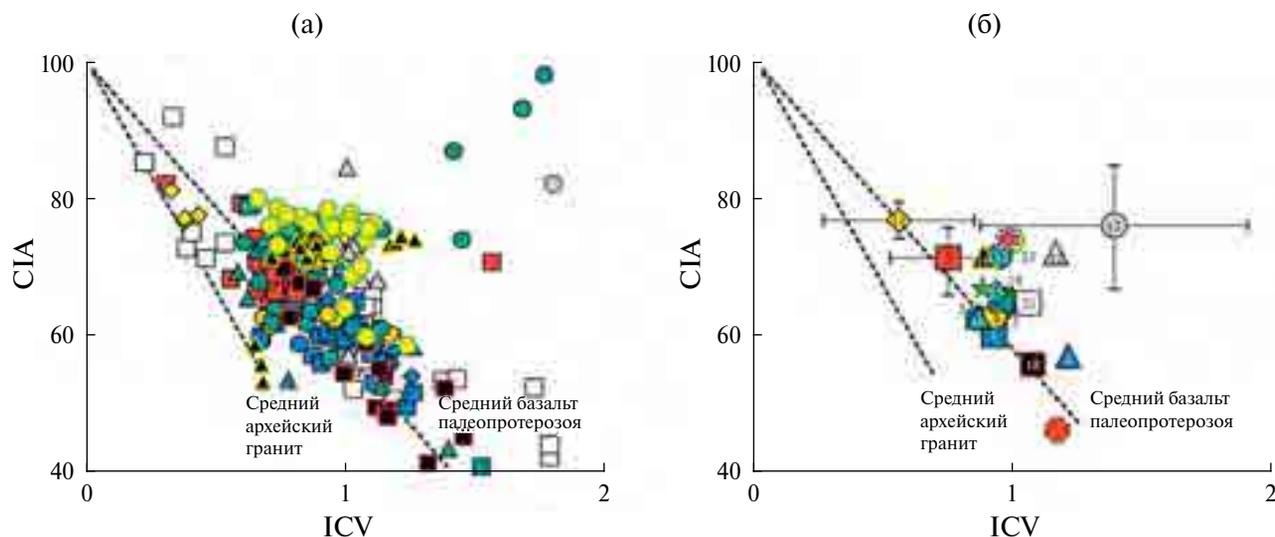


Рис. 13. Локализация индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме ICV–CIA. Условные обозначения см. рис. 4 и 7.

данном графике отвечает также значениям CIA от 60 до 80, свойственных широкому спектру современных климатических обстановок (с умеренным климатом и относительно слабо проявленным химическим выветриванием до явно выраженных гумидных, с достаточно интенсивным химическим выветриванием [McLennan, 1993]). Положение усредненной точки глинистых пород валдайской серии северо-востока Балтийской моноклинали (объект 23) здесь почти такое же, как и точки среднего архейского аргиллита.

Обратимся теперь к рассмотрению положения точек состава глинистых пород представленных в нашем банке данных объектов на диаграмме F1–F2² [Roser, Korsch, 1988], использующей для реконструкции состава материнских пород не содержание или отношение каких-либо редких и рассеянных элементов, а дискриминантные функции (при ее построении учтены только образцы тонкозернистых обломочных пород с величиной потерь при прокаливании (п.п.п.) < 5 мас. %). Подавляющее большинство индивидуальных и усредненных точек состава глинистых пород, слагающих осадочные толщи, непосредственно перекрывающие породы кристаллического фундамента разного возраста в разных регионах, расположено на ней в полях кислых магматических и осадочных пород (рис. 14). Некоторая часть индивидуальных точек

представлена в полях и средних, и основных магматических пород, но, как правило, это не все точки, принадлежащие какому-либо из объектов. Точки усредненных составов в поле основных магматических пород вообще не попадают, в поле пород среднего состава попали точки объектов 19 и 21 (для которых в целом характерны большие величины стандартных отклонений), а в поле кислых магматических пород – точки объектов 9 и 11.

Диаграмма DF1–DF2³ [Verma, Armstrong-Altrin, 2013], базирующаяся на использовании дискриминантных функций, также применяется для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей широкого возрастного диапазона. Так как в подавляющем большинстве тонкозернистых обломочных пород нашего банка данных содержание SiO₂ не превышает 66–67 мас. %, далее обсуждается положение фигуративных точек на низкокремнистой (35 < SiO₂ < 63 мас. %) версии диаграммы DF1–DF2. Еще одним ограничением являлось использование только составов с величиной п.п.п. < 5 мас. %. Залегающие под исследуемыми

² F1 = -1.773*TiO₂ + 0.607*Al₂O₃ + 0.76*Fe₂O₃* - 1.5*MgO + 0.616*CaO + 0.509*Na₂O - 1.224*K₂O - 9.09; F2 = 0.445*TiO₂ + 0.07*Al₂O₃ - 0.25*Fe₂O₃* - 1.142*MgO + 0.438*CaO + 1.475*Na₂O + 1.426*K₂O - 6.861.

³ DF1 = 0.608*ln(TiO₂/SiO₂) - 1.854*ln(Al₂O₃/SiO₂) + 0.299*ln(Fe₂O₃*/SiO₂) - 0.55*ln(MnO/SiO₂) + 0.12*ln(MgO/SiO₂) + 0.194*ln(CaO/SiO₂) - 1.51*ln(Na₂O/SiO₂) + 1.941*ln(K₂O/SiO₂) + 0.003*ln(P₂O₅/SiO₂) - 0.294; DF2 = -0.554*ln(TiO₂/SiO₂) - 0.995*ln(Al₂O₃/SiO₂) + 1.765*ln(Fe₂O₃*/SiO₂) - 1.391*ln(MnO/SiO₂) - 1.034*ln(MgO/SiO₂) + 0.225*ln(CaO/SiO₂) + 0.713*ln(Na₂O/SiO₂) + 0.33*ln(K₂O/SiO₂) + 0.637*ln(P₂O₅/SiO₂) - 3.631. В отличие от авторской версии расчета указанных дискриминантных функций, мы используем не пересчитанные на сухое вещество содержания оксидов. Это ведет лишь к незначительному искажению истинного положения фигуративных точек на диаграмме [Маслов и др., 2018].

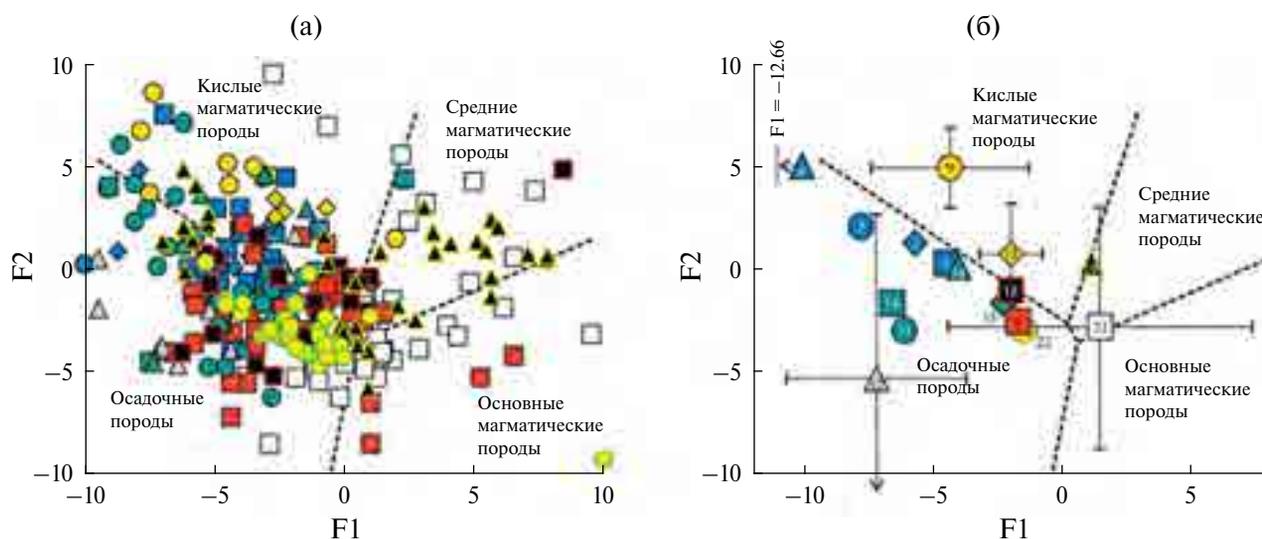


Рис. 14. Локализация индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на диаграмме F1–F2 (формулы дискриминантных функций см. в тексте). Условные обозначения см. рис. 4 и 7.

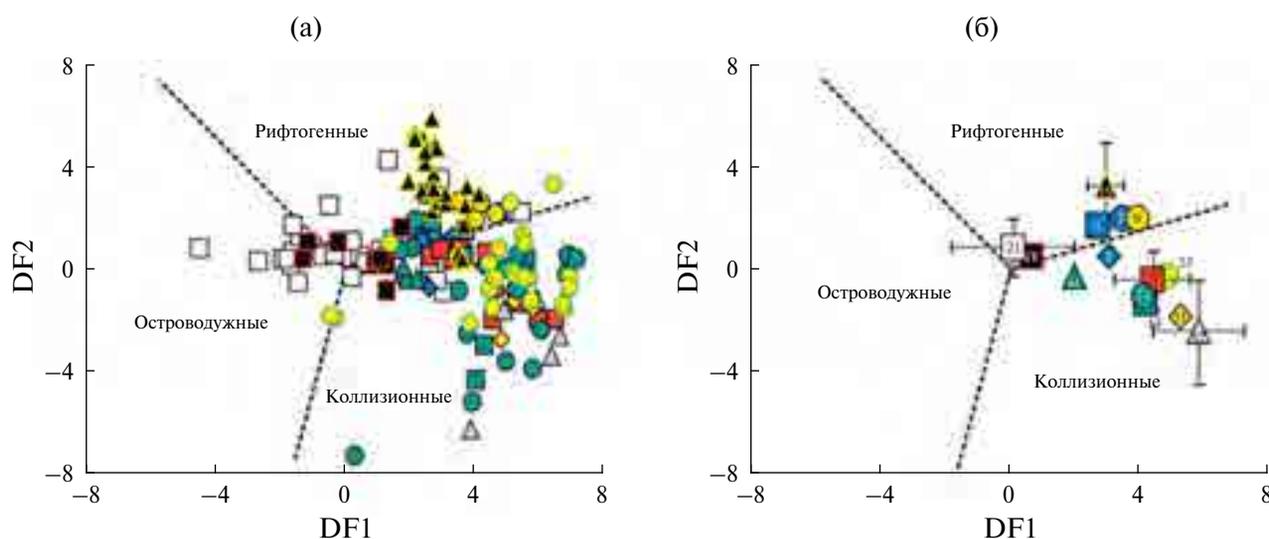


Рис. 15. Положение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород различных объектов на низкокремнистой диаграмме DF1–DF2 (формулы дискриминантных функций см. в тексте). Условные обозначения см. рис. 4 и 7.

осадочными последовательностями комплексы фундамента сформировались в результате различных коллизионных событий, которые привели к их кратонизации. Как было подчеркнуто в монографии [Геологическая..., 2021], рост коры в конце архея, по-видимому, протекал преимущественно в зонах орогенеза (события 2.6, 2.56, 2.5, 2.48, 2.47 млрд лет). Следующий ярко выраженный пик корообразования зафиксирован ~1.87 млрд лет назад. С ним связано появление суперконтинента Нуна/Колумбия, с периодом сборки которого совпадает формирование коллизионных

орогенов, установленных во многих докембрийских кратонах. Поэтому мы вправе ожидать, что продукты размыва пород кристаллического фундамента на указанной диаграмме в основном попадут в поле составов коллизионных обстановок, однако далеко не всегда это так.

Индивидуальные фигуративные точки глинистых пород присутствуют во всех трех полях диаграммы DF1–DF2 – рифтогенных, островодужных и коллизионных обстановок (рис. 15а). Например, точки объектов 18 и 21 можно увидеть во

всех перечисленных полях, а усредненные составы глинистых пород этих объектов располагаются у точки смыкания указанных полей (см. рис. 15б), что приводит к невозможности каких-либо суждений о “геодинамической” природе слагающей их тонкой алюмосиликокластики. Индивидуальные точки глинистых пород объектов 2, 17 и 19 локализованы в полях, характерных для составов как рифтогенной, так и коллизионной обстановок, хотя усредненные точки первых двух объектов располагаются в пределах коллизионного поля. Для остальных объектов характер распределения индивидуальных точек глинистых пород не отличается от распределения точек с усредненными составами. В поле рифтогенных обстановок попадают усредненные точки объектов 1 и 9, а в поле коллизионных обстановок – объектов 5, 11, 12, 14, 16, 17, 23.

ВЫВОДЫ

По результатам анализа валового химического состава тонкозернистых обломочных и глинистых пород, которые слагают протерозойские осадочные последовательности, несогласно перекрывающие фундамент, можно сделать ряд выводов.

Во-первых, в исходном составе глинистых пород преобладали смектит и иллит, в отдельных случаях с некоторой долей хлорита, каолинита и тонкорастертого КПШ. Присутствие последнего и/или влияние процессов К-метасоматоза невозможно разделить, признаки переработки такими процессами можно предполагать для ряда объектов, но в целом рассматриваемые образования по своему составу принципиально не отличаются от PAAS.

Во-вторых, среди источников слагающей исследованные глинистые породы тонкой алюмосиликокластики, как следует из распределения индивидуальных и усредненных фигуративных точек различных объектов на диаграммах $Al_2O_3-TiO_2$, $Zr-TiO_2$ и $Cr/Th-Th/Sc$, роль магматических пород основного состава была относительно невелика. Однако распределение точек состава на диаграммах ICV-CIA и F1-F2 позволяет считать, что породы основного состава или осадочные образования играли существенную роль среди источников обломочного материала. Возможно, не все использованные нами дискриминантные диаграммы позволяют получить согласующиеся выводы, и в будущем это следует иметь в виду.

В-третьих, реконструируемая с помощью диаграммы DF1-DF2 палеогеодинамическая природа тонкой алюмосиликокластики, слагающей

осадочные последовательности, которые с несогласием перекрывают породы кристаллического фундамента, предполагает формирование этих последовательностей в результате различных орогенных и рифтогенных событий. Оценить, как это согласуется с конкретной геологической ситуацией для каждого из проанализированных объектов – задача будущих исследований. Ранее мы уже отмечали, что использование как низко-, так и высокременистого вариантов диаграммы DF1-DF2 позволяет установить геодинамическую природу осадочных последовательностей лишь с определенной долей условности [Маслов и др., 2016].

В целом, исходя из результатов анализа всего приведенного выше материала, можно прийти к общему выводу о том, что глинистых пород с какими-то специфическими характеристиками валового химического состава в осадочных последовательностях протерозоя, перекрывающих фундамент, нет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны анонимным рецензентам, взявшим на себя труд разобраться во всей приведенной в статье информации. Их советы и замечания во многом способствовали улучшению первого варианта рукописи. Иллюстрации к работе подготовлены Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004), ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М.* Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 52–59.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК “Звезда”, 2001. 108 с.
- Будяк А.Е., Паршин А.В., Спиридонов А.М. и др.* Геохимические особенности формирования Au-U месторождений типа “несогласия” (Северное Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 149–160.
- Величкин В.И.* Особенности металлогении ураноносных областей. М.: Энергоатомиздат, 1983. 199 с.
- Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / Отв. ред. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2021. 327 с.

- Горошко М.В., Гурьянов В.А.* Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008. № 2. С. 80–96.
- Гребенкин Н.А., Рогожина М.А., Ржевская А.К., Чистякова И.Е.* Анализ новых открытий месторождений урана типа "несогласия" впадины Атабаска (провинция Саскачеван, Канада) // Разведка и охрана недр. 2021. № 4. С. 9–18.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В.* Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 47–61.
- Комар Вл.А.* Строматолиты верхнекембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комарницкий Г.М., Меньшиков Г.С., Петров Ю.М.* К вопросу о месторождениях урана "типа несогласия" на Енисейском крае // Геология и геохимия урановородных провинций Сибири. Вып. 5. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1987. С. 122–136.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
- Купцова А.В., Худoley А.К.* Тектоника докембрийских ураноносных бассейнов // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 371–374.
- Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В. и др.* Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011а. Т. 19. № 2. С. 3–19.
- Купцова А.В., Худoley А.К., Молчанов А.В.* Литогеохимия верхнепротерозойских терригенных отложений южной части Восточно-Анабарского бассейна: эволюция состава источников сноса и вторичные изменения // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2011б. Вып. 1. С. 17–31.
- Ленных В.И., Петров В.И.* Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса / Отв. ред. В.И. Ленных, А.И. Белковский. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–43.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Котова Л.Н., Подковыров В.Н.* Литохимические особенности песчаников машакской свиты (средний рифей, Южный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Материалы научных чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 21. Пермь: ПГНИУ, ГИ УрО РАН, 2018. С. 153–161.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнекембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю. и др.* Источники сноса верхнекембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 33–54.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др.* Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др.* Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
- Михайлов В.А., Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б., Кушнеренко Е.К.* Перспективы промышленной ураноносности Российской части Балтийского щита // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 146. М.: ВИМС, 2004. С. 5–11.
- Молчанов А.В., Мишенин С.Г., Проскурин В.Ф., Лазарев Ф.Д.* Перспективы промышленной ураноносности выступов древнего основания Сибирской платформы и её ближайшего обрамления (на примере Алданского, Анабарского щитов и Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 148. М.: ВИМС, 2005. С. 71–87.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебия / Отв. ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1978. 198 с.
- Пакульнис Г.В., Шумилин М.В.* Месторождения урана типа "несогласия" района Атабаска (Канада). Аналитический обзор зарубежных публикаций // Минеральное сырье. Вып. 17. М.: ВИМС, 2005. 102 с.
- Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Сазонова Л.В. и др.* Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. М.: ИД "КДУ", 2015. 472 с.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б.* Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.
- Прогнозирование и комплексное изучение рудных районов, перспективных на выявление урановых месторождений типа несогласия (методическое руководство) / Отв. ред. Н.В. Межеловский. М., СПб.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 201 с.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А.* О формировании уникально богатых руд урановых месторождений несогласия бассейна Атабаска (Канада): гипотеза многоэтапного телескопированного отложения руд // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 1. С. 73–92.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В. и др.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.
- Ситчихин О.В. Строение и нефтегазоносность рифейских пород северо-востока Волго-Уральского бассейна (Пермский край) // Нефтегазовое дело. 2009. № 1. https://ogbus.ru/files/ogbus/authors/Sitchikhin/Sitchikhin_1.pdf (дата обращения 29.08.2024)
- Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Отв. ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27–42.
- Шумилин М.В. Новые данные о месторождениях урана типа несогласия в Канаде и их значение для поисков аналогов в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2015. № 4. С. 72–77.
- Шумилин М.В. Урановые месторождения “несогласия”. Перспективы открытия в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 5. С. 70–75.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Янакурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Absar N., Nizamudheen B.M., Sminto A. Petrography, clay mineralogy and geochemistry of clastic sediments of Proterozoic Bhima Group, Eastern Dharwar craton, India: implications for provenance and tectonic setting // J. Appl. Geochem. 2016. V. 18. P. 237–250.
- Absar N., Raза M., Roy M. et al. Composition and weathering conditions of Paleoproterozoic upper crust of Bundelkhand craton, Central India: Records from geochemistry of clastic sediments of 1.9 Ga Gwalior Group // Precambrian Res. 2009. V. 168. P. 313–329.
- Agbenyezi T.K., Foli G., Brako B.A. et al. Paleoweathering, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks at Ayanfuri area in the Paleoproterozoic Kumasi basin in Ghana: evidence from petrography and geochemistry // J. Sediment. Environ. 2022. V. 7. P. 519–538. <https://doi.org/10.1007/s43217-022-00107-5>
- Ahmad A.H.M., Agrawal R., Irshad R. Petrographic and geochemical studies of Proterozoic sandstones of Patherwa Formation, Son Valley, India: implication for provenance and weathering history // Arab. J. Geosci. 2015. V. 8. P. 1977–1991.
- Alexandre P. Geochemistry of the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada, and the unconformity-related uranium deposits hosted by it // Can. Mineral. 2020. V. 58. P. 1–22.
- Al-Hashim M.H. Sedimentology and geochemistry of the mixed carbonatesiliciclastic Espanola Formation, Paleoproterozoic Huronian Supergroup, Bruce Mines-Elliot Lake Area, Ontario, Canada / A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the Doctor of Philosophy degree in Geology. University of Western Ontario, Canada. 2016. 287 p. Electronic Thesis and Dissertation Repository. 4350. <https://ir.lib.uwo.ca/etd/4350>
- Anderson H.E., Davis W.D. U–Pb geochronology of the Moyie sills, Purcell Supergroup, southeastern British Columbia: implications for the Mesoproterozoic geological history of the Purcell (Belt) basin // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 1180–1193.
- Armstrong R.L. The persistent myth of crustal growth // Austr. J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 613–630.
- Asiedu D.K., Agoe M., Amponsah P.O. et al. Geochemical constraints on provenance and source area weathering of metasedimentary rocks from the Paleoproterozoic (~2.1 Ga) Wa-Lawra Belt, southeastern margin of the West African Craton // Geodinamica Acta. 2019. V. 31. P. 27–39.
- Asiedu D., Asong S., Atta-Peters D. et al. Geochemical and Nd-isotopic compositions of juvenile-type Paleoproterozoic Birimian sedimentary rocks from southeastern West African Craton (Ghana): constraints on provenance and tectonic setting // Precambrian Res. 2017. V. 300. P. 40–52.
- Asiedu D.K., Dampare S.B., Sakyi P.A. et al. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary // Geochem. J. 2004. V. 38. P. 215–228.
- Bleeker W. The Late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al. Chemical characterization of earth’s most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 1555–1573.
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry / Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Chi G., Li Z., Chu H., Bethune K.M. et al. A shallow-burial mineralization model for the unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin // Econ. Geol. 2018. V. 113. P. 1209–1217.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.

- Connelly J.N., Ryan B.* Late Archean evolution of the Nain Province, Nain, Labrador: imprint of a collision // *Can. J. Earth Sci.* 1996. V. 33. P. 1325–1342.
- Crichton J.G., Condie K.C.* Trace elements as source indicators in cratonic sediments: A case study from the Early Proterozoic Libby Creek Group, Southeastern Wyoming // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 319–332.
- Dar S.A., Khan K.F., Khan S.A. et al.* Petro-mineralogical studies of the Paleoproterozoic phosphorites in the Sonrai basin, Lalitpur District, Uttar Pradesh, India // *Nat. Resources Res.* 2015. V. 24. P. 339–348.
- Dar S.A., Khan K.F., Mir A.R.* Provenance and paleo-weathering of Paleoproterozoic siliciclastic sedimentary rocks of Bijawar Group, Sonrai Basin, Uttar Pradesh, India: using a geochemical approach // *J. Sediment. Environ.* 2020. V. 5. P. 399–413.
<https://doi.org/10.1007/s43217-020-00024-5>
- Delaney G.D.* The Mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory // *Proterozoic basins of Canada* / Ed. F.H.A. Campbell // *Geol. Surv. Canada Paper* 8110. 1981. P. 1–23.
- Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N. et al.* Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // *GFF.* 2019. V. 141(4). P. 279–288.
- Evans K.V., Aleinikoff J.N., Obradovich J.D., Fanning C.M.* SHRIMP U-Pb geochronology of volcanic rocks, Belt Supergroup, western Montana: evidence for rapid deposition of sedimentary strata // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. P. 1287–1300.
- Ewers G.R.* Chemical analyses of Early Proterozoic metasedimentary rocks from the Pine Creek Geosyncline // *Aust. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys.* 1982. Rec. 1982/17. 53 p.
- Ewers G.R., Higgins N.C.* Geochemistry of the early Proterozoic metasedimentary rocks of the Alligator Rivers Region, Northern Territory, Australia // *Precambrian Res.* 1985. V. 29. P. 331–357.
- Ewers G.R., Needham R.S., Stuart-Smith P.G., Crick I.H.* Geochemistry of the low-grade Early Proterozoic sedimentary sequence in the Pine Creek Geosyncline, Northern Territory // *Austr. J. Earth Sci.* 1985. V. 32. P. 137–154.
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W., Hanchar J.M.* Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada // *Precambrian Res.* 1997. V. 84. P. 17–36.
- Ferguson J., Winer P.* Pine Creek Geosyncline: Statistical treatment of whole rock chemical data // *Uranium in the Pine Creek Geosyncline* / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // *Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline.* Vienna: IAEA, 1980. P. 191–208.
- Folk R.L.* Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill Publishing Co., 1974. 170 p.
- Furlanetto F.* The evolution of the late Paleoproterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon, from sedimentation to deformation // Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy. Simon Fraser University, British Columbia, Canada. 2015. 235 p.
- Furlanetto F., Thorkelson D.J., Gibson H.D. et al.* Late Paleoproterozoic terrane accretion in northwestern Canada and the case for circum-Columbian orogenesis // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 512–528.
- Geologic Time Scale 2020* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2020. V. 1. 561 p.
- Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples.* IAEA TECDOC-1842. Vienna: IAEA, 2018. 417 p.
- Giri R.K., Chalapathi Rao N.V., Rahaman W. et al.* Paleoproterozoic calc-alkaline lamprophyres from the Sidhi Gneissic complex, India: Implications for plate tectonic evolution of the Central Indian Tectonic Zone // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106316.
- Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H.* Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 4115–4137.
- Hiatt E.E., Kyser K., Fayek M. et al.* Early quartz cements and evolution of paleohydraulic properties of basal sandstones in three Paleoproterozoic continental basins: evidence from in situ $\delta^{18}\text{O}$ analyses of quartz cements // *Chem. Geol.* 2007. V. 238. P. 19–37.
- Hoeve J., Sibbald T.I.I.* On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.* 1978. V. 73. P. 1450–1473.
- Hu G.H., Zhou Y.Y., Zhao T.P.* Geochemistry of Proterozoic Wufoshan Group sedimentary rocks in the Songshan area, Henan Province: Implication for provenance and tectonic setting // *Acta Petrologica Sinica.* 2012. V. 28. P. 3692–3704 (in Chinese with English abstract).
- Huston D.L., Mernagh T.R., Hagemann S.G. et al.* Tectono-metallogenic systems – The place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 76. P. 168–210.
- Isley A.E., Abbott D.H.* Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 141–158.
- Isozaki Y., Poldvere A., Bauert H. et al.* Provenance shift in Cambrian mid-Baltica: detrital zircon chronology of Ediacaran-Cambrian sandstones in Estonia // *Estonian J. Earth Sci.* 2014. V. 63. P. 251–256.
- Jayananda M., Moyen J.-F., Martin H. et al.* Late Archean (2550–2520 Ma) juvenile Magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd–Sr isotopes and whole rock geochemistry // *Precambrian Res.* 2000. V. 99. P. 225–254.
- Jayaram S., Venkatasubramaniam V.S., Radhakrishna B.P.* Geochronology and trace element distribution in some tonalitic and granitic gneisses of the Dharwar craton, Precambrian of south India // *Proceedings of the Indo-US Workshop, Hyderabad* / Eds S.M. Naqvi, J.J.W. Rogers. *Mem. Geol. Soc. India.* 1983. V. 8. P. 377–389.
- Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S. et al.* Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta // *Mineral Deposits of Canada:*

- A Synthesis of Major Deposit-Types, Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods / Ed. W.D. Goodfellow // Geological Association of Canada Mineral Deposits Division. Special Publication 5. 2007. P. 273–305.
- Kale V.S., Mudholkar A.V., Phansalkar V.G., Pespwa V.V.* Stratigraphy of the Bhima Group // J. Paleontol. Soc. India. 1990. V. 35. P. 91–103.
- Karlstrom K.E., Flurkey A.J., Houston R.S.* Stratigraphy and depositional setting of the Proterozoic Snowy Pass Supergroup, southeastern Wyoming: record of an early Proterozoic Atlantic-type cratonic margin // Geol. Soc. Am. Bull. 1983. V. 94. P. 1257–1274.
- Konate S.I., Bolarinwa A.T., Kwayisi D. et al.* Provenance and tectonic setting of greywacke and siltstone of the Nampala gold deposit, Southern Mali // Appl. Earth Sci. 2024. <https://doi.org/10.1177/25726838241263698>
- Kotzer T.G., Kyser T.K.* Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada, and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 45–89.
- Krogh T.W., Davis D.W., Corfu G.* Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area // The geology and ore deposits of the Sudbury structure / Eds E.G. Pye, A.J. Naldrett, P.E. Giblin // Ontario Geol. Surv. Spec. V. 1. 1984. P. 431–446.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R., Kesse G.O.* The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization // Precambrian Res. 1990. V. 46. P. 139–165.
- Li Z., Jiang R., Cao G. et al.* Depositional age and provenance analysis of the Wufoshan Group in the southern North China Craton: Constraints from detrital zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes // Geological J. 2021. V. 56. P. 5600–5620. <https://doi.org/10.1002/gj.4261>
- Liégeois J.P., Claessens W., Camara D., Klerkx J.* Short-lived Eburnean orogeny in southern Mali: geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology // Precambrian Res. 1991. V. 50. P. 111–136.
- Long D.G.F.* The stratigraphy and sedimentology of the Huronian (lower Apebian) Mississagi and Serpent Formations / Ph. D. thesis, University of Western Ontario. London, Ont. 1976. 291 p.
- Manu J., Asiedu D.K., Anani C.Y.* Geochemistry of Birimian phyllites from the Obuasi and Prestea Mines, Southwestern Ghana: Implications for provenance and source-area weathering // Int. J. Basic and Applied Sci. 2013. V. 2. P. 12–19.
- McLennan S.M.* Trace element geochemistry of sedimentary rocks: implications for the composition and evolution of the continental crust / Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. Australian National University. Canberra, Australia. 1981. 609 p.
- McLennan S.M.* Weathering and global denudation // J. Geol. 1993. V. 101. P. 295–303.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M.* Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979a. V. 43. P. 375–388.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M.* The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements // Can. J. Earth Sci. 1979b. V. 16. P. 230–239.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds M.J. Johnsson, A. Basu // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 284. 1993. P. 21–40.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Rare earth element mobility associated with uranium mineralization // Nature. 1979. V. 282(15). P. 247–250.
- Mohanty S.P.* Proterozoic basins of the Bundelkhand Craton, India: Correlations and significance in understanding the tectonic evolution // Geosystems and Geoenvironment. 2023. V. 2. 100155.
- Mueller P.A., Frost C.D.* The Wyoming Province: a distinctive Archean craton in Laurentian North America // Can. J. Earth Sci. 2006. V. 43. P. 1391–1397.
- Mueller P.A., Shuster R.D., Wooden J.L. et al.* Age and composition of Archean crystalline rocks from the southern Madison Range, Montana: Implications for crustal evolution in the Wyoming craton // Geol. Soc. Am. Bull. 1993. V. 105. P. 437–446.
- Needham R.S., Crick I.H., Stuart-Smith P.G.* Regional geology of the Pine Creek Geosyncline // Uranium in the Pine Creek Geosyncline / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. P. 1–22.
- Needham R.S., Stuart-Smith P.G.* Geology of the Alligator rivers uranium field // Uranium in the Pine Creek Geosyncline / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. P. 233–257.
- Page R.W., Compston W., Needham R.S.* Geochronology and evolution of the late-Archaean basement and Proterozoic rocks in the Alligator Rivers Uranium Field, Northern Territory, Australia // Uranium in the Pine Creek Geosyncline / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. P. 39–68.
- Pagel M., Poty B., Sheppard S.M.F.* Contributions to some Saskatchewan uranium deposits mainly from fluid inclusion and isotopic data // Uranium in the Pine Creek Geosyncline / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. P. 639–654.
- Paikaray S., Banerjee S., Mukherji S.* Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering // J. Asian Earth Sci. 2008. V. 32. P. 34–48.
- Pant A., Khan H.H., Sonakia A.* Phosphorite resources in the Bijawar Group of central India // Phosphate deposits of the world. Phosphate rock resources / Eds A.J.G. Noholt, R.P. Sheldon, D.F. Davidson. Cambridge: Cambridge University Press, 1989. P. 473–477.
- Percival J.A., Skulski T., Sanborn-Barrie M. et al.* Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Chapter 6 // Tectonic styles in Canada: the LITHOPROBE perspective / Eds J.A. Percival, F.A. Cook, R.M. Clowes // Geol. Ass. Canada. Spec. Pap. 2012. V. 49. P. 321–378.

- Percival J.A., West G.F.* The Kapuskasing Uplift: A geological and geophysical synthesis // *Can. J. Earth Sci.* 1994. V. 31. P. 1256–1286.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. Berlin: Springer-Verlag, 1972. 552 p.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J.* Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Berlin, Heidelberg: Springer, 2005. 308 p.
- Prasad B.* Geology, sedimentation and palaeogeography of the Vindhyan Supergroup, S.E Rajasthan // *Mem. Geol. Surv. India.* 1984. № 116. 148 p.
- Proterozoic basins of Canada / Ed. F.H.A. Campbell // *Geol. Surv. Canada. Paper* 81–10. 1981. 444 p.
- Quirt D.H.* Athabasca unconformity-type uranium deposits: one deposit type with many variations // *Uranium Geochemistry 2003: Proceedings of an International Conference, Nancy-France, 2003.* P. 309–312.
- Quirt D.H.* Lithochemistry of the Athabasca Group: Summary of sandstone data // *Summary of Investigations. Saskatchewan Geol. Surv. Saskatchewan Energy and Mines. Miscellaneous Report* 85-41. 1985. P. 128–132.
- Rainbird R.H., Hadlari T., Aspler L.B. et al.* Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada // *Precambrian Res.* 2003. V. 125. P. 21–53.
- Ramachandran A., Madhavaraju J., Ramasamy S. et al.* Geochemistry of Proterozoic clastic rocks of the Kerur Formation of Kaladgi-Badami Basin, North Karnataka, South India: implications for paleoweathering and provenance // *Turkish J. Earth Sci.* 2016. V. 25. <https://doi.org/10.3906/yer-1503-4>
- Ramaekers P.* Geology of the Athabasca Group (Helikian) in Northern Saskatchewan // *Saskatchewan Energy and Mines, Saskatchewan Geol. Surv. Rep.* 195. 1990. 48 p.
- Rao N.K., Dora M.L., Baswani S.R. et al.* Petrography and geochemistry of the Proterozoic sandstones of Somanpalli Group from Pomburna area, Eastern Belt of Pranhita–Godavari Valley, central India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting // *J. Earth Syst. Sci.* 2018. V. 127. 90. <https://doi.org/10.1007/s12040-018-0991-7>
- Rao V.V.S., Sreenivas B., Balaram V. et al.* The nature of the Archean upper crust as revealed by the geochemistry of the Proterozoic shales of the Kaladgi basin, Karnataka, southern India // *Precambrian Res.* 1999. V. 98. P. 53–65.
- Raza M., Ahmad A.H.M., Khan M.S., Khan F.* Geochemistry and detrital modes of Proterozoic sedimentary rocks, Bayana Basin, north Delhi fold belt: implications for provenance and source-area weathering // *Int. Geol. Rev.* 2012. V. 54. P. 111–129.
- Raza M., Casshyap S.M., Khan A.* Accretionary lapilli from basal Vindhyan volcanic sequence, south of Chittaurgarh, Rajasthan and their implication // *J. Geol. Soc. India.* 2001. V. 57. P. 77–82.
- Raza M., Casshyap S.M., Khan A.* Geochemistry of Mesoproterozoic Lower Vindhyan Shales from Chittaurgarh, Southeastern Rajasthan and its Bearing on Source Rock Composition, Palaeoweathering Conditions and Tectono-sedimentary Environments // *J. Geol. Soc. India.* 2002. V. 60. P. 505–518.
- Raza M., Dayal A.M., Khan A. et al.* Geochemistry of lower Vindhyan clastic sedimentary rocks of Northwestern Indian shield: Implications for composition and weathering history of Proterozoic continental crust // *J. Asian Earth Sci.* 2010. V. 39. P. 51–61.
- Roddaz M., Debat P., Nikiema S.* Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd–Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust // *Precambrian Res.* 2007. V. 159. P. 197–211.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
- Roy A., Bandyopadhyay B.K.* Tectonic significance of ultramafic and associated rocks near Tal in the Bijawar belt, Sidhi district, Madhya Pradesh // *J. Geol. Soc. India.* 1988. V. 32. P. 397–410.
- Roy A.B., Kroner A.* Single zircon evaporation ages constraining the growth of the Archaean Aravalli craton, northwestern Indian shield // *Ceol. Mag.* 1996. V. 133. P. 333–342.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. P. 1–51.
- Saha D., Mazumder R.* An overview of the Paleoproterozoic geology of Peninsular India, and key stratigraphic and tectonic issues // *Paleoproterozoic of India* / Eds R. Mazumder, D. Saha // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2012. № 365. P. 5–29.
- Sears J.W., Chamberlain K.R., Buckley S.N.* Structural and U-Pb geochronological evidence for 1.47 Ga rifting in the Belt Basin, western Montana // *Can. J. Earth Sci.* 1998. V. 35. P. 467–475.
- Somasekhar V., Ramanaiah S., Sarma D.S.* Geochemical characterization of the siliciclastic rocks of Chitravati Group, Cuddapah Supergroup: Implications for provenance and depositional environment // *J. Earth Syst. Sci.* 2018. V. 127. 54. <https://doi.org/10.1007/s12040-018-0955-y>
- Stockwell C.H.* Third report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield // *Geol. Surv. Can. Paper.* 1963. № 63–17. P. 125–131.
- Taylor F.C.* A revision of Precambrian structural provinces in northeastern Quebec and northern Labrador // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 579–584.
- Taylor P.N., Moorbath S., Leube A., Hirdes W.* Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geology // *Precambrian Res.* 1992. V. 56. P. 97–111.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* Geochemistry of Early Proterozoic sedimentary rocks and the Archean/Proterozoic boundary // *Geol. Soc. Am. Memoir.* 1983. № 161. P. 119–132.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks, granites and uranium deposits of the Pine Creek Geosyncline // *Uranium in the Pine Creek Geosyncline* / Eds J. Ferguson, A.B. Goleby // *Proceedings of*

the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. P. 175–190.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Thorkelson D.J., Abbott J.G., Mortensen J.K. et al. Early and Middle Proterozoic evolution of Yukon, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 2005. V. 42. P. 1045–1071.

Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.

Unconformity-related Uranium Deposits. IAEA-TEC-DOC-1857. Vienna: IAEA, 2018. 295 p.

van de Kamp P.C. Potassium distribution and metasomatism in pelites and shists: how and when? Relation to postdepositional events // *J. Sediment. Res.* 2016. V. 86. P. 683–711.

van Kranendonk M.J. A Chronostratigraphic Division of the Precambrian: Possibilities and Challenges // *The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg.* Amsterdam: Elsevier Science & Technology, 2012. P. 299–392.

Velmurugan K., Madhavaraju J., Balaram V. et al. Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Clastic Rocks of the Kerur Formation, Badami Group, Mohare Area, Karnataka, India // *Geological Evolution of the Precambrian Indian Shield / Ed. M.E. Mondal // A. Soc. Earth Sci. Series.* 2019. P. 239–269.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-89698-4_11

Venkatachala B.S., Mukund S., Shukla M. Age and life of the Vindhyan – facts and conjectures // *Mem. Geol. Soc. India.* 1996. № 36. P. 137–155.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–180.

Viers J., Dupré B., Gaillardet J. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // *Sci. Total Environ.* 2009. V. 407. P. 853–868.

Wani H., Mondal M.E.A., Ahmad I. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Sonakhan and Mahakoshal greenstone belts, Central India: Implications for paleoweathering, paleogeography and mechanisms of greenstone belt development // *Acta Geochim.* 2022. V. 41. P. 64–83.

Williams P.J. An introduction to the metallogeny of the McArthur River–Mount Isa–Cloncurry Minerals Province // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. P. 1120–1131.

Windley B.F., Bridgwater D. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains // *Geol. Soc. Australia. Spec. Pub.* 3. 1971. P. 33–46.

Young G.M. Geochemistry of early Proterozoic tillites and argillites of the Gowganda Formation, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1969. V. 33. P. 483–492.

Young G.M. Proterozoic Plate Tectonics in Canada with special emphasis on evidence for a late Proterozoic rifting event // *Precambrian Res.* 1984. V. 25. P. 233–256.

Young G.M. Some aspects of the evolution of the Archean crust // *Geosci. Canada.* 1978. V. 5. № 5. P. 140–149.

Young G.M., Nesbitt H.W. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada; a chemostratigraphic approach // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1999. V. 111. P. 264–274.

CLASTIC ROCKS OF THE OVERLYING BASEMENT PROTEROZOIC SEDIMENTARY SEQUENCES. COMMUNICATION 1. CLAY ROCKS, MAIN FEATURES OF LITHOGEOCHEMISTRY

A. V. Maslov^{1,*}, V. N. Podkovyrov^{2,**}, A. K. Khudoley^{3,***}, A. V. Kuptsova³

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

³*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Dekabristov lane, 16, St. Petersburg, 199155 Russia*

* e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: vpodk@mail.ru

*** e-mail: akhudoley@gmail.com

Analysis of the bulk chemical composition of fine-grained clastic/clay rocks of a number of objects (Ai, Prikamsk and Trekhgornaya formations, Mukun Group and Ust-Ilya Formation, Starorusskaya and Vasilostrovskaya formations, clay rocks of the Lower Vindhyan and Gwalior, Bhima, Athabasca, Libby Creek groups, etc.), participating in the composition of Proterozoic sedimentary sequences unconformably overlying the crystalline basement, showed that their initial mineral composition was close to the composition of most post-Archean clay rocks. The ratio of Zr, Sc and Th in these rocks suggests that they are composed predominantly of weakly recycled material. The share of erosion products of mafic igneous rocks among the sources of their fine-grained aluminosilicoclastics was relatively small. The features of the bulk chemical composition of such clay rocks give reason to believe that the main suppliers of detrital material for them were rock complexes formed in collisional and/or riftogenic settings.

Keywords: clay rocks, basement, Proterozoic, lithogeochemistry

УДК 553.068.56

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА И ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВ ЛУКОЯНОВСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА (НИЖЕГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2025 г. А. В. Лаломов^{а,*}, А. В. Григорьева^а, Ю. Н. Иванова^а, Л. А. Иванова^а,
И. Д. Горностаев^б, Е. С. Иванова^б

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

^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, Москва, 119991 Россия

*e-mail: lalomov@mail.ru

Поступила в редакцию 10.10.2024 г.

После доработки 02.12.2024 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

В результате геологоразведочных работ в пределах Лукояновского россыпного района (Нижегородская область) в комплексных прибрежно-морских редкометалльно-титановых россыпях установлены повышенные содержания хромшпинелидов, достигающие промышленного уровня до 100 кг/м³, при этом их источник не очевиден.

Помимо хромшпинелидов, промышленными компонентами россыпей являются ильменит, циркон и рутил. Морфологические особенности рудных минералов дают возможность сделать предположение о нескольких источниках рудного материала как ближнего, так и дальнего сноса. Умеренно зрелый минеральный состав тяжелой фракции (повышенное количество неустойчивых при выветривании минералов) указывает на то, что формирование пермско-юрских отложений этого региона происходило без участия (или при слабом участии) кор химического выветривания. В процессе мобилизации обломочного материала в зоне источника и в период формирования промежуточных коллекторов (пермских и раннемезозойских комплексов осадочного чехла приуральской части Восточно-Европейской платформы) преобладали механические процессы при подчиненном влиянии корообразования.

Исследование химического состава хромшпинелидов наиболее изученной и перспективной Итмановской россыпи показало, что в большинстве своем они аналогичны хромшпинелидам офиолитовой формации, а также концентрически-зональных платиноносных массивов.

Представляется, что при общем влиянии на формирование осадочного чехла центральной и восточной частей Восточно-Европейской платформы на рубеже перми и триаса палеоорогена Урала, на состав тяжелой фракции отложений района заметное влияние оказала Пучеж-Катунская кольцевая структура, расположенная к северу от Лукояновского купола.

Ключевые слова: россыпи, хромиты, типоморфизм, типохимизм, Лукояновский россыпной район

DOI: 10.31857/S0024497X25040031, **EDN:** JEKJMQ

Хромовые руды являются дефицитным стратегическим видом минерального сырья. В связи с этим рассматриваются вопросы вовлечения в эксплуатацию нетрадиционных источников, связанных с ископаемыми прибрежно-морскими россыпями. Эталонным объектом этого типа месторождений считается Итмановская россыпь Лукояновского россыпного района (ЛРР), основными промышленными компонентами которого являются циркон, ильменит, рутил и хромшпинелиды. В работе [Лаломов и др., 2024] приведены

результаты исследований тектонических, стратиграфических, геоморфологических и фациально-динамических параметров, контролирующих локализацию россыпного района в целом и распределение россыпей в его пределах.

Для построения поисково-ориентированной модели месторождения необходимо изучить минеральный состав продуктивных отложений и особенности основных россыпеобразующих минералов. В первую очередь это относится к хромшпинелидам, поскольку именно их наличие

в значительном количестве является характерной особенностью Лукояновского месторождения по сравнению с другими редкометалльно-титановыми россыпями. Поэтому необходимо установить первичные источники хромшпинелидов на основании исследования типоморфизма и типохимизма этих минералов в россыпях.

С этой целью из продуктивных отложений наиболее изученной россыпи ЛРР – Итмановской, в период проведения полевых работ 2024 г. была отобрана малая минералого-технологическая проба 20 кг (в юго-восточной части россыпи из шурфа рядом со скважиной 242 разведочной линии 796, интервал 2.1–2.4 м), исследован ее гранулометрический, минеральный и химический состав, а также типоморфные особенности хромшпинелидов и ряда других минералов тяжелой фракции.

Минеральный состав был изучен оптическими методами под бинокляром, для изучения морфологии отобранные минералы тяжелой фракции были сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) в отраженных электронах (BSE COMPO). Структура зерен и химический состав хромшпинелидов были исследованы в полированных шашках методом рентгеноспектрального микроанализа в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН на приборе JEOL–8200. Это послужило основой для построения генетических диаграмм хромшпинелидов, что дало возможность предположить их формационный источник, а степень вторичных изменений позволила оценить дальность переноса и историю минералов в зоне гипергенеза.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лукояновский россыпной район (ЛРР) расположен на юге Нижегородской области и приурочен к структурам Токмовского свода Восточно-Европейской платформы (ВЕП), строение и тектоническая история которого определили локализацию благоприятных россыпеобразующих факторов как по площади, так и в пределах стратиграфической последовательности отложений. Пространственно район приурочен к выступу свода – Лукояновскому куполу. Продуктивные тонкозернистые пески с прослоями алевритов были отложены в период среднеюрской батской регрессии моря, когда в центральной части купола сформировались условия динамически активного морского мелководья с банками и отмелями [Лаломов и др., 2024]. Это привело к обогащению

отложений минералами тяжелой фракции и формированию лентовидных, иногда подковообразных, россыпных тел. Положение их определялось серией локальных поднятий, реконструированных по кровле среднего келловоя по данным картировочного и геологоразведочного бурения. Эти особенности фактически определяли литодинамику палеобассейна и морфологию отдельных залежей.

Последующая келловейско-оксфордская (J_2k-J_3o) трансгрессия моря привела к образованию преимущественно глинистой толщи с прослоями алевритов в нижней части и карбонатов в верхней, перекрывающей продуктивный горизонт. Россыпной район располагался на северном фланге среднеюрского батского бассейна в фазе его максимальной регрессии. С востока он был ограничен складчатыми структурами и предгорной равниной Урала, с северо-запада – флангами Воронежской антеклизы (рис. 1). В работе С.И. Гурвича и А.М. Болотова [1968, рис. 25] в отложениях батского яруса чехла платформы прогнозируется перспективная на россыпеобразование зона протяженностью 500–700 км, простирающаяся к юго-востоку от ЛРР (см. рис. 1).

Продуктивная толща исследованной Итмановской россыпи относится к юрским отложениям,

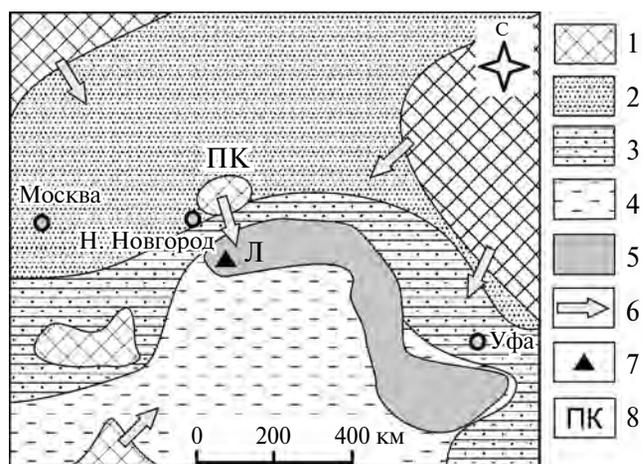


Рис. 1. Схема распространения перспективных на редкометалльно-титановые россыпи отложений батского яруса средней юры по материалам [Гурвич, Болотов, 1968; Лаломов и др., 2024].

1 – горная и равнинная суша, область эрозии; 2 – равнинная суша, область осадконакопления; 3 – прибрежная равнина, временами заливаемая морем; 4 – мелководное море, терригенные осадки; 5 – площади развития перспективных продуктивных отложений; 6 – главные направления сноса обломочного материала; 7 – Лукояновский россыпной район; 8 – Пучеж-Катунская структура.

батскому ярусу (J_2bt). Она подстилается среднепермскими аргилитоподобными глинами уржумского яруса (P_{2ur}) и перекрывается плотными юрскими келловейскими глинами с прослойками алевритов (J_2k). Продуктивные отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками с примесью алевритового материала. По всему разрезу отмечаются тонкие прослои глины и тончайшие слойки, образованные концентрацией темноцветных рудных минералов. Глинистость песков рудной толщи не превышает 15%. Мощность рудного пласта в границах россыпи изменяется от 2.0 (минимальное значение по кондициям) до 10 м. Подробное описание геологического строения месторождения и геологическая история развития региона приведены в работе [Лаломов и др., 2024].

К северу от Лукояновского купола находится Пучеж-Катунская кольцевая структура диаметром около 80 км. Внутренняя часть структуры заполнена эксплозивными образованиями (брекчиями) различных типов, содержащими во включениях породы архея, венда и палеозоя. В центральной части располагается локальное поднятие Воротиловского выступа, в пределах которого породы архейского фундамента поднимаются с отметок -3000 до -50 м.

По мнению одних исследователей, эта структура является метеоритным кратером, образованным падением крупного метеоритного тела, произошедшим в интервале времени от поздней перми до средней юры (байоса) [Колодяжный и др., 2023].

В ряде работ был предложен сценарий эндогенно-эксплозивного и вулканотектонического происхождения Пучеж-Катунской структуры, которая рассматривается как полистадийное образование, сформированное в результате взаимодействия ряда тектонических, вулканических и эксплозивных явлений, и сопоставляется в некоторых интерпретациях с трубкой взрыва или палеовулканом [Маракушев и др., 1993].

Съемочно-поисковыми работами было установлено, что среди архейских гнейсов и амфиболитов фундамента наблюдаются маломощные тела пироксенитов, горнблендитов и перидотитов, а архейские породы Воротиловского выступа перспективны на выявление месторождений редких земель цериевой группы и хрома [Кирков и др., 2021].

Осадочные породы средней юры на Воротиловском выступе и в примыкающей к нему внутренней зоне залегают с размывом на архейских,

вендских, девонских, каменноугольных и пермских образованиях, и, таким образом, подстилающие полиформационные отложения являлись источником поступления обломочного материала в бассейн россыпеобразования. В среднеюрских отложениях наблюдаются повышенные содержания эпидота, циркона, гидроксидов железа, магнетита, хромита и ильменита [Кирков и др., 2021].

По мнению многих исследователей региона [Гурвич, Болотов, 1968; Патык-Кара, 2008; Колодяжный и др., 2023], на формирование пермских отложений большое влияние оказали состав и история развития Уральского складчатого региона. Тем не менее, на образование россыпных концентраций большое влияние могли оказать местные источники, даже такие экзотические, как Пучеж-Катунская структура.

Как правило, россыпи ЛРР рассматриваются вместе с другими редкометалльно-титановыми россыпями (РТР), но, при этом, от других аналогичных россыпей ВЕП они отличаются умеренной зрелостью минерального состава (повышенным содержанием неустойчивых при выветривании минералов), повышенным содержанием хромшпинелидов, достигающим промышленных значений (до 100 кг/м^3), и весьма значительным содержанием циркона. Итмановская россыпь является богатейшей в стране и одной из лучших в мире по содержанию основного рудного минерала — циркона. Содержание диоксида циркония в промышленном пласте составляет 13 кг/м^3 . По этому параметру оно является вторым в мире после австралийской россыпи Атлас-буна Харринг с содержанием ZrO_2 17.4 кг/м^3 [Патык-Кара, 2008]. Такое своеобразие состава может объясняться влиянием местного источника.

СОСТАВ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

По размеру частиц изученные продуктивные отложения, в соответствии с классификацией Л.Б. Рухина [1969], относятся к тонкозернистым алевритистым пескам. Гранулометрический состав отобранной минералогической пробы приведен в табл. 1.

В составе пробы преобладают классы крупности $0.28-0.074 \text{ мм}$ (87.63%). Материал россыпи хорошо сортирован, гистограмма грансостава имеет одномодальный характер и близка к нормальному распределению.

Россыпеобразующие минералы в большинстве своем приурочены к классу $0.1-0.044 \text{ мм}$: в нем находятся 88.4% титановых минералов (ильменит, рутил, лейкоксен), 87.96% циркона и

Таблица 1. Гранулометрический состав рудных песков Итмановской россыпи и распределение россыпеобразующих компонентов по размерным классам по данным исследования минералого-технологической пробы

Классы крупности, мм	>0.56	0.56–0.28	0.28–0.14	0.14–0.1	0.1–0.074	0.074–0.044	<0.044
Выход гранулометрического класса от исходного, %	0.46	0.81	27.52	50.48	9.63	9.22	1.88
Распределение россыпеобразующих минералов по классам, всего, %	0.11	0.12	0.17	3.36	63.89	25.09	7.27
В т.ч. титановых минералов (ильменит, лейкоксен, рутил)	0.08	0.13	0.18	3.64	67.88	20.52	7.57
Циркон	0.14	0.11	0.16	2.18	54.79	33.17	9.45
Хромшпинелиды	0.10	0.11	0.16	4.26	68.99	21.58	4.80

90.57% хромшпинелидов. Пик содержания тяжелой фракции смещен по сравнению с общей гистограммой гранулометрического состава в сторону мелких классов, что характерно для хорошо сортированных осадков, прошедших несколько циклов переотложения. В таких отложениях минералы легкой фракции крупнее минералов тяжелой, при этом их гидравлическая крупность (скорость падения в водной среде) совпадает [Патык-Кара, 2008].

Среди минералов тяжелой фракции преобладают эпидот, ильменит, циркон, хромшпинелиды. В содержании более 1% присутствуют гидроксиды железа (аутигенные), рутил, лейкоксен, гематит (табл. 2).

Из промышленных россыпеобразующих минералов преобладает ильменит – 5.69% (102.4 кг/м³) от исходной пробы или 19% тяжелой фракции. Ильменит представлен большим разнообразием морфологических типов: неокатанные остроугольные обломки зерен, не сохранившие кристаллических граней (рис. 2а); зерна неправильной формы, слабо окатанные, с неровной ямчатой поверхностью, подвергшейся гипергенным изменениям (растрескивание поверхностного слоя) (см. рис. 2б); округлые уплощенные (лепешкообразные) зерна с высокой степенью окатанности) (см. рис. 2в). Исходя из этих морфологических особенностей зерен ильменита, можно сказать, что минерал поступал из разных источников сноса, находящихся как в непосредственной близости от россыпи, так и на разном удалении от нее.

Рутил также характеризуется разнообразием морфологических типов: встречаются кристаллы и их обломки незначительной окатанности, со слегка округленными ребрами (рис. 3а); остроугольные неокатанные обломки (см. рис. 3б); полуокатанные зерна с неровной поверхностью.

Таблица 2. Минеральный состав рудных песков Итмановской россыпи в размерном классе 0.14–0.044 мм по данным исследования минералого-технологической пробы

Минерал	Содержание в исходной пробе, %
Промышленные россыпеобразующие	
Ильменит	5.69
Лейкоксен	1.80
Рутил	1.99
Циркон	3.43
Циркон метамиктный	0.10
Хромшпинелиды	2.29
Гематит	1.59
Всего	16.89
Прочие тяжелые	
Эпидот	7.82
Гидроксиды Fe	2.46
Магнетит + титаномагнетит	0.23
Турмалин	0.82
Гранат	0.67
Апатит	0.40
Титанит	0.25
Ставролит	0.22
Дистен	0.05
Всего	12.92
Минералы легкой фракции	
Кварц	63.33
Полевые шпаты	5.32
Группа слюд	0.77
Кремнистые образования	0.77
Всего	70.19

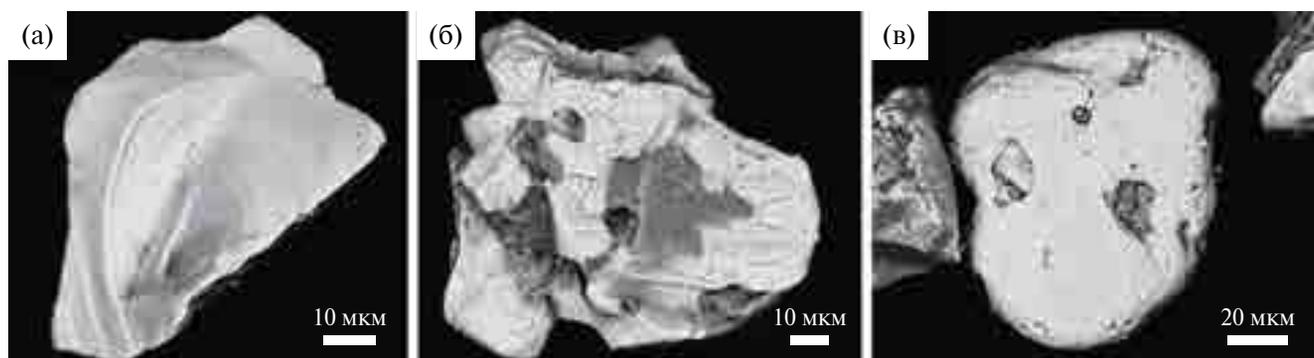


Рис. 2. Ильменит отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – неокатанные остроугольные обломки; б – зерна неправильной формы, слабоокатанные, с неровной ямчатой поверхностью; в – округлые уплощенные зерна с высокой степенью окатанности.



Рис. 3. Рутил отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – кристаллы и их обломки со слегка округленными ребрами; б – остроугольные неокатанные обломки; в – полуокатанные зерна с неровной поверхностью, вероятно, связанные с развитием рутила по ильмениту в титаномагнетите.



Рис. 4. Циркон отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – хорошо сохранившиеся кристаллы с правильными кристаллографическими гранями; б – полуокатанные кристаллы со сглаженными ребрами, но частично сохранившимися гранями; в – округлые зерна с неровной поверхностью, обусловленной нарастанием новообразованных кристаллов “оплавленного” облика.

Содержание рутила в проанализированной пробе 1.99% или 35.8 кг/м³.

Циркон представлен в россыпи также различными морфологическими типами, отражающими историю их накопления в процессе становления россыпи: хорошо сохранившиеся кристаллы с правильными кристаллографическими гранями

(рис. 4а); полуокатанные кристаллы со сглаженными ребрами, но частично сохранившимися гранями (см. рис. 4б); округлые зерна с неровной поверхностью, обусловленной нарастанием новообразованных кристаллов “оплавленного” облика (см. рис. 4в), что связано с процессами метаморфизма [Громалова, 2023]. Наиболее часто размеры зерен циркона находятся в интервале



Рис. 5. Лейкоксен отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – хорошо окатанные зерна глубоко измененного ильменита; б, в – зерна с реликтами ильменита.

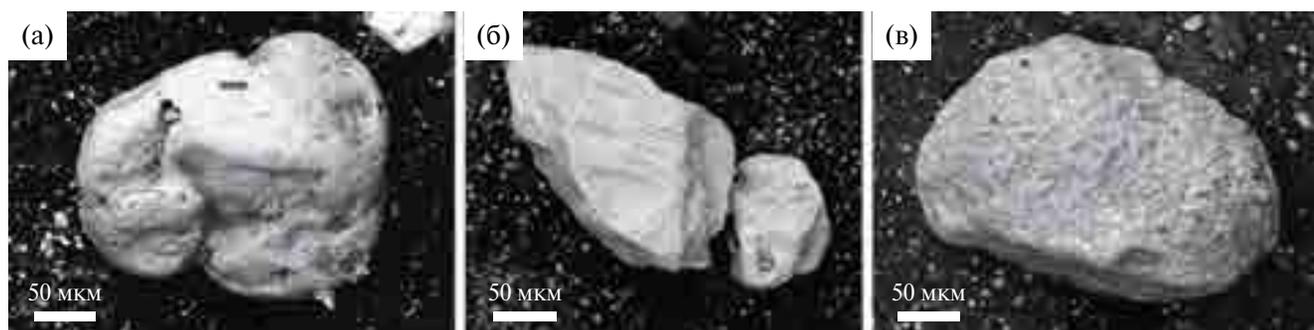


Рис. 6. Гематит отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – массивные зерна гематита хорошей окатанности; б – плохоокатанные массивные зерна; в – кавернозные зерна с примазками гидроокислов.

0.1–0.044 мм. Содержание циркона в проанализированной пробе 3.43% или 61.9 кг/м³.

Лейкоксен присутствует в основном как продукт изменения ильменита. Он встречается в виде зерен неправильной формы, в различной степени окатанных (рис. 5). Иногда в зернах лейкоксена видны мелкие реликты ильменита. С лейкоксеном связано 13.25% оксида титана. Распределяется лейкоксен в основном в классах крупности 0.1–0.074 мм (57.71%) и 0.074–0.044 мм (30.57%). Содержание диоксида титана составляет от 42.96 до 96.98%, в среднем 73.78%, что соответствует псевдорутилу [Цимбал, Полканов, 1975]. Содержание лейкоксена в проанализированной пробе 1.80% или 32.4 кг/м³.

Гематит встречается в двух формах: в виде свободных зерен хорошей и средней окатанности, составляющих основную часть гематита, а также в виде сростков гематита и ильменита (ильменогематит), образованных в результате распада твердого раствора (рис. 6). Свободный гематит представлен, как плотными зернами, так и кавернозными. Часто по стенкам пор кавернозного гематита наблюдаются тонкие бурые примазки гидроксидов железа – гидрогетита, гетита. Гематит

представлен зернами неправильной формы размером от 0.02 до 0.12 мм, основная масса зерен приходится на класс 0.074–0.044 мм (87.19%).

Вследствие частичного выноса железа в гипергенных условиях, магнитная восприимчивость титаномагнетита уменьшается, и он концентрируется в электромагнитной фракции. Титаномагнетит представлен зернами преимущественно средней и слабой степени окатанности, в отдельных случаях сохраняющими кристаллографические формы и характерную решетку, со следами выноса железа. Поверхность частично корродирована, формы зерен близки к изометричным или округло-овальным (рис. 7). Зерна титаномагнетита хорошо сортированы, имеют размеры в интервале 0.1–0.044 мм. Эти признаки дают возможность предположить, что минерал поступал из одного источника сноса, расположенного достаточно далеко от современной россыпи.

Эпидот является преобладающим нерудным минералом тяжелой фракции. Он встречается в виде полупрозрачных и прозрачных зерен желтовато-зеленого и светло-зеленого цвета. Зерна окатанные и полуокатанные, размером от 0.14 до 0.074 мм. Содержание в тяжелой фракции

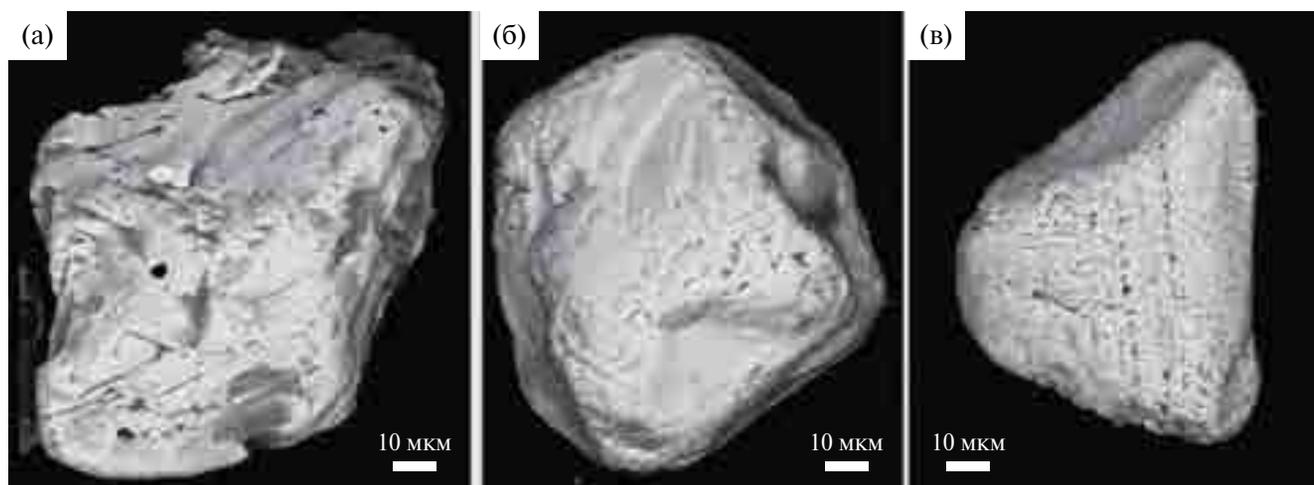


Рис. 7. Титаномагнетит отобранной минералого-технологической пробы Итмановской россыпи (BSE-изображения). а – среднеокатанные зерна неправильной формы; б – зерна, сохраняющие кристаллографические формы; в – зерна со следами выноса железа.

достигает 45% при среднем содержании в отложениях продуктивного пласта 7.3%.

Для присутствующих в тяжелой фракции титанита, граната, турмалина и других акцессорных минералов, содержание которых, как правило, не превышает 1%, характерна неправильная угловатая, слабоокатанная и среднеокатанная форма зерен.

Кварц является основным породообразующим минералом. Преобладающая масса кварца бесцветная, прозрачная, некоторая часть зерен, имеющих примазки и включения гидроокислов железа, окрашены в буроватые тона. В крупных размерных классах зерна кварца окатанные и полуокатанные, в мелких – остроугольные. Содержание кварца в отобранной минералого-технологической пробе составляет 63%.

Полевые шпаты – второй породообразующий минерал песков, представлен калиевой разновидностью. Цвет минерала от бледно-розового до кирпично-красного. Зерна полевых шпатов, в основном, слабо окатаны. Содержание в проанализированной пробе 5.32%. Около 70% полевых шпатов приходится на класс крупности 0.28–0.1 мм.

Морфологические особенности рудных минералов россыпи дают возможность сделать предположение о нескольких источниках сноса рудного материала: как близко расположенных к бассейну россыпеобразования (ильменит, циркон, рутил), так и находящегося на более далеком расстоянии (титаномагнетит, циркон метаморфический, лейкоксен и псевдорутил).

Хромшпинелиды Итмановской россыпи

Хромшпинелиды наиболее хорошо изученной Итмановской россыпи по составу чаще всего относятся к магнезиальному алюмохромиту (62%), хромпикотиту (14%), собственно хромиту (11%) и субферриалюмохромиту (8%) [Павлов и др., 1979]. Около 5% исследованных зерен близки по составу к хромистому герциниту.

Преобладающий размер зерен от 0.044 мм до 0.1 мм (90.57% хромшпинелидов исследованной пробы). Морфологически они различаются по степени сохранности первичных форм и вторичным изменениям (окатанности, дроблению, коррозии), что позволяет выделить четыре типа (рис. 8).

Тип 1 выделяется по степени сохранности зерен, имеющих признаки кристаллов октаэдрической формы несмотря на частичные поверхностные изменения, примазки других минералов или сростки с ними.

Тип 2 отличается заметной окатанностью зерен (преимущественно от слабой до средней); иногда прослеживаются признаки кристаллических форм и свежие сколы.

Тип 3 – осколочные обломки зерен, в которых хорошо видны свежие сколы, гладкие или с раковистым изломом, полученные при механическом воздействии на них внешних сил.

Тип 4 характеризуется различной степенью окатанности и значительной коррозией поверхности, как правило, выражающейся в частичном неравномерном или послойном растворении

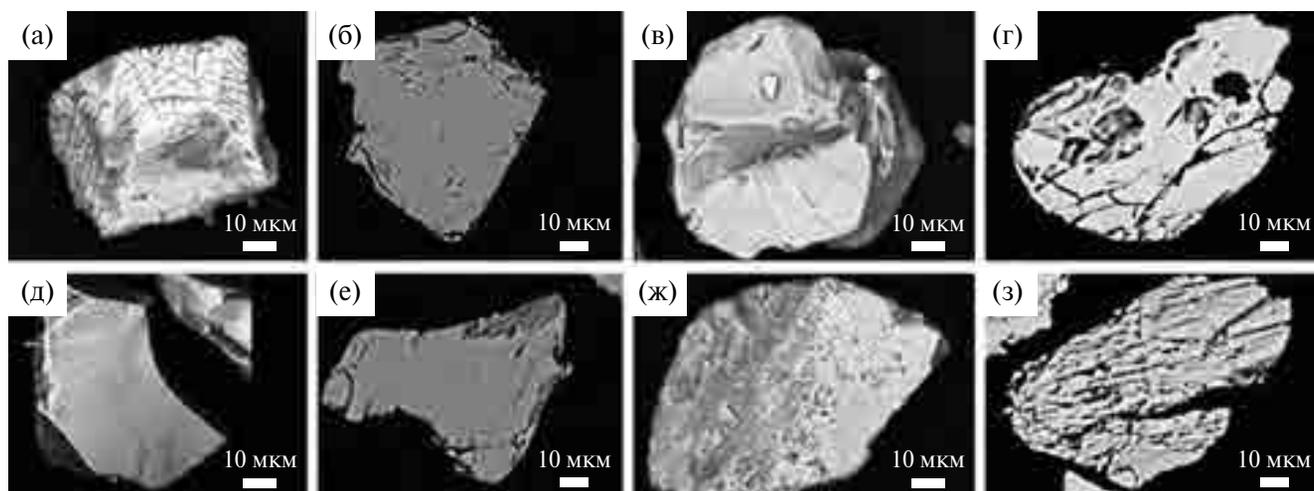


Рис. 8. Морфологические типы зерен хромшпинелидов Итмановской россыпи (слева BSE-изображения зерен на пленке, справа – сечения в полированных шашках).

а, б – зерна, частично сохранившие очертания октаэдра (тип 1); в, г – обломки зерен различной степени окатанности (тип 2); д, е – неокатанные осколочные обломки зерен (тип 3); ж, з – частично окатанные зерна со следами поверхностного растворения (тип 4).

Таблица 3. Химический состав выделенных морфологических типов хромитов

Морфо-тип		Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	MnO	SiO ₂	Количество зерен
1	среднее	45.50	15.47	28.52	7.78	0.35	0.60	0.08	21
	S _o	8.81	9.23	14.08	4.04	0.33	0.77	0.14	
2	среднее	45.89	21.93	19.30	10.42	0.27	0.27	0.13	10
	S _o	7.89	7.55	5.16	2.56	0.16	0.24	0.15	
3	среднее	42.27	22.46	19.74	9.55	0.56	0.29	0.32	23
	S _o	7.51	6.08	4.66	2.95	0.33	0.28	0.81	
4	среднее	34.01	23.60	28.04	9.54	0.69	0.20	0.12	9
	S _o	14.43	13.34	14.08	3.96	0.75	0.17	0.11	

Примечание. S_o – стандартное отклонение выборки.

поверхности граней кристаллов или их обломков. Благоприятные для растворения условия образуются в окислительных обстановках при воздействии аэрируемых грунтовых вод, что приводит к коррозии зерен хромшпинелидов [Рыженко, Черкасова, 2013].

Исходя из морфологических особенностей, можно сказать, что исследованные хромшпинелиды претерпели все стадии формирования россыпи: перенос на значительное расстояние (окатанность зерен), механическое воздействие, приведшее к раскалыванию кристаллов в процессе переноса материала, растворение поверхности в окислительных обстановках в процессе становления и захоронения россыпи.

По статистическим параметрам химического состава хромшпинелидов (табл. 3, рис. 9) для

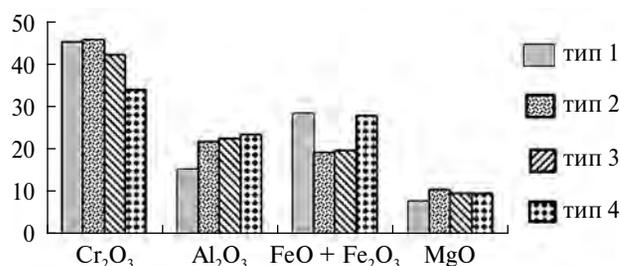


Рис. 9. Сравнение среднего химического состава различных морфологических типов хромшпинелидов Итмановской россыпи по данным исследования минералого-технологической пробы Итмановской россыпи.

типа 1 можно отметить несколько пониженное (в отличие от типов 2 и 3) содержание алюминия и повышенное содержание железа. Типы 2 и 3 очень

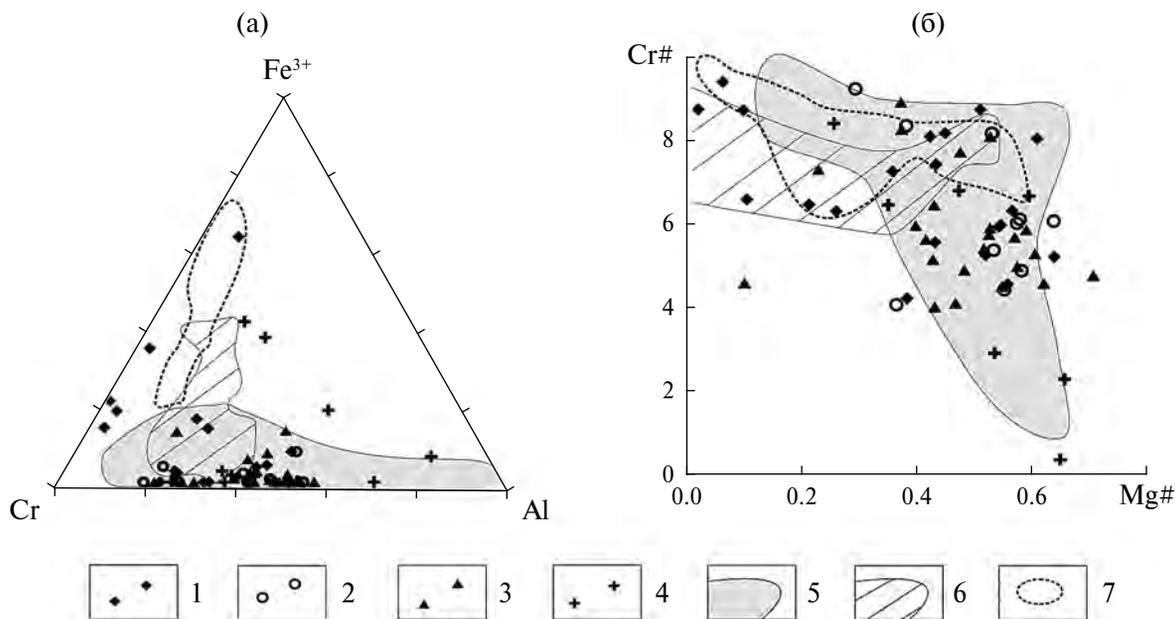


Рис. 10. Классификационные диаграммы Cr–Al–Fe³⁺ (а) и Mg#–Cr# (б) для хромшпинелидов Итмановской россыпи. 1–4 – морфологические типы зерен хромшпинелидов: 1 – тип 1 (идиоморфные), 2 – тип 2 (окатанные), 3 – тип 3 (обломочные неокатанные), 4 – тип 4 (корродированные); 5–7 – поля составов хромшпинелидов (50%-ный контур) из офиолитов (5), расслоенных интрузивных массивов (layered intrusions) (6), концентрически-зональных платиноносных массивов (Alaskan zoned ultramafic complexes) (7). Поля составов хромшпинелидов из ультрамафитов различной формационной принадлежности даны по [Barnes, Roeder, 2001; Рахимов и др., 2020].

близки как по химическому составу, так и выдержанности содержания компонентов (стандартному отклонению выборки). Для типа 4 характерно пониженное содержание хрома и повышенное – железа, а также более широкий разброс значений (стандартное отклонение).

Анализ составов с использованием классификационных диаграмм Cr–Al–Fe³⁺ и Mg#–Cr# (где Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr + Al)) (рис. 10) с целью установления формационной принадлежности их источников показал, что хромшпинелиды Итмановской россыпи в большинстве своем соответствуют хромшпинелидам офиолитовых ассоциаций. На диаграмме Cr–Al–Fe³⁺ (см. рис. 10а) они образуют непрерывное протяженное поле, отвечающее мантийному тренду дифференциации. Несколько точек, полученных по зернам типа 1, попадают в область концентрически-зональных платиноносных массивов. Часть точек корродированных зерен (тип 4) находятся за пределами 50%-ного контура выделенных типов основных и ультраосновных пород, что характеризует степень их гипергенных преобразований.

На диаграмме Mg#–Cr# (см. рис. 10б) изученные хромшпинелиды также формируют область

точек, обнаруживающую отрицательную корреляцию между хромистостью и магниальностью, что является характерным признаком эндогенных шпинелидов из ультрамафитов офиолитовых комплексов [Barnes, Roeder, 2001; Рахимов и др., 2020].

Имеющиеся данные по составу хромшпинелидов ультрабазитовых массивов Восточного Саяна [Бенедюк и др., 2010] позволяют детализировать возможные источники хромшпинелидов Итмановской россыпи. Так, на диаграммах Cr–Al–(Fe³⁺+2Ti) (рис. 11а) и Mg#–Cr# (см. рис. 11б) основная часть зерен хромшпинелидов локализуется в поле составов дунит-верлит-плагиоверлитовой формации.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование минерального состава продуктивных отложений и типоморфизма основных промышленных минералов Итмановской россыпи ЛРР показало, что в ней проявлен ряд особенностей, отличающих ее от классических РТР дальнего переноса, что необходимо учитывать при создании поисково-ориентированной структурно-генетической модели месторождений такого типа.

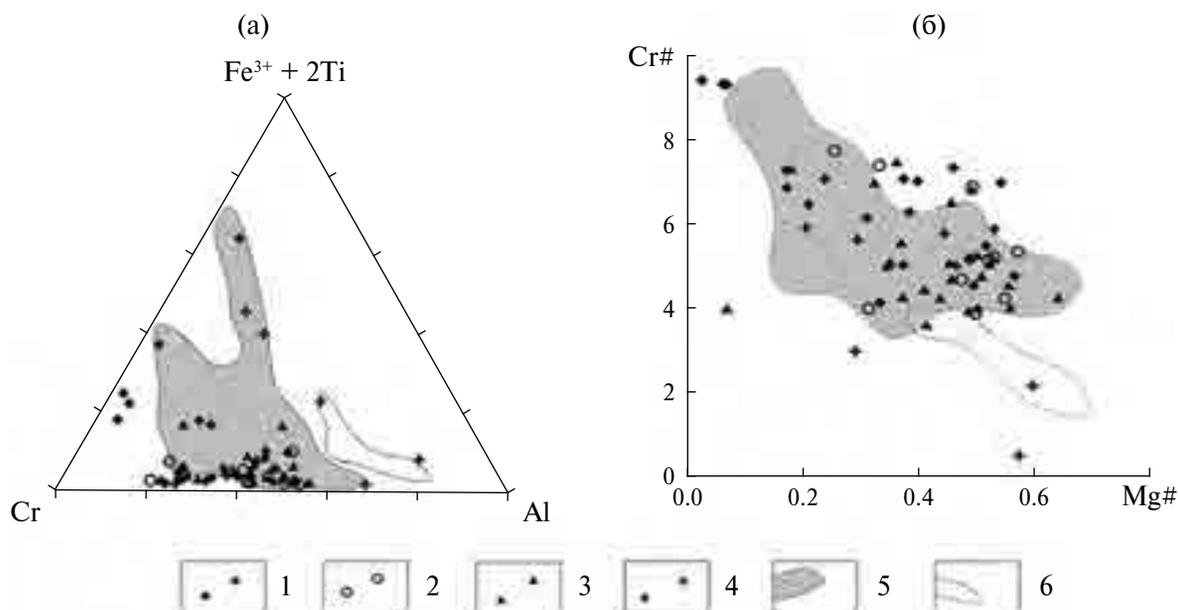


Рис. 11. Положение хромшпинелидов Итмановской россыпи на диаграммах Cr–Al–($\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$) (a) и коэффициентов $\text{Mg}\#$ – $\text{Cr}\#$ (б) ультрабазитовых массивов Восточного Саяна, полученных по данным [Бенедюк и др., 2010].

1–4 – морфологические типы зерен хромшпинелидов: 1 – тип 1 (идиоморфные), 2 – тип 2 (окатанные), 3 – тип 3 (обломочные неокатанные), 4 – тип 4 (корродированные); 5, 6 – поля составов хромшпинелидов из пород дунит-верлит-плагיוверлитовой формации (5) и дунит-гарибургитовой формации (6).

Для Итмановской россыпи характерен относительно незрелый минеральный состав: если обычно в РТР преобладают устойчивые к выветриванию минералы [Патык-Кара, 2002; Лаломов, 2023], то в тяжелой фракции Итмановской россыпи наиболее распространенным является эпидот, который характеризуется как “химически нестойкий, редко сохраняющийся в древних отложениях, измененных процессами выветривания” [Кухаренко, 1961, с. 261]. Это говорит о том, что материал источника не подвергался глубокому химическому выветриванию, или же процессы корообразования в области источника россыпеобразующего материала носили ограниченный характер.

По содержанию хромшпинелидов россыпи ЛРР являются уникальными объектами среди РТР дальнего переноса – только здесь хромшпинелиды достигают содержаний, при которых хром входит в подсчет запасов месторождения¹. Поскольку при дальнем переносе хромшпинелиды преимущественно рассеиваются, их повышенное содержание указывает на существование близко

расположенного богатого источника и/или промежуточного коллектора. Морфологические особенности рудных минералов россыпи дают возможность сделать предположение о нескольких источниках сноса рудного материала.

Интерпретация источников хромшпинелидов с использованием генетических диаграмм продемонстрировала, что в подавляющем большинстве они относятся к офиолитовой формации и, возможно, в незначительном количестве к концентрически-зональным платиноносным ультрабазитовым массивам. Частичное перекрытие генетических зон офиолитовой и стратиформной формаций не дает возможность диагностировать источники со 100% уверенностью, но отсутствие фигуративных точек в исключительно стратиформном поле позволяет предположить, что в зоне перекрытия они относятся к офиолитовой формации. Фигуративные точки, выходящие за 50%-ный контур генетического поля офиолитов, как правило, относятся к типу корродированных, для которых нарушено первичное соотношение основных минералообразующих компонентов.

Морфологические особенности хромшпинелидов позволили выделить четыре типа, из которых три (типы 2, 3 и 4), скорее всего, связаны генетически; различия между ними обусловлены процессами зоны гипергенеза. Тип 2 приобрел

¹ *Быховский Л.З.* Разработка технико-экономического обоснования постоянных кондиций, подсчет запасов титано-циркониевых песков Итмановской россыпи Лукояновского месторождения в Нижегородской области (по состоянию на 01.06.2010 г.). Отчет. М.: ВИМС, 2010.

свои характерные особенности в результате окатывания в процессе транспортировки, которое может быть весьма заметно уже при переносе на расстояние 30–40 км [Gujar et al., 2010].

Тип 3 – остроугольные неокатанные обломки хромшпинелидов – образовался, скорее всего, в результате дробления частиц в высокодинамичном волноприбойном потоке. На это указывает идентичный химический состав типов 2 и 3, и наличие реликтов окатанной поверхности на отдельных угловатых зернах со свежими сколами.

Тип 4 по морфологии и химизму близок к типу 3. Коррозионные изменения связаны, вероятно, с тем, что по причинам, пока еще не до конца еще понятным, в зоне гипергенеза эти зерна наиболее длительно подвергались воздействию окислительных процессов, что привело к изменению их химического состава – выносу хрома и относительному накоплению железа и алюминия.

Тип 1 (идиоморфные зерна) с повышенным содержанием хрома и пониженным – алюминия заметно отличается от трех остальных по химическому составу. Хотя значительная часть этих зерен находится в поле офиолитов, некоторые попадают в поле концентрически-зональных платиноносных массивов, что может указывать на поступление материала в промежуточный коллектор из нескольких питающих областей как регионального, так и местного уровня.

Таким образом, можно сделать вывод, что по своему химическому составу исследованные зерна в большинстве своем соответствуют хромшпинелидам офиолитовых формаций и могут быть связаны как с основными – ультраосновными комплексами Уральской складчатой системы, так и с другими, в том числе и локальными источниками.

Офиолитовые комплексы пород трассируют Уральскую складчатую систему практически на всем ее протяжении, поэтому вынос материала в восточную часть ВЕП отражает многообразие различных типов базитовых – гипербазитовых пород, входящих в состав этой формации. В пределах Приуральского бассейна пермского времени поступающий из зоны денудации материал перемешивался и переносился вдольбереговыми потоками субмеридионального направления [Лаломов и др., 2017], что осложняет возможность более точного диагностирования источников хромитов Приуральской части ВЕП.

Для исследованной Итмановской россыпи, как и Лукояновского россыпного района в целом, характерна умеренная зрелость минерального состава отложений, что не типично для

аналогичных россыпей, поскольку они, как правило, образуются за счет размыва кор глубокого химического выветривания и промежуточных коллекторов, в которых неустойчивые минералы в большинстве своем разрушены. Так, в россыпях Зауральского россыпного района содержание в тяжелой фракции неустойчивых в зоне выветривания минералов (эпидот, гранаты, пироксены, амфиболы и т.д.) не превышает 20%, а палеогеографический коэффициент по Сигову (отношение суммы устойчивых аксессуариев к неустойчивым) [Сигов, 1971] изменяется в пределах от 4 до 28 [Патык-Кара и др., 2009]. Для продуктивных отложений месторождения Центральное (Тамбовская обл.) этот коэффициент составляет в среднем 2.1 (от 1.8 до 2.6 по рядовым пробам). Для отложений Итмановской россыпи палеогеографический коэффициент изменяется в пределах от 0.27 до 0.51, что не характерно для зрелых толщ, подвергшихся влиянию процессов образования коры выветривания.

Низкие значения палеогеографического коэффициента для россыпей ЛРР связаны предположительно с тем, что поступающий с Урала в промежуточный коллектор осадочный материал из континентальных и мелководно-морских отложений средней и верхней перми не проходил через стадию образования коры глубокого химического выветривания, а являлся результатом механической дезинтеграции, размыва и транспортировки отложений в зону осадконакопления.

Пермско-триасовое время, связанное с завершающим этапом Уральского орогенеза, для которого корообразование с глубоким химическим выветриванием не было типичным, характеризуется формированием в Предуральском прогибе терригенных, минералогически незрелых (содержащих большое количество неустойчивых в зоне выветривания минералов) молассовых отложений.

Платформенный этап на Урале начался с ранней юры. Именно с этим периодом связывается начало образования пенеплена и появления первых кор выветривания [Пучков, 2010]. Таким образом, в пределы среднеюрского морского бассейна ЛРР поступал в основном материал эродированных пермских отложений и в меньшей степени – начавших формироваться кор выветривания.

Рудные минералы могли быть переотложены в батские пески ЛРР в результате переомыва палеозойских и раннемезозойских образований. Важным источником, повлиявшим на минеральный

состав отложений ЛРР, могли служить отложения нижней и средней перми, которые размывались в районе Воротиловского выступа севернее Лукояновского купола. Отложения этого района требуют дополнительного изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хромовые руды являются дефицитным стратегическим видом минерального сырья. В связи с этим рассматриваются вопросы оценки перспективности нетрадиционных источников, связанных с хромитоносными ископаемыми прибрежно-морскими россыпями. Эталонным объектом этого типа месторождений считается Итмановская россыпь ЛРР, основными промышленными компонентами которого являются циркон, ильменит, рутил и хромшпинелиды.

Углубленное исследование хромшпинелидов позволило выделить четыре морфологических типа зерен, из которых три (окатанные, угловато-обломочные и корродированные) сходны по химическому составу и, скорее всего, по происхождению; указанные особенности характеризуют процессы преобразования в зоне гипергенеза.

Исследование химического состава хромшпинелидов Итмановской россыпи показало, что в большинстве своем они аналогичны одноименным минералам офиолитовой формации, а также концентрически-зональных платиноносных массивов, что наиболее характерно для зерен типа 1 (идиоморфные).

В целом состав осадочного чехла восточной части ВЕП связан с влиянием Уральской складчатой области, при этом на формирование ЛРР существенное влияние мог оказывать локальный размыв местных источников, расположенных к северу от ЛРР.

Нетипичный для редкометалльно-титановых россыпей умеренно зрелый минеральный состав тяжелой фракции, повышенное содержание хромшпинелидов, широкий разброс показателей окатанности тяжелых минералов показывают, что, помимо общих благоприятных для россыпеобразования условий, на формирование россыпи большое влияние оказали местные источники, расположенные в районе Воротиловского выступа фундамента.

Более обоснованное доказательство этой модели возможно после анализа хромитов и циркона из пород Пучеж-Катунской импактной структуры.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00109, <https://rscf.ru/project/24-27-00109/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бенедюк Ю.П., Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С.* Хромшпинелиды Медекского массива (Восточный Саян) // Известия Сибирского отделения секции наук о земле РАН. Геология поиски и разведка рудных месторождений. 2010. № 2(37). С. 72–76.
- Громалова Н.А.* Циркон метаморфических пород. Особенности кристалломорфологии, химизма и внутреннего строения // Жизнь Земли. 2023. Т. 45. № 2. С. 184–192.
- Гурвич С.И., Болотов А.М.* Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. 185 с.
- Кирков И.Г., Кочергина В.А., Хайдарова Д.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Средневожская. Лист О-38-XXVI (Пучеж). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2021. 112 с.
- Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др.* Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
- Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М.: Недра, 1961. 318 с.
- Лаломов А.В., Рахимов И.Р., Григорьева А.В.* Хромитовые россыпные проявления Волго-Уральского бассейна – вопросы генезиса, источников и промышленного потенциала // Георесурсы. 2021. № 3. С. 70–75.
- Лаломов А.В.* Локальные факторы формирования прибрежно-морских редкометалльно-титановых россыпей // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 4. С. 407–420.
- Лаломов А.В., Берто Г., Изотов В.Г. и др.* Реконструкция палеогидродинамических параметров верхнепермского осадочного бассейна Прикамья // Георесурсы. 2017. № 2. С. 103–110.
- Лаломов А.В., Григорьева А.В., Иванова Ю.Н.* Особенности хромитосодержащих россыпей Лукояновского россыпного района (Нижегородская область) и условия их формирования // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 6. С. 710–720.
- Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н. и др.* Формирование Пучеж-Катунской кольцевой струк-

- туры на Русской платформе // ДАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 361–365.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений / Отв. ред. А.И. Смирнов. М.: Наука, 1979 М.: Наука, 1979. С. 5–78.
- Патык-Кара Н.Г. Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 494–508.
- Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций М.: ИГЕМ РАН, 2008. 526 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Холоднов В.В. и др. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2020. № 6. С. 568–573.
- Рухин Л.Б. Основы литологии: Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Рыженко Б.Н., Черкасова Е.В. Прогноз загрязнения вод при разработке месторождения хромита // Геохимия. 2013. № 9. С. 809–818.
<https://doi.org/10.7868/S0016752513060071>
- Сигов А.П. Условия образования полезных ископаемых и металлогенетические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971. С. 117–126.
- Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова Думка, 1975. 248 с.
- Barnes S., Roeder P. The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2279–2302.
- Gujar A.R., Ambre N.V., Iyer S.D., Mislankar P.G., Loveson V.J. Placer chromite along south Maharashtra, central west coast of India // Current Science. 2010. V. 99(4). P. 492–499.

MINERAL COMPOSITION OF THE PRODUCTIVE FORMATION AND FEATURES OF CHROMITES OF THE LUKOYANOVSKY PLACER AREA (NIZHNY NOVGOROD REGION)

A. V. Lalomov^{1,*}, A. V. Grigorieva¹, Yu. N. Ivanova¹, L. A. Ivanova¹,
I. D. Gornostaev², E. S. Ivanova²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: lalomov@mail.ru

As a result of geological exploration within the Lukoyanovsky placer district (Nizhny Novgorod region), increased contents of chrome spinel reaching an industrial level of up to 100 kg/m³ were established in complex coastal-marine rare metal-titanium placers, while their source is not obvious. In addition to chrome spinel, industrial components of placers are ilmenite, zircon and rutile. Morphological features of ore minerals make it possible to assume several sources of ore material transportation, both proximal and distant. Moderately mature mineral composition of the heavy fraction (increased amount of minerals unstable during weathering) indicates that the formation of Permian-Jurassic deposits of this region occurred without the participation (or with weak participation) of chemical weathering crusts. During the mobilization of detrital material in the source zone and during the formation of intermediate reservoirs (Permian and Early Mesozoic complexes of the sedimentary cover of the Ural part of the East European platform), mechanical processes prevailed with a subordinate influence of crust formation. The study of the chemical composition of chrome spinel of the most studied and promising Itmanovskaya placer showed that they are mostly similar to the same-name minerals of the ophiolite formation, as well as concentrically zoned platinum-bearing massifs. It seems that with the general influence on the formation of the sedimentary cover of the central and eastern parts of the East European platform at the Permian-Triassic boundary of the Uralide paleo-orogen, the Puchezh-Katunka ring structure, located to the north of the Lukoyanov dome, had a noticeable effect on the composition of the heavy fraction of sediments in the region.

Keywords: placers, chromites, typomorphism, typochemistry, Lukoyanovsky placer area

УДК 553.04

ПОИСКОВО-ОРИЕНТИРОВАННАЯ МЕТОДИКА ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА НА ПРИМЕРЕ ВАГРАНСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

© 2025 г. Р. М. Чефранов^{a,*}, А. В. Лаломов^{a,**}, А. А. Бочнева^{a,***}

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

*e-mail: roman_chefr@bk.ru

**e-mail: lalomov@mail.ru

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

Поступила в редакцию 24.07.2024 г.

После доработки 24.01.2025 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

В результате полевых исследований и анализа данных фондовых отчетов в пределах Вагранского россыпного узла Северного Урала были выделены два типа шлихового золота, являющихся индикаторами коренной минерализации золото-сульфидно-кварцевого и гипогенно-гипергенного типов, которые были использованы в качестве эталонов для разработки цифровой системы прогнозирования параметров и локализации первичных источников россыпного золота. В настоящей работе формализованы (в виде количественной оценки) типоморфные характеристики шлихового золота (крупность, окатанность, сортировка и пробность, а также содержание элементов-примесей). Эти данные были обработаны с использованием методов мультипликативных показателей, линейной регрессии и дерева регрессии с использованием алгоритма случайного леса, что позволило с большей достоверностью и стабильностью, чем по рядовым параметрам в отдельности, прогнозировать состав и локализацию коренного оруденения. Чтобы получить необходимые данные для подобной оценки, достаточно отчетов по шлиховому опробованию, а дополнительные полевые и высокотратные лабораторные исследования не являются обязательными, что сокращает как время, так и стоимость работ. Анализ матрицы корреляционных связей позволил выделить характерные показатели для коренной минерализации золото-сульфидно-кварцевого и гипогенно-гипергенного типов, а также предложить рекомендации по проведению поисково-разведочных работ с целью выявления коренной золотоносности узла. Все три использованных метода дали близкие результаты, позволяющие прогнозировать параметры коренной золотоносности, при этом метод расчета мультипликативных коэффициентов выявил более контрастный, выраженный результат и представляется наиболее простым и обобщенным, подходящим для любого набора согласованных данных, в то время как другие методы требуют более глубокого анализа входящих параметров. Основными преимуществами предлагаемого метода прогнозных оценок являются повышение эффективности и частичная автоматизация процесса определения перспектив коренного оруденения территорий.

Ключевые слова: россыпи, стратегические металлы, золото, мультипликативные показатели, прогнозная модель

DOI: 10.31857/S0024497X25040044, **EDN:** JESFGN

Старейшим золотодобывающим регионом России является Урал. За всю историю освоения этой территории (а начало ей положил житель деревни Шарташ Ерофей Марков, который в 1745 г. нашел обломки кварца с самородным золотом в пределах нынешнего Березовского золоторудного поля [Сазонов и др., 2001]) основная масса

золота, оцениваемая в 500 т, была добыта из россыпных месторождений.

В настоящее время основным вектором поддержания золотодобычи на Урале являются поиски и разведка коренных объектов, при этом имеющиеся россыпи и шлиховые ореолы могут служить в качестве поискового критерия первичной

золотоносности. Исследования вещественных и пространственно-генетических связей в ряду “коренной источник — промежуточный коллектор — россыпь” являются необходимыми для оценки потенциала длительно развивающихся рудно-россыпных узлов на эндогенное оруденение, в том числе новых нетрадиционных типов [Баранников, 2009].

Несмотря на почти столетний период отработки россыпей золота на территории, расположенного в пределах Северного Урала, Вагранского узла (где за это время было добыто порядка 10 т золота), вопросы, касающиеся коренных источников золота, остаются нерешенными. Предполагается, что на стадии мезозойской пенециляции Уральского складчатого пояса россыпное золото было высвобождено из зон коренной минерализации золото-сульфидно-кварцевого типа, а затем переотложено в образования четвертичного аллювиального комплекса через системы кор выветривания и эрозионно-структурные депрессии [Баранников, 2009; Сазонов и др., 2001].

Проведение специализированных полевых работ и лабораторных исследований является необходимым для выявления первичных источников россыпного золота. Предлагаемый авторами алгоритм формализации стандартных типоморфных характеристик россыпного золота с последующим объединением их в мультипликативные показатели позволяет частично автоматизировать, а также упростить и оптимизировать процесс прогнозирования коренной минерализации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРВИЧНАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ УЗЛА

В качестве эталонного объекта авторами был выбран Вагранский золотоносный россыпной узел, который занимает область Ашкинской и Сурьинско-Промысловской минерагенических зон Северного Урала. Граница между этими зонами проходит по региональному меридионально ориентированному разлому. В обеих рудных зонах развиты породы черносланцевой формации: в Ашкинской — верхнерифейского, а в Сурьинско-Промысловской — преимущественно ордовикского возрастов. В тектоническом плане область относится к Вишерско-Кутимскому антиклинорию [Петров и др., 2015].

Углеродистые осадочные породы верхнерифейского возраста, которые претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, объединены в три свиты: клыктанскую (мраморизованные известняки, доломиты и, реже,

карбонатно-глинистые сланцы), ослянскую (кварцито-песчаники, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, иногда кварцитовые конгломераты) и висимскую (подразделена на две подсвиты — нижнюю, представленную глинистыми, хлорит-кварцевыми сланцами и кварцевыми песчаниками, и верхнюю, сложенную кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и филлитами) [Сазонов, Великанов, 2010].

Ордовикский комплекс представлен серыми и черными углисто-кварцевыми и углисто-филлитовыми сланцами с подчиненными прослоями карбонатосодержащих разностей. В верхней части появляются эффузивы основного состава с согласно залегающими прослоями кварцевых порфириров. Комплекс интродуцирован серией даек долеритов и габбро-долеритов. Встречаются единичные дайки метаморфизованных гранитоидов, более распространены тела метадолеритов (рис. 1). По геофизическим данным в пределах узла располагается крупный погребенный гранитоидный массив [Петров и др., 2015].

Золоторудная минерализация Урала представлена широким спектром месторождений различных минерально-генетических типов. Здесь выделяются месторождения золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, полиметаллической, колчеданной, скарновой, низкотемпературной гидротермальной и экзогенной формаций [Бортников и др., 2016; Викентьев и др., 2017; Плотинская и др., 2009; Поленов и др., 2015; Сазонов и др., 2001; Филиппов и др., 2013]. Большинство месторождений относятся к полигенно-полихронным: они имеют сложное строение и длительную многоэтапную историю формирования.

В результате исследований в 1967 г. в пределах Вагранского узла выявлены одиночные кварцевые жилы с содержанием сульфидов до 0.5–2%, представленных пиритом, реже халькопиритом и теннантитом, которые показывают слабую, но повсеместную золотоносность с содержанием золота до 0.2 г/т, редко до 2–5 г/т. Кроме этого, слабая золотоносность (до 0.5–1 г/т) сопровождается линейные зоны рассланцевания и пиритизации, участки смятия, дробления в метаморфических сланцах и лиственитоподобных зонах гидротермально измененных пород (Новицкий и др., 1967¹).

В верховьях р. Сурья обнаружено проявление золото-сульфидно-кварцевого типа, представленное

¹ Новицкий В.Я., Ушаков С.А., Суханов Л.П. и др. Отчет о геологоразведочных работах на Вагранском месторождении россыпного золота с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1967 года. Североуральская комплексная экспедиция, Сосьвинская ГРП. г. Североуральск, пос. Покровск-Уральский, 1967 (фондовая, № ТГФ 30652).

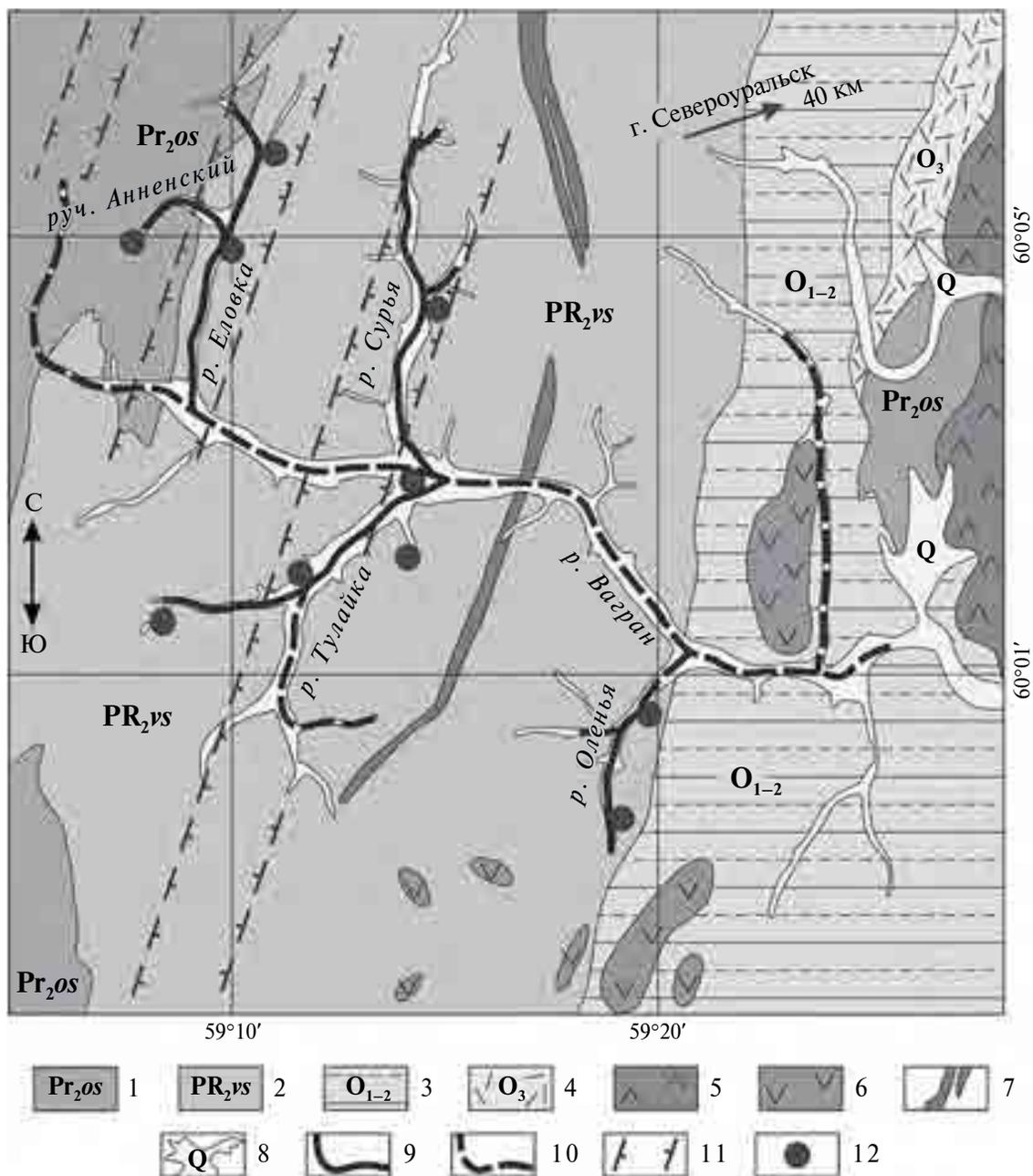


Рис. 1. Геологическая карта Вагранского россыпного узла по материалам отчета [Новицкий и др., 1967]. 1, 2 – метаморфизованные терригенные осадочные породы верхнего протерозоя (рифей): 1 – кварциты и песчаники ослянской свиты, 2 – карбонатно-черносланцевая толща с эффузивами основного состава висимской свиты; 3 – нижний–средний ордовик (черные углисто-кварцитовые и углисто-филлитовые сланцы с подчиненными прослоями карбонатосодержащих разностей); 4 – верхний ордовик (эффузивы основного состава с согласно залегающими прослоями кварцевых порфириров); 5 – габбро-роговообманковые, биотит-роговообманковые амфиболиты; 6 – измененные габбро; 7 – альбитовые гнейсы, гнейсограниты и расланцованные порфиры; 8 – четвертичные аллювиальные отложения; 9, 10 – россыпи золота: 9 – промышленные, 10 – непромышленные; 11 – эрозионно-структурные депрессии; 12 – точки опробования.

зоной прожилково-вкрапленной минерализации пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд и других сульфидов, сульфоарсенидов, теллуридов с содержанием золота до 8 г/т и платины до 3.7 г/т [Петров и др., 2015].

Предполагается, что кварцево-жильные тела с минерализацией золото-сульфидно-кварцевого типа, послужившие источниками россыпей юрского, раннемиоценового и четвертичного возрастов, на аналогичных рудопроявлениях на

уровне современного эрозионного среза большей частью были эродированы [Баранников, Азовскова, 2017], а Сурьинское проявление представляет собой корневые части этой золоторудной минерализации.

Помимо золото-полисульфидно-кварцевой орогенной минерализации на сопредельной территории установлены новые нетрадиционные для Урала геолого-промышленные типы: золото-черносланцевый суходожский, золото-аргиллизитовый и рудоносных химических кор выветривания [Лежепеков, 2006; Петров, 2014].

Перспективы выявления новых золоторудных месторождений на Урале связываются с выделяемой в последнее время минерализацией гипогенно-гипергенного типа, которая приурочена к шовным зонам, разрывным нарушениям и зонам разуплотнения пород. Термин “гипогенно-гипергенный” отражает тип золоторудных месторождений, при формировании которых эндогенные и экзогенные рудообразующие процессы были сближенными или сопряженными как во времени, так и в пространстве [Баранников, Азовскова, 2017]. Гипогенная составляющая обусловлена развитием низкотемпературных гидротермальных метасоматитов, в то время как гипергенная – наличием кор химического выветривания. Активизация малоглубинных низкотемпературных процессов золотого рудогенеза протекала в несколько стадий: раннемезозойскую ($T-J_1$), позднемезозойскую (J_2-K) и кайнозойскую (Pg_3-Q), которые в целом совпадали с фазами постколлизонной тектоно-магматической активизации региона [Шуб и др., 1993]. Отличительной особенностью минерализации этого типа является преобладание пластообразных и линзовидных условий залегания и отсутствие отчетливых литологических границ рудных тел, доминирование мелкого и тонкого золота, а также широкий диапазон пробности и отсутствие гипергенных изменений [Грязнов и др., 2007; Баранников, Азовскова, 2017].

Россыпная металлоносность локализована в верховьях р. Вагран и ее притоках в пределах четвертичных водотоков I–III порядков. Продуктивный пласт преимущественно аллювиального генезиса залегает на трещиноватых коренных породах, представленных метаморфизованными сланцами, алевролитами и песчаниками, а также на выветрелых элювиальных отложениях. В ряде случаев пласт лежит на ложном плотике в основании второго (среднечетвертичного) цикла развития аллювиальной системы. Характерно неравномерное распределение золота как по мощности и ширине, так и по простиранию россыпей.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ДАННЫЕ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходного материала были использованы данные шлихового опробования различных рыхлых отложений (аллювиальных, ложковых, склоновых и элювиальных), находящихся в пределах современных и отработанных карьеров, а также руслового материала природных водотоков. Шлиховое опробование проводилось на территории россыпного узла общей площадью около 400 км². Во время полевого этапа исследований двадцатикилограммовые пробы были промыты лотком до черного шлиха, из которого золото извлекалось разделением в тяжелой жидкости в лаборатории ИГЕМ РАН. Всего в пределах Вагранского узла было опробовано 20 точек (которые затем были объединены в 10) и получено 372 золотины. Часть данных была взята из фондовых материалов (Новицкий и др., 1967').

Полученное шлиховое золото было изучено под биноклем и классифицировано по морфологии. Выборочно 94 зерна были сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе GSM 5610LV. 112 зерен были исследованы в полированных шашках с использованием микрондового анализатора JEOL JXA-8200 (Япония) в Центре коллективного пользования “ИГЕМ-Аналитика” (аналитик Е.В. Ковальчук, ИГЕМ РАН). Семь зерен с включениями и контрастными облагороженными каймами были исследованы детально на сканирующем электронном микроскопе с дисперсионным спектрометром INCA-Energy 450 (аналитик Л.О. Магазина, ИГЕМ РАН).

Данные по геологическому строению узла, гранулометрическому составу и пробности золота были взяты из отчета (Новицкий и др., 1967').

В предыдущих работах [Лаломов и др., 2020а; Лаломов и др., 2020б; Lalomov et al., 2017] авторами были выделены пять типов золота, которые отличаются морфологией, химическим составом и структурой золотин (рис. 2). Тип I представлен хорошо- и среднеокатанными золотинами, высокопробными и без обогащенных кайм, тогда как тип II характеризуется средне- и плохоекатанными высокопробными золотинами без обогащенных кайм. Морфологически тип III идентичен зернам типов I и II, но имеет высокопробную кайму гипергенного происхождения. Золото типа IV идиоморфное и интерстициальное, высокопробное без обогащенной каймы, характеризующее, в первую очередь, мезотермальный уровень зоны минерализации. Золотины V типа – плохоекатанные, средне- и низкопробные, с повышенным содержанием серебра и ртути.

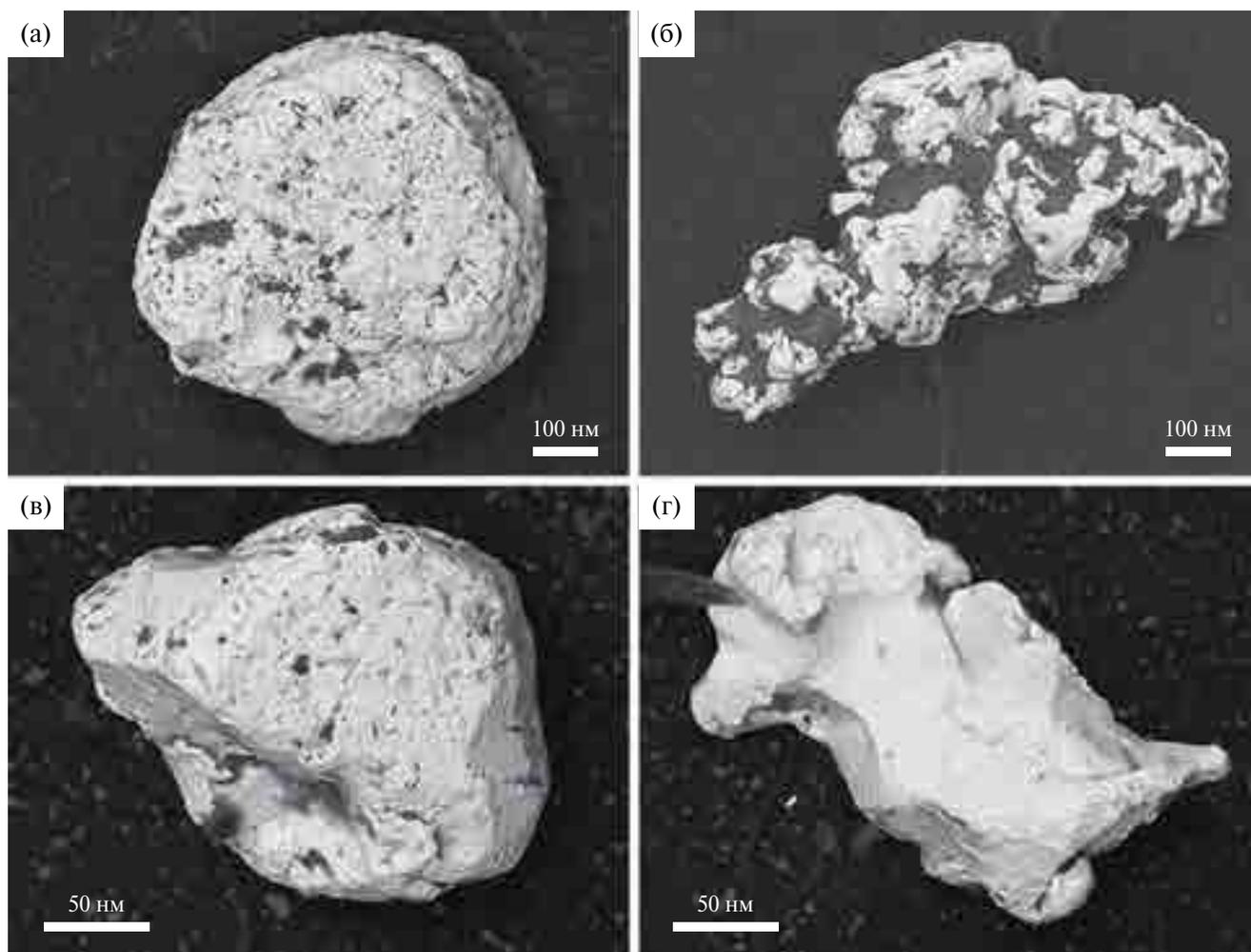


Рис. 2. Морфологические типы шлихового золота Вагранского узла.

а – хорошо- и среднеокатанное высокопробное (тип I); б – средне- и плохоокатанное высокопробное (тип II); в – идиоморфное и интерстициальное, высокопробное (тип IV); г – неокатанное и плохоокатанное, средне- и низкопробное, с повышенным содержанием серебра и ртути (тип V).

Распределение выделенных типов золота в пределах узла неравномерное: типы I и II встречаются по всей территории, при этом на периферии преобладает более окатанное золото типа I. Золото типов III и IV тяготеет к зонам эрозионно-структурных депрессий. Сходство состава золота первых четырех типов указывает на общность их первичного источника, относимого к золото-сульфидно-кварцевой формации, при этом различия могут быть объяснены зональностью первичной минерализации и историей преобразования самородного золота в условиях гипергенеза (рис. 3). Наименее удаленным от источника (наименее окатанным) является золото типа II.

Характеристики золота типа V свидетельствуют о втором коренном источнике шлихового золота, вскрытом на более поздних этапах формирования россыпей узла, при этом слабая

окатанность указывает на его минимальное смещение. Распределение золота этого типа по площади слабо контролируется гидросетью: повышенные содержания приурочены к линейной зоне, диагонально ориентированной по отношению к складчатым структурам Урала. Предположительно, источником этого золота является минерализация гипогенно-гипергенного типа [Лаломов и др., 2020а].

Таким образом, в качестве эталонов для разработки комплексных поисковых показателей были использованы шлиховые ореолы золота типов II и V, поскольку они имеют наиболее тесную связь с первичной минерализацией и могут служить индикаторами коренного оруденения.

При поисках коренных месторождений золота применяется комплекс методов, среди которых весьма важным является шлиховое опробование.

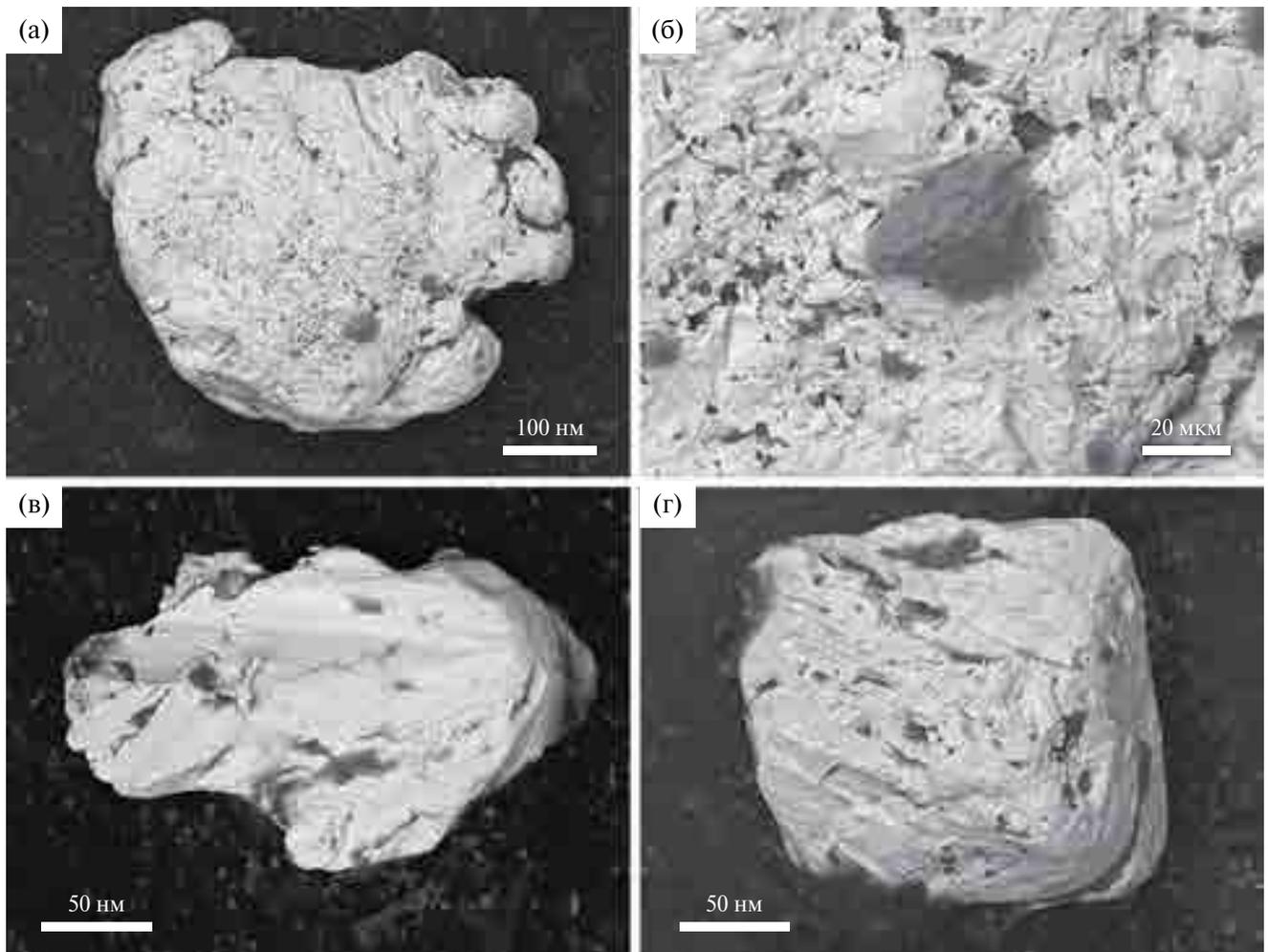


Рис. 3. Окатанные зерна золота Вагранского узла со следами механической деформации.

а, б — окатанное зерно золота со следами механического разрушения, с шероховатой поверхностью; в, г — окатанные зерна золота со следами жесткой механической деформации (царапины, следы волочения).

При этом информативным является не только общее содержание золота в рыхлых отложениях, но и его морфология, в первую очередь — окатанность, свидетельствующая о степени его удаленности от коренного источника. На современном этапе дополнительно выделяются разные типы шлихового золота, исследуются его состав, структура и характер включений, что позволяет устанавливать типы коренных источников и историю преобразования золота в зоне гипергенеза.

В ряде случаев вполне достаточно таких данных для выявления коренного источника россыпей, но чаще признаки по отдельности не дают четкой картины, в связи с чем необходимо использовать методы получения комплексных показателей, которые являются более контрастными по сравнению с отдельными факторами. Разносторонняя изученность шлихового золота

Вагранского узла позволила на его примере сформулировать и апробировать методы создания и применения таких комплексных показателей.

В настоящей работе для оценки россыпной металлоносности применяется мультипликативный коэффициент — используемый при геохимических поисках математический расчет результатов химического анализа проб, при котором в числителе коэффициента располагаются произведения результатов анализа элементов положительной индикации с искомым месторождением, а в знаменателе произведения элементов близких по химическим свойствам к элементам числителя, но нейтральных или отрицательных индикаторов искомого месторождения [Бенсман, 1999; Григорян и др., 1983].

Благодаря направленному усилению коррелирующихся полезных сигналов влияние

флуктуации (фон) сводится к минимуму, в связи с чем мультипликативные ореолы проявляют более тесную связь с геолого-структурными особенностями рудных тел и месторождений, что существенно повышает надежность их интерпретации. При мультипликации m элементов амплитуда аномалии возрастает в m раз, а дисперсия — только в \sqrt{m} раз. Соответственно, в \sqrt{m} раз возрастает контрастность аномалии. Также метод расчета мультипликативных показателей дает более стабильный результат, уменьшающий влияние случайных отклонений и ошибок [Ворошилов, 2011].

Для применения указанного метода в пределах Вагранского россыпного узла была создана цифровая модель рельефа, а также сформирована база данных, в которую для каждой точки были внесены формализованные (количественно оцененные или разбитые на классы и, таким образом, приведенные к номинальной шкале) индикаторные характеристики, подробно обсуждаемые ниже. Номинальная шкала, она же категориальная, т.е. качественная, а не количественная, где каждое уникальное значение определяет отдельную категорию, отличающуюся от других, но это отличие нельзя количественно измерить.

Авторами была разработана компьютерная программа, считывающая составленную базу данных (в общем случае произвольный набор согласованных данных) с указанными границами эталонного (обучающего) и тестового (прогнозируемого) участков. На основании корреляционного анализа, проводимого на данных эталонного участка и последующего диалога с пользователем, программа формирует вид мультипликативного показателя — объединенного параметра, позволяющего оценить перспективы россыпной металлоносности. Далее программа выводит ряд оценочных характеристик полученной модели, основанной на расчете матрицы мультипликативных коэффициентов по данным тестового участка и прогнозную схему. Исходный код программы, написанной на языке программирования python, размещен в открытом доступе по адресу <https://github.com/chefr/placemr>. Там же можно ознакомиться с инструкцией по установке и работе с программой. В настоящее время программа оснащена текстовым интерфейсом и ее использование возможно посредством интерпретатора python, но в ближайшем будущем планируется разработать графический web-интерфейс с удаленным доступом клиентов, о чем будет сообщено на указанной выше странице проекта на github. Ранее программа использовалась авторами для численного прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего

сноса Ловозерского россыпного района [Чефранов и др., 2023] и редкометалльно-титановых россыпей Зауралья [Чефранов, Лаломов, 2024], после чего была дополнена модулем, позволяющим строить прогнозные модели на произвольном наборе данных, не обязательно согласованных матриц данных по ровной сети точек, в том случае, если для каждой точки указаны координаты. Интерполяция данных производится методом кригинга.

В настоящем исследовании, учитывая крайне малое количество точек (10) и, соответственно, невозможность выделить два независимых подмножества для обучающей и тестовой выборки, эталонная выборка была случайным образом сформирована из общего множества данных с условием равномерного распределения по классам фактора, выраженного в номинальной шкале (окатанность), после чего прогноз проводился для всех точек. Учитывая то, что роль обучения в рассматриваемом методе сводится к выявлению вида корреляционной зависимости между формализованными индикаторными характеристиками и металлоносностью (значимая или нет, положительная или отрицательная), а также переводу факторов, выраженных в номинальной шкале в количественно выраженную перспективность каждого класса, этот подход представляется корректным.

Мультипликативный показатель — безразмерный положительный коэффициент, большая величина которого указывает на предполагаемо повышенную металлоносность в точке, для которой он рассчитан. В целом этого достаточно для выделения площадей, наиболее перспективных для поисков проявлений россыпеобразующих минералов, но для более представительных результатов, а также в целях объективного сравнения статистических показателей прогнозных моделей с представленными в работе аналогичными моделями, полученными другими методами (линейной регрессии и дерева регрессии), значения мультипликативного коэффициента были линейно отражены на прогнозные содержания золота.

При указании статистических данных (в основном коэффициента корреляции Пирсона) в настоящей работе приводится p -значение (p -value), определяющее вероятность получить для данной вероятностной модели распределения значений случайной величины такое же или более экстремальное значение статистики, по сравнению с ранее наблюдаемым, при условии, что нулевая гипотеза (т.е. принимаемое по умолчанию предположение о том, что связи между двумя характеристиками нет) верна. Обычная практика

заключается в принятии альтернативной гипотезы для любого p -значения, номинально меньшего 0.05, но, учитывая крайне малое количество точек наблюдения в настоящем исследовании, при расчете коэффициентов корреляции Пирсона мы принимаем величину статистически значимой при p -значении ниже 0.11, что примерно соответствует эмпирическому критическому значению 0.55 для объема выборки $N = 10$ и доверительной вероятности $\alpha = 0.90$.

Для проверки однородности выборки данных все формализованные показатели были проверены на соответствие нормальному (Гаусса) распределению посредством теста Шапиро-Уилка [Кобзарь, 2006], в результате которого установлено близкое соответствие всех данных указанному распределению, с минимальным p -значением 0.154 (не позволяющим отвергнуть нулевую гипотезу о противном). Исключение составляет содержание серебра, для которого статистика теста составила более 0.8, а p -значение – 0.016, что меньше ожидаемого 0.05. Однако мы посчитали, что это не существенно для любых практических задач и позволили себе заключить, что собранные данные однородны, не содержат экстремальных значений (выбросов) и могут использоваться для прогнозирования. В контексте решаемой задачи это также указывает на наличие в пределах полигона моделирования единого россыпеобразующего процесса.

РАЗРАБОТКА ПРОГНОЗНЫХ МУЛЬТИПЛИКАТИВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

Для решения поставленной задачи были использованы следующие типоморфные индикаторные характеристики шлихового золота (рис. 4).

Формализация сортированности осуществлена посредством коэффициента вариации крупности по размерным классам, что вызвано рядом причин. Энтропия распределения по С.И. Романовскому требует более дробного анализа гранулометрического состава [Романовский, 1988]. Классический коэффициент сортированности с использованием квантилей по Траску [Trask, 1932] не является универсальным, он пригоден только для наиболее грубой и приблизительной оценки гранулометрии осадков [Логвиненко, Сергеева, 1986]. Величина стандартного отклонения зависит от крупности анализируемых частиц, поэтому коэффициент вариации (безразмерная величина стандартного отклонения

крупности, деленная на средневзвешенную крупность) является в данном случае наиболее представительным показателем сортированности золота по крупности.

Значения окатанности формализованы по пятибалльной шкале от 0 (неокатанные) до 4 (очень хорошо окатанные зерна) для разных типов и по пробе в целом. Поскольку значения окатанности выражены в номинальной шкале (каждой ячейке приписан отдельный класс, представленный в виде уникального идентификатора), возникает необходимость преобразовать их в количественную шкалу, т.к. для номинальных значений не имеют смысла никакие арифметические и иные операции, кроме проверки на равенство. Итоговая формализация этого признака, учитывая поисково-ориентированный характер модели, осуществлялась посредством расчета среднего содержания россыпеобразующих минералов в каждом классе по данным эталонного объекта. Для приведения факторов к одному масштабу было проведено линейное нормирование данных к интервалу от 0 до 1.

Для создания обобщенных прогнозных характеристик была построена матрица парных коэффициентов корреляции между индикаторными характеристиками и содержанием золота типов II и V, которые являются эталонными показателями первичной минерализации (табл. 1). На основе этих данных были сформированы формулы расчета мультипликативных коэффициентов, которые характеризуют зоны, наиболее перспективные для поисков коренных источников золота.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции Пирсона (p -value) между типоморфными индикаторными характеристиками и содержанием индикаторных типов золота

Характеристика	Содержание золота II типа, % (C_{II})	Содержание золота V типа, % (C_V)
Крупность (K)	0.444 (0.199)	-0.535 (0.110)
Сортированность (S)	-0.126 (0.728)	-0.519 (0.124)
Окатанность (O)	-0.291 (0.415)	-0.469 (0.171)
Содержание серебра, % (Ag)	-0.615 (0.059)	0.803 (3.5e -04)
Содержание ртути, % (Hg)	-0.359 (0.308)	0.809 (2.6e -04)
Содержание меди, % (Cu)	0.460 (0.180)	-0.503 (0.138)

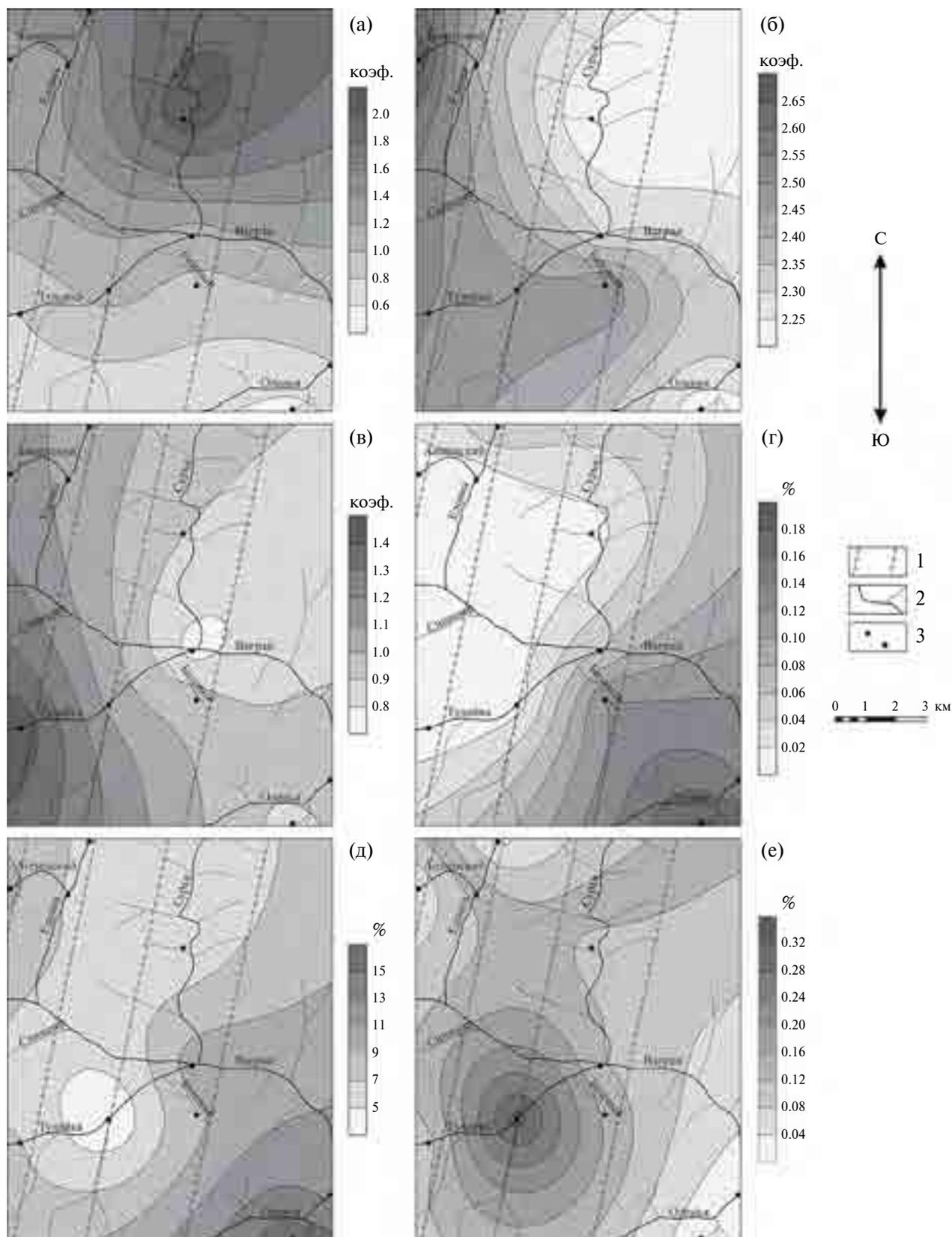


Рис. 4. Распределение формализованных индикаторных характеристик по площади узла. а – средневзвешенная крупность; б – сортированность; в – окатанность; г – содержание Ag, %; д – содержание Hg, %; е – содержание Cu, %.
1 – эрозионно-структурные депрессии; 2 – водотоки; 3 – точки опробования.

Как видно из табл. 1, с золотом второго типа (C_{II}) в положительной корреляции находятся крупность частиц и содержание меди, в отрицательной или нейтральной (ниже порога значимости) – сортированность, окатанность частиц и содержания серебра и ртути. Поэтому мультипликативный показатель, характеризующий (через распространенность золота типа II) коренные источники золото-сульфидно-кварцевой формации, вскрытые на этапе пенепленизации и прошедшие через промежуточные коллектора ($МП_{II}$), рассчитывается по формуле:

$$МП_{II} = (K \times Cu) / (S \times O \times Ag \times Hg). \quad (1)$$

С золотом пятого типа (C_V) в положительной корреляции находятся содержания серебра и ртути, в отрицательной – крупность, сортированность, окатанность частиц и содержание меди. Таким образом, мультипликативный показатель, характеризующий (через распространенность золота типа V) коренные источники гипогенно-гипергенного типа, вскрытые на четвертичном этапе ($МП_V$), рассчитывается по формуле:

$$МП_V = (Ag \times Hg) / (K \times S \times O \times Cu). \quad (2)$$

Из данных, представленных в табл. 2, следует, что $МП_V$ имеет реальную устойчивую корреляцию с содержанием золота V типа ($R = 0.855$), более существенную, чем корреляционные связи отдельных характеристик, что позволяет использовать его в качестве критерия выделения площадей для поисков проявлений гипогенно-гипергенной минерализации.

Мультипликативный показатель $МП_{II}$ имеет менее очевидную связь с зоной первичного источника, индикаторным признаком которой является золото типа II. Хотя $МП_{II}$ имеет эквивалентную или более высокую корреляцию (0.456) с главным индикаторным признаком золото-кварцевого оруденения, чем частные связи (за исключением содержания серебра), ее значение все же

меньше критического. Вероятно, это связано с тем, что золото поступало в россыпи не непосредственно из зон первичной минерализации, а через систему промежуточных коллекторов, что внесло искажение в картину пространственно-генетических связей между первичным источником и россыпным золотом четвертичных водотоков.

С другой стороны, хотя содержание серебра (что эквивалентно пробности из-за низких содержаний других примесей) имеет более высокую корреляцию (-0.615) с содержанием золота II типа по сравнению с $МП_{II}$, его применение отдельно от других индикаторных характеристик может иметь повышенную погрешность и характеризовать зональность изменения пробности единого источника, а не наличие разных формационных источников. Исходя из этого, можно заключить, что применение мультипликативного коэффициента дает более стабильный и обоснованный результат.

Устойчивая отрицательная корреляция между содержаниями золота II и V типов ($R = -0.59$) подтверждает предположение, что эти типы россыпного золота поступали из разных источников.

Конечные результаты обработки данных представлены на рис. 5. Максимальное значение $МП_{II}$ приходится на междуречье рек Сурья на востоке, Еловка на западе, Тулайка на юге и уменьшается к периферии участка. Это приблизительно совпадает с распределением золота типа II и подтверждает предположение, что в этой зоне был локализован основной первичный источник россыпного золота узла.

Максимальные значения $МП_V$ сосредоточены в линейной зоне, протягивающейся от среднего течения р. Оленья, через участок впадения в р. Вагран рек Сурья, Тулайка и руч. Базовый, к верхней части долины р. Еловка (выше руч. Анненский).

Имеющиеся в наличии разрозненные материалы по коренному оруденению узла недостаточны для разработки мультипликативных показателей, поэтому в предлагаемом исследовании в качестве

Таблица 2. Статистические характеристики прогнозных распределений

Метод	Золото II типа			Золото V типа		
	Pearson (p-value)	RMSE	MAPE	Pearson (p-value)	RMSE	MAPE
МП	0.456 (0.185)	11.371	0.411	0.855 (0.00163)	11.749	0.571
Линейная регрессия	0.345 (0.32874)	17.266	0.448	0.853 (0.00171)	13.177	0.573
Дерево регрессии	-0.021 (0.95477)	13.479	0.460	0.729 (0.01666)	17.305	0.505

Примечание. МП – мультипликативный показатель.

Оценка прогноза: Pearson – коэффициент корреляции Пирсона, RMSE – среднеквадратичная ошибка, MAPE – средняя абсолютная ошибка.

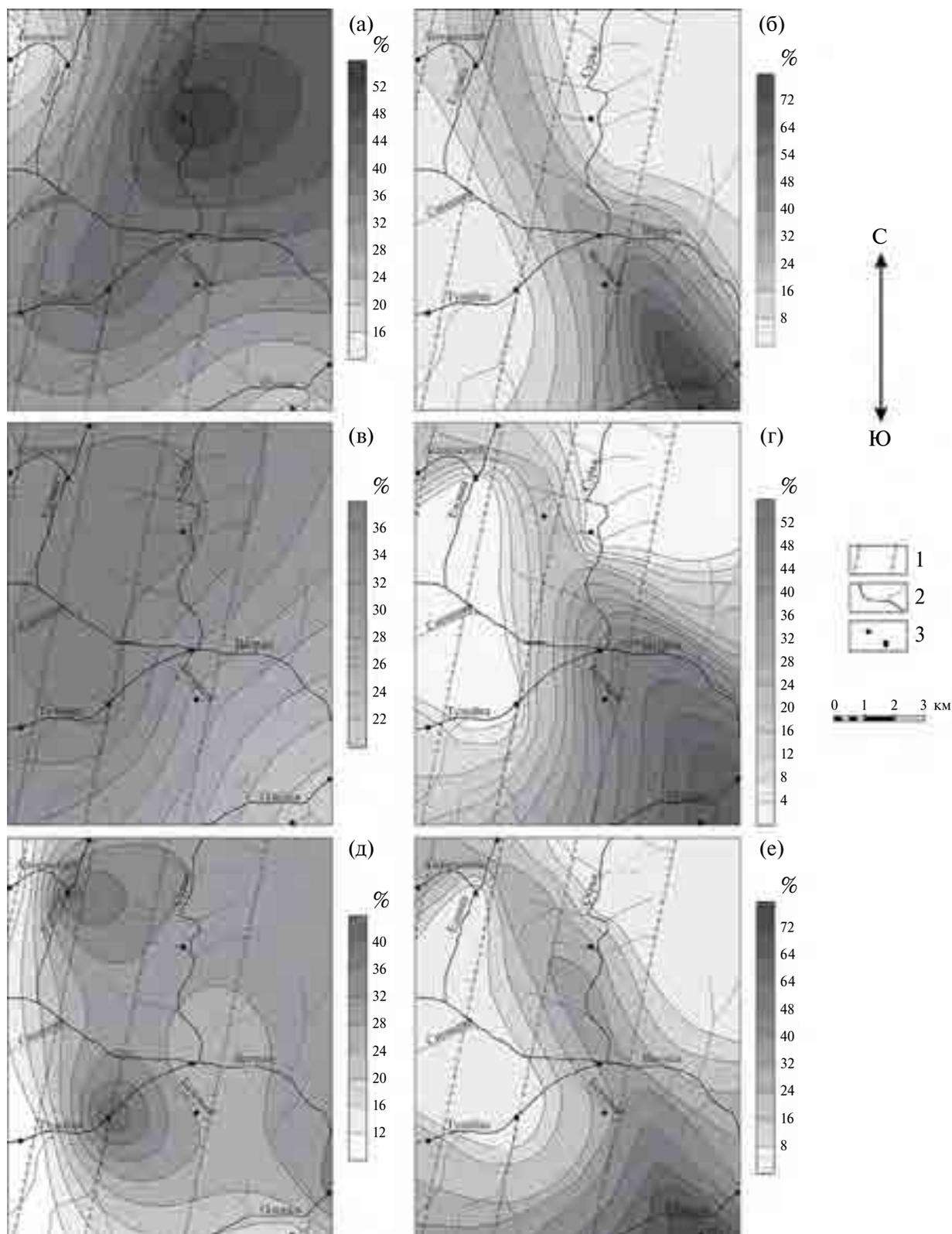


Рис. 5. Фактическое (по данным шлихового опробования) и прогнозное содержание золота типов II и V в пределах Вагранского узла.

а, б – содержание золота (%) типов II (а) и V (б) по данным разведки; в, г – прогнозное содержание золота (%) типов II (в) и V (г), рассчитанное методом мультипликативных показателей; д, е – прогнозное содержание золота (%) типов II (д) и V (е), рассчитанное методом линейной регрессии.

1 – эрозионно-структурные депрессии, 2 – водотоки, 3 – точки опробования.

индикаторных признаков первичной минерализации использованы шлиховые проявления золота ближнего сноса. Тем не менее, выделенные перспективные площади подтверждаются имеющимися данными по коренной золотой минерализации. В верховьях р. Сурья выявлено проявление золото-сульфидно-кварцевого типа с содержанием золота до 8 г/т [Петров и др., 2015]. Оно совпадает с максимальным содержанием золота типа II и повышенными значениями MP_{II} . К сожалению, в имеющейся публикации нет описания типоморфных особенностей золота, не указана пробность, поэтому тип минерализации можно охарактеризовать только предположительно.

В зоне Оленья–Еловка, соответствующей повышенным содержаниям золота типа V и MP_V , в отобранных штуфных пробах присутствует рудное золото с содержанием 2–6.9 ppm. Содержание серебра 3.6–1.7 ppm и ртути 0.05–0.1 ppm указывает на его возможную связь со шлиховым золотом типа V. Несомненно, использование в качестве эталонов непосредственно коренных проявлений повысит достоверность исследований.

Таким образом, наиболее перспективной относительно прогноза коренной золотой минерализации в пределах Вагранского узла представляется линейная зона СЗ–ЮВ простирающаяся, которая контролирует распределение в россыпях среднепробного ртутистого шлихового золота низкотемпературного гипогенно-гипергенного типа. Предполагается, что эта линейная зона разломов и/или разуплотнения пород была заложена на этапе постколлизии тектоно-магматической активизации. Распределение золота типа V слабо связано с элементами гидросети, что указывает на его позднее вскрытие (четвертичное время). Это позволяет предположить небольшой уровень его эрозионного среза и, соответственно, повышенный рудный потенциал. Полученные в результате расчета мультипликативных показателей перспективные площади могут быть использованы для постановки поисковых работ на золоторудные объекты.

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕТОДАМИ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Для дополнительной оценки эффективности описанного выше прогнозирования россыпной металлоносности посредством расчета мультипликативных показателей было проведено сравнение полученного при помощи этой методики прогноза с результатами других методов регрессии – линейной регрессии (linear regression) и

дерева регрессии (regression tree) с использованием алгоритма случайного леса (random forest). Поскольку эти методы более требовательны к отбору обучающей и тестовой выборок, но крайне малое количество точек не позволяло разбить их на два указанных независимых подмножества, расчет производился для каждой точки отдельно, путем исключения этой точки из выборки с дальнейшим обучением модели по всем оставшимся точкам и расчетом прогноза для этой точки. Далее составленные таким образом прогнозы для каждой отдельной точки были объединены в один общий прогноз.

Линейная регрессия является регрессионной моделью зависимости одной (зависимой) переменной y от одной или нескольких других независимых переменных x линейной функцией зависимости, вида [Демиденко, 1981]:

$$f(x, b) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k. \quad (3)$$

В целях прогноза россыпной металлоносности в настоящем исследовании в качестве зависимой переменной рассматривается содержание золота, в то время как независимыми переменными являются ранее описанные формализованные индикаторные характеристики.

На рис. 4д и 4е представлены прогнозные схемы содержаний золота типов II и V в пределах рассматриваемой территории, рассчитанные методом линейной регрессии, а в табл. 2 – статистические данные соответствующих моделей.

Деревья регрессии и классификации [Breiman et al., 1984], известные также под общим названием как деревья решений, представляют собой структуры данных, позволяющие интерпретировать шаблоны данных с целью их распознавания. Деревья решений организованы в виде иерархической структуры, состоящей из узлов принятия решений по оценке значений определенных переменных для прогнозирования результирующих непрерывных значений (в случае деревьев регрессии).

Случайный лес [Breiman, 2001] является алгоритмом машинного обучения, заключающийся в использовании комитета (множества) решающих деревьев, применяемый, в частности, для решения задачи регрессии. Основная идея заключается в использовании большого ансамбля решающих деревьев, каждое из которых само по себе может не давать хороший результат, но за счет их большого количества и комбинирования достигается высокое качество результата.

В настоящем исследовании метод дерева регрессии был применен для прогнозирования содержания золота типов II и V по данным индикаторных характеристик. Поскольку, грубо говоря, дерево решений выделяет кластеры схожих объектов по указанным характеристикам, можно заключить, что этот метод в данном случае позволяет определить группы ячеек, формировавшихся в схожих условиях, в различной степени благоприятных для россыпеобразования и, таким образом, его применение логически обосновано для решения указанной задачи. Было построено множество деревьев регрессии при помощи алгоритма случайный лес и отобрано лучшее решение исходя из минимального значения среднеквадратичной ошибки.

В табл. 2 представлены статистические данные прогнозных моделей содержания золота II и V типов в пределах рассматриваемой территории, рассчитанные методом дерева регрессии с использованием алгоритма случайного леса, но их показатели столь низки (особенно для типа золота II), что приводят соответствующие схемы нет смысла.

Сравнивая результаты прогнозных моделей, полученных различными методами, можно заключить, что в целом они дают близкие результаты (за исключением прогноза содержания золота типа II методом дерева регрессии, где результат вовсе не имеет ценности), при этом метод расчета мультипликативных коэффициентов в каждом случае выигрывает, предлагая более контрастный, выраженный результат. Также этот метод представляется наиболее простым и обобщенным, подходящим для любого набора согласованных данных, в то время как другие методы требуют более глубокого анализа входящих параметров. Для грубой оценки территорий метод расчета мультипликативных коэффициентов предоставляет возможность провести такую оценку на минимальном наборе данных, в то время как другие методы требуют представительных обучающих выборок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение представленной в работе компьютеризированной системы обработки данных шлихового опробования и получения мультипликативных показателей может быть использовано для прогноза коренной металлоносности. Хотя распределение индикаторных типов золота более непосредственно, чем мультипликативные показатели связано с проявлениями коренной минерализации, их применение осложняется необходимостью проведения опробования всей

исследуемой площади и получения шлихового золота для специализированных исследований. Связи шлихового золота с первичными источниками проявляются на уровне внутренней структуры зерен и их химического состава, поэтому также необходимо проведение специализированных аппаратных аналитических исследований (электронная микроскопия, микрозондовый анализ в шлифованных шашках).

Для выделения индикаторных типов шлихового золота и создания прогноза коренного оруденения требуется высокая квалификация и значительный практический опыт исследователя в изучении коренного и россыпного самородного золота, в то время как предлагаемый метод позволяет проводить прогнозную оценку оперативно, с меньшими затратами и в частично автоматизированном режиме. Для его применения не требуется специальных полевых и лабораторных исследований, первичная оценка может быть получена из стандартных данных геологических отчетов по изучению золота россыпей и шлиховых ореолов. Разрабатываемый метод, по меньшей мере, не уступает другим методам регрессии, таким как линейная регрессия и дерево регрессии, но менее требователен к качеству данных.

В настоящее время метод находится в стадии разработки и имеет ряд нерешенных вопросов, которые будет необходимо исследовать при продолжении работ. В частности, индикаторные характеристики апробированы в пределах одного золотоносного узла на двух типах первичной минерализации (золото-сульфидно-кварцевом и гипогенно-гипергенном). В будущем количество использованных индикаторных показателей и характеризующих ими типов первичной минерализации может быть увеличено. На текущем этапе в качестве индикаторных типов коренных источников использовано шлиховое золото с минимальными признаками переноса, имеющее максимальную связь с первичной минерализацией. Применение методики на объектах с известными рудными проявлениями повысит достоверность модели.

Уравнения (1) и (2) решают поставленную задачу в первом приближении, основываясь на предположении о линейном характере связи индикаторных характеристик с рудным потенциалом территорий. В случае нелинейности этих связей, расчетные формулы мультипликативных коэффициентов могут измениться, но качественный характер должен сохраниться. Применение комплексных мультипликативных показателей позволяет уменьшить влияние отдельных

характеристик (даже если они имеют нелинейную корреляционную зависимость) и усилить общие закономерности. Следует также отметить, что на текущем этапе анализ точек производится без внимания к рассмотрению включающей их территории как единого геологического объекта. Данные вопросы требуют дополнительных исследований на последующих этапах разработки методики.

Таким образом, в сегодняшнем состоянии предлагаемая методика оптимально применима на начальных этапах прогнозирования и планирования геологоразведочных работ, когда задача должна быть решена с использованием доступных данных и без применения дополнительных исследований. В случае подтверждения прогноза рекомендуется постановка более детальных работ на предполагаемых перспективных площадях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы НИР FMMN-2024-0015.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранников А.Г.* Мезозойские золотоносные россыпи Урала // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 22–33.
- Баранников А.Г., Азовскова О.Б.* Золотоносные объекты гипогенно-гипергенного типа на Урале. Конвергентность признаков их отличия от рудоносных кор выветривания // Известия Уральского государственного горного университета. 2017. № 2(46). С. 13–22.
- Бенсман В.Р.* Поисковая геохимия в республике Беларусь // Природные ресурсы. 1999. № 4. С. 124–137.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галям А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.* Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–119.
- Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г.* Золото-порфиоровое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Ворошилов В.Г.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. 104 с.
- Григорян С.П., Соловов А.П., Кузин М.Ф.* Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
- Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Савельева К.П.* Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала // Известия Уральского государственного горного университета. 2007. № 22. С. 41–53.
- Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 816 с.
- Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М.* Разработка цифровой системы прогнозирования коренных источников золота по результатам шлихового опробования на примере Вагранского россыпного узла (Северный Урал) // Георесурсы. 2020а. Т. 22. № 2. С. 67–76.
- Лаломов А.В., Наумов В.А., Григорьева А.В., Магазина Л.О.* Эволюция Вагранского золотоносного россыпного узла (Северный Урал) и перспективы выявления коренной минерализации // Геология рудных месторождений. 2020б. Т. 62. № 5. С. 450–461. <https://doi.org/10.31857/S0016777020050044>
- Лежнепек М.А.* Золотоносные рудно-россыпные узлы южной части Сурьинско-Промысловской минералогической зоны / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2006. 25 с.
- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И.* Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 1986. 240 с.
- Петров Г.А.* Прогнозирование благороднометалльного оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса // Литосфера. 2014. № 6. С. 88–101.
- Петров Г.А., Александров В.В., Зубков А.И., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* К проблеме рудоносности черных сланцев Вишерско-Кутимского антиклинория (Северный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. № 4. С. 32–42.
- Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р.* Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 5. С. 414–443.
- Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В.* Березовское месторождение золота – уникальный объект полихронного и полигенного рудообразования. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015. 150 с.
- Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Сазонов В.Н., Великанов А.Я.* Ашкинская благороднометалльная зона (Средний и Северный Урал): геологическая позиция, особенности строения, состав рудных тел и сопряженных метасоматитов, практическая значимость // Литосфера. 2010. № 4. С. 116–127.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. 622 с.
- Филиппов В.А., Рябинин В.Ф., Сысоева З.З.* Гагарское золоторудное месторождение на Среднем Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 1. С. 33–47.

Чефранов Р.М., Лаломов А.В., Чефранова А.В. Поисково-ориентированная методика численного прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса на примере Ловозерского россыпного района // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 2. С. 138–151.

Чефранов Р.М., Лаломов А.В. Поисково-ориентированная методика численного прогнозирования редкометалльно-титановых россыпей на примере Умытшинской россыпи (Ханты-Мансийский автономный округ) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. № 21. С. 244–250.

Шуб В.С., Баранников А.Г., Шуб И.З. и др. Золото Урала. Россыпные месторождения (к 250-летию золотой

промышленности Урала). Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1993. 135 с.

Breiman L. Random Forests // Machine Learning. 2001. V. 45. P. 5–32.

Breiman L., Friedman J.H., Olshen R.A., Stone C.J. Classification and regression trees. Monterey, CA: Wadsworth & Brooks/Cole Advanced Books & Software, 1984. P. 358.

Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., LeBarge W., Dilly R.A. Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits // Ore Geology Reviews. 2017. № 85. P. 321–335.

Trask P.D. Origin and environment of source sediment of petroleum. Houston, 1932. 281 p.

SEARCH-ORIENTED TECHNIQUE OF THE NUMERICAL FORECASTING OF THE GOLD PLACERS: EVIDENCE FROM THE VAGRAN PLACER DISTRICT

R. M. Chefranov^{1, *}, A. V. Lalomov^{1, **}, A. A. Bochneva^{1, ***}

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: roman_chefr@bk.ru*

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

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

As a result of field research, as well as analysis of data from stock reports, two types of placer gold were identified within the Vagran placer cluster of the Northern Urals, which are indicators of primary mineralization of gold-sulfide-quartz and hypogene-hypergene types, which were used as benchmarks for developing a digital system for predicting parameters and localizing primary sources of placer gold. In the present work the typomorphic characteristics of placer gold (size, roundness, sorting and fineness, as well as the content of impurity elements) are formalized (in the form of a quantitative assessment). These data were processed using the methods of multiplicative indicators, linear regression method and a regression tree method using a random forest algorithm, which make it possible to forecast the composition and localization of the primary mineralization with greater confidence and stability than ordinary parameters separately. The data required for such an assessment do not require additional field and highly qualified laboratory studies, they are contained in standard reports on the heavy minerals testing. The study of the correlation matrix allowed to identify characteristic indicators for the primary mineralization of gold-sulfide-quartz and hypogenic-hypergenic types, and to give recommendations for conducting prospecting and exploration in order to identify the primary gold content of the cluster. All three methods used gave consistent results that make it possible to predict the parameters of primary gold content, while the method of calculating multiplicative coefficients gives a more contrasting, pronounced result, seems to be the simplest and most generalized, suitable for any set of consistent data, while other methods require a more in-depth analysis incoming parameters. The proposed method of creating forecast estimates allows to increase efficiency and partially automate the process of determining the prospects for primary mineralization of territories.

Keywords: placers, strategic metals, gold, multiplicative indicators, forecast model

УДК 551.214(265.53)553.32

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РУДНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИДЗУ-БОНИНСКОЙ И МАРИАНСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

© 2025 г. **Г. В. Новиков**^а, **В. А. Рашидов**^{б,*}, **О. Ю. Богданова**^а

^аИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

^бИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: rashidva@ksnet.ru

Поступила в редакцию 12.12.2024 г.

После доработки 20.01.2025 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

Рассмотрены особенности железомарганцевых отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг Тихого океана, отобранных в 1-м (1977 г.) и 5-м (1978 г.) рейсах научно-исследовательского судна “Вулканолог”. Установлены два генетических типа отложений – гидрогенный и низкотемпературный гидротермальный. Основными рудными минералами гидрогенных железомарганцевых отложений являются плохо окристаллизованные с низкой степенью упорядоченности структуры Fe-вернадит и Mn-фероксигит; в меньшем количестве присутствуют гетит и бернессит. Низкотемпературные гидротермальные отложения состоят, в первую очередь, из бернессита, а также вернадита и гетита, или из гематита, гетита и фероксигита. Гидрогенные железомарганцевые отложения Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг характеризуются отношением Mn/Fe 0.84–1.36, низкотемпературные гидротермальные отложения Идзу-Бонинской дуги – Mn/Fe 6.13–13.9. Установлено, что концентрации Co, Ni и Cu существенно более высокие в гидрогенных корках Марианской дуги по сравнению с аналогичными корками Идзу-Бонинской дуги, количества остальных тяжелых и редких металлов (Pb, Cd, Ba, Sr и др.) в корках обеих дуг сопоставимые, для большинства катионов редкоземельных металлов они также близкие. Низкотемпературные гидротермальные железомарганцевые отложения Идзу-Бонинской дуги отличаются от гидрогенных отложений заметно более низким (на 1–2 порядка величины) содержанием катионов цветных, тяжелых и редких металлов. Содержание редкоземельных металлов в низкотемпературных гидротермальных образцах Идзу-Бонинской дуги невысокое: от 0.24 (Tm, Lu) до 32.35 мкг/г (Y), среди них в наиболее значительном количестве присутствуют Y, Ce, Nd.

Ключевые слова: железомарганцевые отложения, Идзу-Бонинская и Марианская островные дуги, рудные марганцевые и железистые минералы, катионы редкоземельных, цветных, тяжелых, редких металлов

DOI: 10.31857/S0024497X25040059, **EDN:** JEUUUH

На современном этапе развития западная окраина Тихого океана, являющаяся переходной зоной от континента к океану, характеризуется высокой вулканической и гидротермальной активностью, с которыми связываются многочисленные сульфидные рудопроявления. В свою очередь, выходы сульфидных руд на поверхность океанического дна, как правило, сопровождаются формированием вокруг них широких ореолов развития двух низкотемпературных генетических типов оксидных железомарганцевых отложений (ЖМО). К первому относятся гидротермальные корки, которые образуются вблизи выходов гидротермальных растворов, влияющих на макро- и микрокомпонентный состав придонной океанской воды. Они являются поисковым признаком

сульфидных руд [Аникеева и др., 2008; Богданова и др., 2012]. Ко второму типу относятся гидрогенные корки и конкреции, непосредственно осаждающиеся из морской воды на периферии гидротермального поля.

Анализ собственных материалов и доступных литературных источников показал, что к настоящему времени в пределах этих островных дуг выполнен значительный объем работ, направленных на изучение опробованных здесь железомарганцевых отложений [Аникеева и др., 2002, 2005, 2008; Батулин и др., 2011, 2012, 2014; Гавриленко, 1997; Гавриленко, Храмов, 1989; Дубинин и др., 2008; Успенская и др., 1989; Glasby et al., 2000, 2006; Hein et al., 2008; Knaack et al., 2021; Schulz, Hein, 1991;

Usui, Someya, 1997; Usui et al., 1986; Yamaoka et al., 2017 и др.]. Установлено, что ЖМО классифицируются как гидротермальные и гидрогенные. Среди слагающих их минералов идентифицированы бернессит, 10 \AA манганатный минерал и манганит, гематит, гетит, маггемит, кальцит, манганокальцит и родохрозит, вернадит, тодоркит, асболон-бузеврит, ферроксигит, нонтронит [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008; Кнааск et al., 2021]. Сделан вывод о том, что со временем в гидротермальных марганцевых отложениях уменьшаются содержания Ni, Cu, Zn, Cd, Ba, РЗЭ, Tl и Pb, а также обогащенность легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) [Yamaoka et al., 2017].

Целью настоящей работы являлось установление минералого-геохимических особенностей

рудных железомарганцевых отложений, поднятых камчатскими учеными в пределах Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы изученных железомарганцевых отложений собраны в 1-м (1977 г.) и 5-м (1978 г.) рейсах НИС “Вулканолог” в Идзу-Бонинской и Марианской островных дугах соответственно (рис. 1, 2, табл. 1).

В Идзу-Бонинской островной дуге отобраны образцы В1-14/А с глубины 1190 м, В1-35/4 из района скал Смита с глубины 1000 м, а также В-46/5, В1-52/6 и В1-55/7 в пределах подводной вулканической группы Софу с глубин 810, 800 и 1500 м соответственно (см. рис. 1, 2, рис. 3, табл. 1).

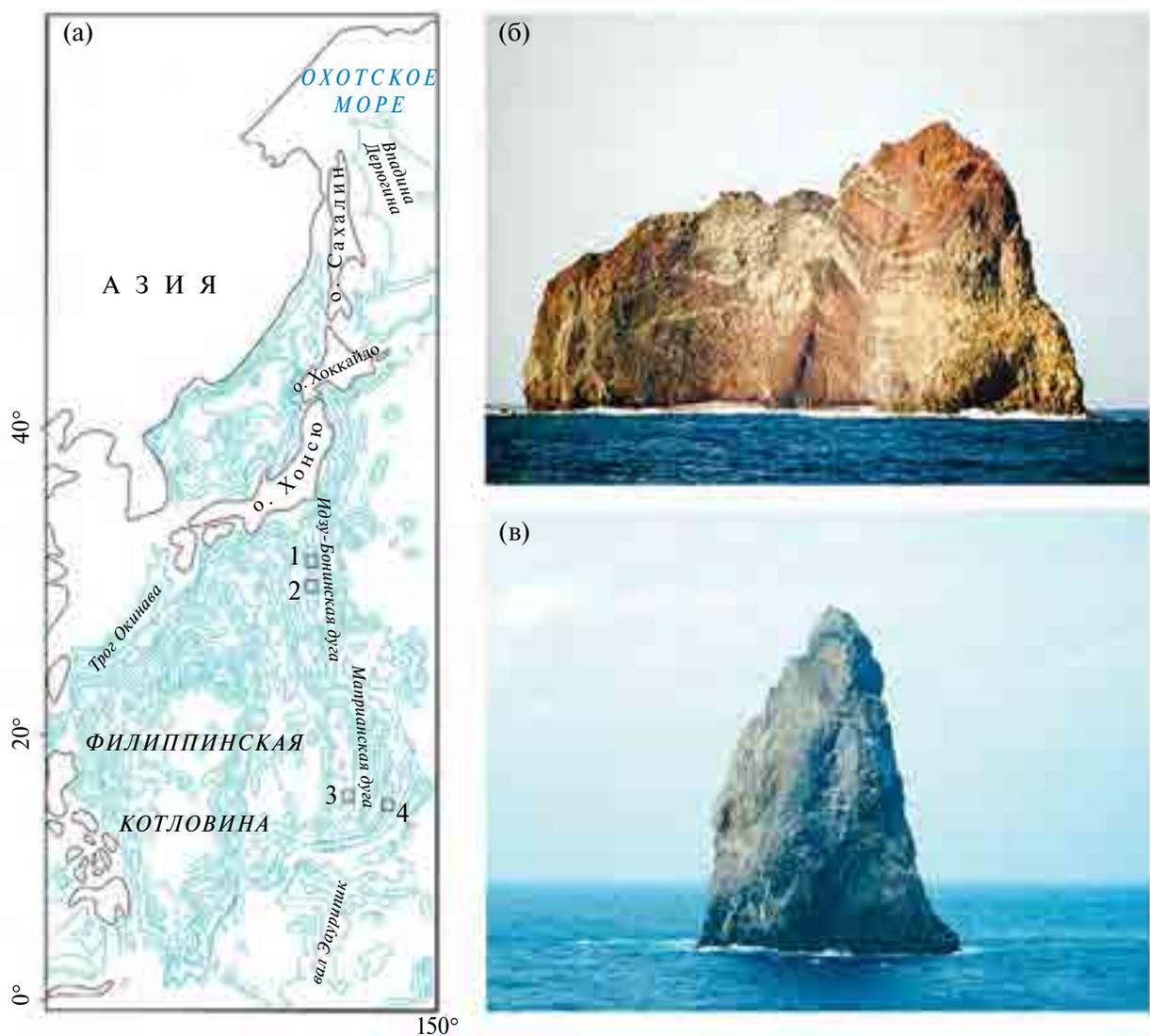


Рис. 1. Местоположение полигонов исследования (а), скалы Смита (б) и скала Софу (в). Фотографии из свободных источников.

(а) – 1 – подводный вулкан в районе скал Смита, 2 – подводная вулканическая группа Софу, 3 – Риф Аракана, 4 – бортовой вал Тихоокеанской части Марианского желоба.

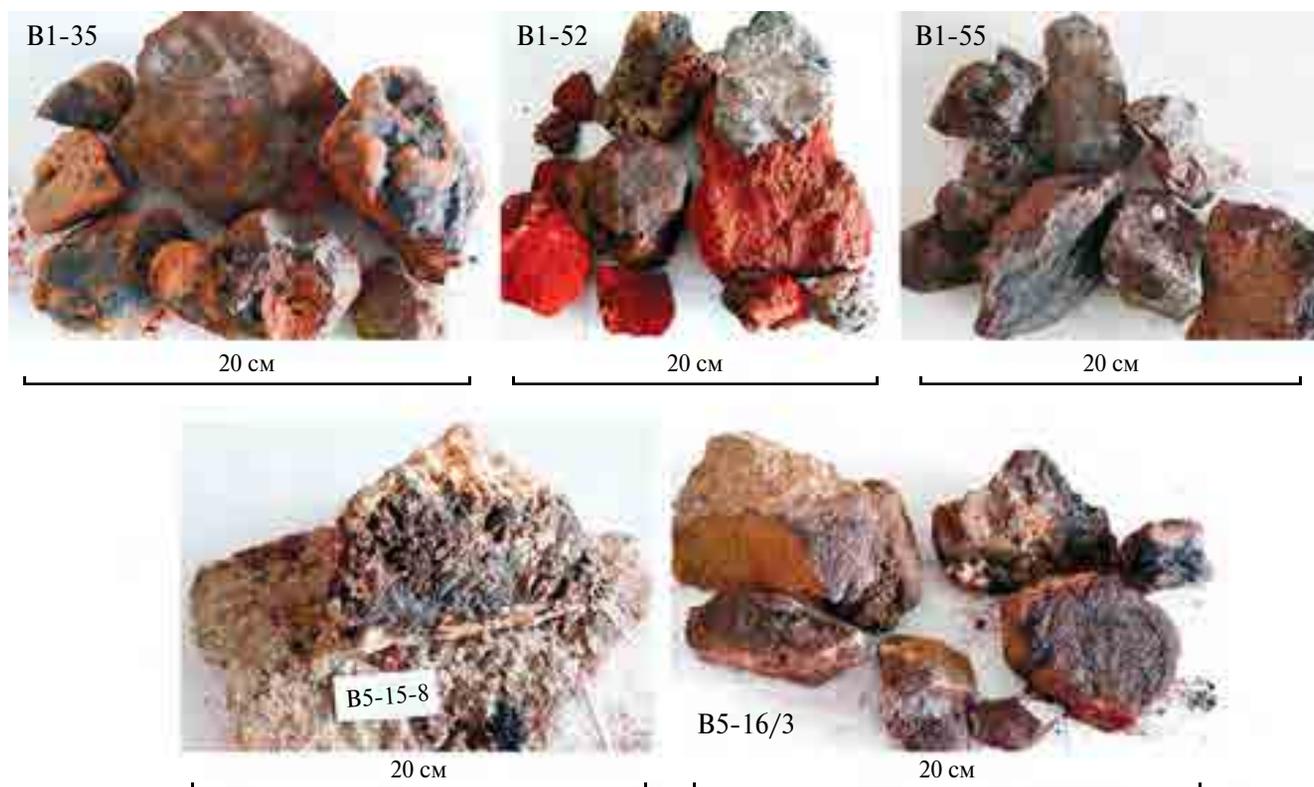


Рис. 2. Железомарганцевые отложения Идзу-Бонинской (обр. B1-35, B1-52, B1-55) и Марианской (обр. B5-15/8, B5-16/3) островных дуг.

Таблица 1. Координаты станций отбора и описание образцов железомарганцевых отложений

№ п/п	№ дночерпателя/драга	Координаты отбора		Глубинный интервал отбора, м	Описание образцов
		широта северная	долгота восточная		
Подводный вулкан в районе скал Смита					
1	B1-14/A, дночерпатель	31°06.7'	139°19.2'	1190	Железомарганцевая корка (до 1.0 см) с черной волнистой поверхностью
2	B1-35/4, драга	31°01.0'	139°03.5'	1000–920	Лавы с железомарганцевой коркой толщиной от 1 до 5 см
Подводная вулканическая группа Софу					
3	B1-46/5, драга	29°47.6'	140°13.3'	810–780	Угловатые обломки свежей пемзы (1–30 см) с железомарганцевыми прослоями
4	B1-52/6, драга	29°48.7'	140°09.2'	800–770	Железомарганцевые корки и тонкие пластинки вулканического стекла (0.5–1 см), сцементированные минералами железа
5	B1-55/7, драга	29°47.0'	140°04.4'	1600–1500	Угловатые обломки пемзы (1–25 см), покрытые тонкой железомарганцевой пленкой
Риф Аракане					
6	B5-15/8, драга	15°40.0'	142°35.6'	730–650	Обломки коралловых известняков, покрытых железомарганцевой коркой
Бортовой вал Тихоокеанской части Марианского желоба					
7	B5-16/3а, драга	14°46.7'	145°17.0'	1350–1250	Известковые песчаники, покрытые железомарганцевой коркой
8	B5-16-/3б, драга				

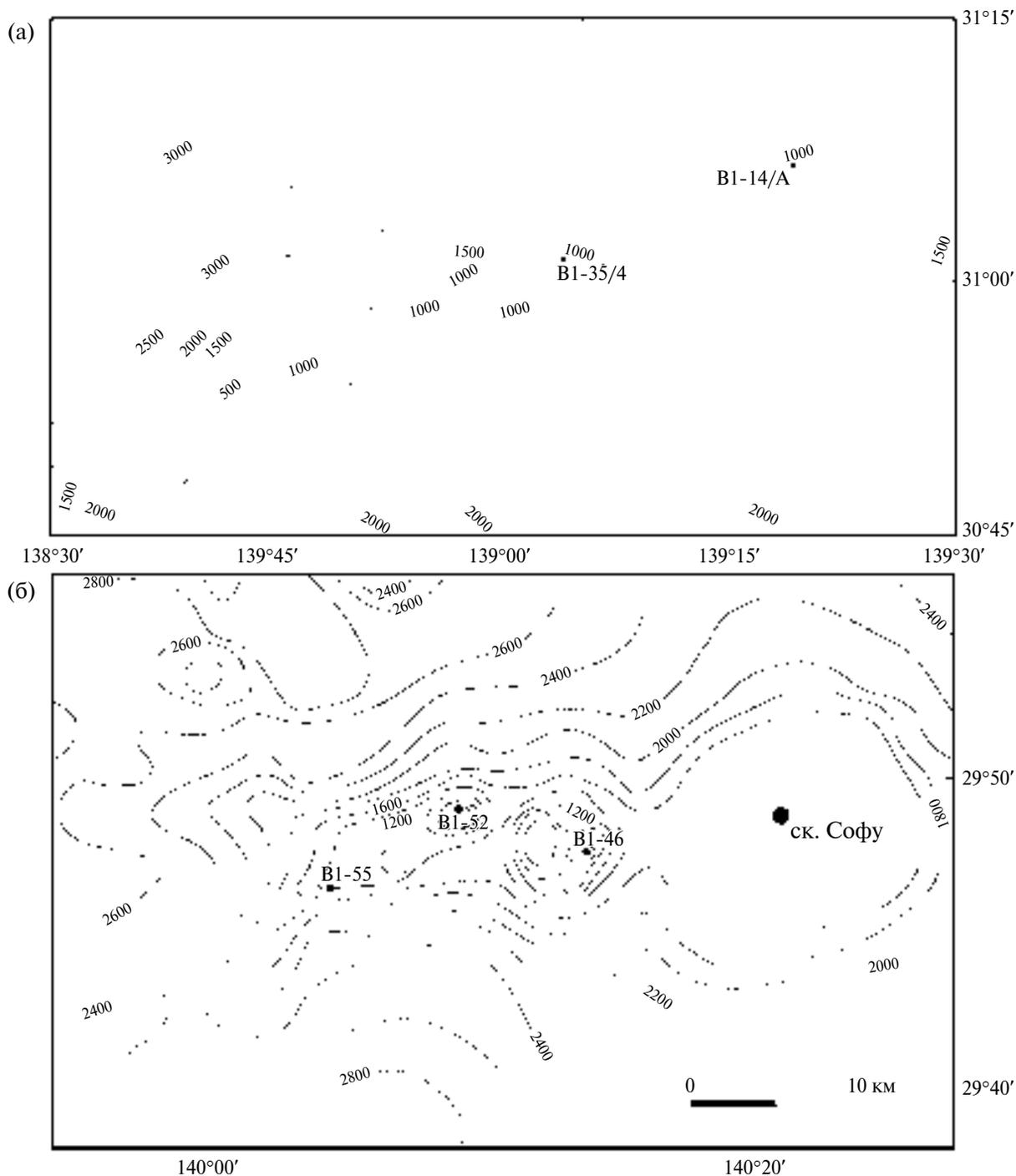


Рис. 3. Подводный вулкан в районе скал Смита (а) и подводная вулканическая группа Софу (б).

В Марианской островной дуге на склоне Западно-Марианского подводного хребта на рифе Аракане отобран образец В5-15/8 (см. рис. 1, 2, рис. 4а, табл. 1). На бортовом валу Тихоокеанской части Марианского желоба на глубине 2650 м отобраны образцы В5-16/3а и В5-16/3б (см. рис. 1, 2, 4б, табл. 1).

Минеральный состав железомарганцевых корок изучен в сертифицированном отделе минералогии

ВНИИ минерального сырья им. Н.М. Федоровского методом просвечивающей электронной микроскопии – микродифракцией электронов. Подготовка образцов проводилась следующим образом. Из пробы массой ~50 мг путем ультразвуковой обработки приготовляли водную суспензию в пробирке (диспергатор УЗДН-2Г), затем каплю суспензии наносили на катодную пленку-подложку и высушивали.

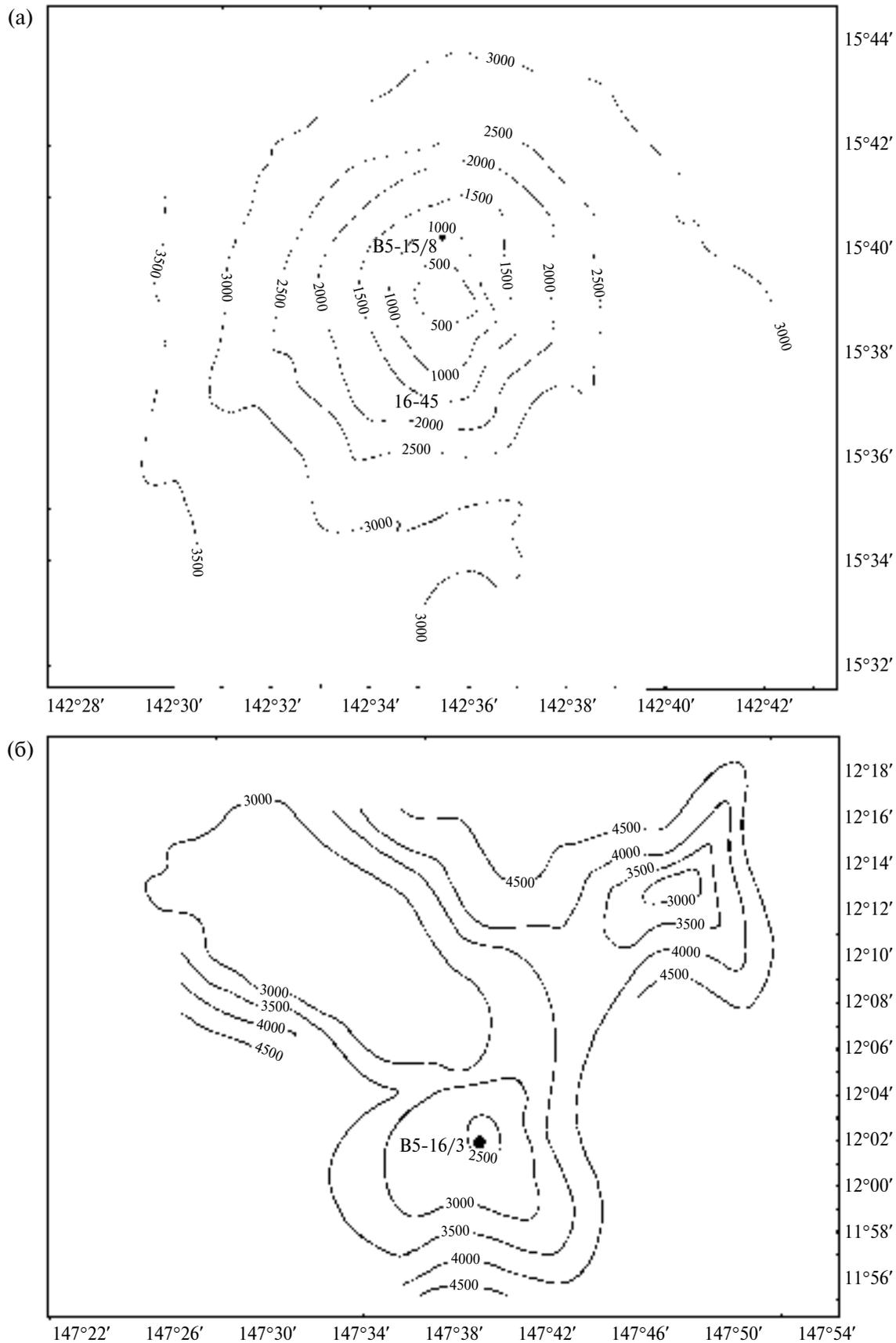


Рис. 4. Риф Аракане (а) и бортовой вал Тихоокеанской части Марианского жёлоба (б).

Исследование осуществлялось на микроскопе JEM-100С, оборудованном гониометром (обеспечивает наклон $\pm 60^\circ$), при ускоряющем напряжении 100 кВ. С каждой частицы получали изображение на просвет и электронограмму. Для диагностики бернессита в образцах, использовался метод порошковой рентгеновской дифрактометрии на приборе XPertPROMPD (Нидерланды).

Химический состав железомарганцевых отложений определялся методами ИСП-АЭС и ИСП-МС с использованием спектрометра iCAP-6500 Duo (Thermo Fisher Scientific, США) и квадрупольного масс-спектрометра ICP-MS, X-7 (Thermo Fisher Scientific, США) в Аналитическом сертифицированном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН. Химико-аналитические процедуры перед инструментальными анализами осуществлялись в соответствии с методиками, приведенными в работе [Karandashev et al., 2008]. Методом ICP-AES определялись макроэлементы (Na, Mg, P, S, K, Ca) и некоторые микроэлементы (Li, Al, Ti, V, Cr, Mn, Co, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba). Методом ICP-MS определялись только микроэлементы (Li, Be, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Cd, Cs, Ba, Tl, Pb, Bi, Th, U) и все редкоземельные элементы (Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Одновременное использование двух независимых методов анализа повысило качество и точность получаемых результатов. Таким образом, для каждого образца был выполнен дополнительный межметодный контроль точности измерений, когда элементы, содержание которых в образце надежно определяется обоими методами (ICP-AES и ICP-MS), служат внутренними стандартами для проверки точности метода. Сходимость результатов составила 95–98%. В качестве эталонов использовался стандартный отечественный образец ООПЕ-604 (железомарганцевые корки).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общие особенности исследованных структур

Подводная вулканическая группа вблизи скалы Смита (о. Сумису, о. Сумисуджима) (см. рис. 1, 3а) является вулканическим хребтом, вытянутым на 60 км и протягивающимся с запад–юго-запада на восток–северо-восток. Скалы Смита представляют собой скальный базальтовый массив, который возвышается над водой примерно на 140 м и входит в состав вулканического комплекса Сумису [Allen et al., 2010]. В районе скал были отмечены подводные извержения (<https://www.data.jma>.

[go.jp/vois/data/filing/souran_eng/volcanoes/067_sumisujima.pdf](https://www.data.jma/go.jp/vois/data/filing/souran_eng/volcanoes/067_sumisujima.pdf)). В пределах этой вулканической группы были подняты различные вулканогенные породы: органогенные известняки, андезиты, андезибазальты, базальты, пемзы андезибазальтового состава и различные железомарганцевые отложения.

Подводная вулканическая группа Софу [Рашидов, 2010; Рашидов и др., 1981; Рашидов, Сапожников, 2001; Minami, Tani, 2024; Yuasa et al., 1991] (см. рис. 1, 3б) представляет собой хребет субширотного простирания, перпендикулярный простиранию Идзу-Бонинской островной дуги. Хребет поднимается с глубин 2200–2400 м и имеет по контуру подножия длину 50–55 км и ширину 12–25 км (см. рис. 3б). Крутизна склонов хребта изменяется в пределах 9–13°. В его привершинной части выделяется цепочка вулканических конусовидных гор. Восточным окончанием хребта является крупный, размером 17.5 × 17.5 км, вулкан Софу. Вершина вулкана в виде скалы, которая, по-видимому, является отпрепарированным нечком, поднимается на 99–100 м выше уровня моря [Yuasa et al., 1991].

Скала Софу относится к молодым четвертичным вулканам [Yuasa, 1992], а подводная вулканическая группа Софу представляет собой вулканический центр четвертичного возраста. По данным работы [Minami, Tani, 2024], в период между 2022 и 2024 гг. в пределах подводной вулканической группы Софу произошли эксплозивные извержения.

Через скалу Софу проходит “тектоническая линия Софуган”, простирающаяся с северо-запада на юго-восток и разделяющая островную дугу Бонин на северную и южную части [Yuasa, 1985]. Скала Софу сложена оливин-клинопироксеновыми базальтами и порфиоровыми андезитами с фенокристаллами плагиоклаза, орто- и клинопироксена и рудных минералов, с южного склона подводного вулкана Софу были драгированы андезибазальты [Yuasa, Nochaga, 1992]. Глубоководная стадия проявления подводной вулканической деятельности группы Софу характеризуется базальтовым вулканизмом, промежуточная – андезитбазальтовым, мелководная – эксплозивно-эффузивным дациандезитовым [Рашидов, Сапожников, 2001].

Риф Аракане, расположенный на склоне Западно-Марианского подводного хребта, является обособленной подводной горой размером 1.8 × 1 км и поднимается с глубины 3500 м (см. рис. 4а). Минимальная глубина, зафиксированная над вершиной рифа, равна 10 м [Tsuda et al., 2015]. При драгировании здесь были подняты рифогенные известняки,

обломки кораллов и раковин, а также галька роговообманковых андезитов. Некоторые известняки покрыты железомарганцевыми корками.

На исследованном участке в районе бортового вала Тихоокеанской части Марианского жёлоба отмечен перепад глубин с 2500 до 4500 м (см. рис. 1, 4б), при драгировании подняты железомарганцевые корки с примазками известковых фосфоритизированных песчаников.

Минеральный состав железомарганцевых отложений

Изучение минерального состава опробованных железомарганцевых отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг показало, что они состоят из достаточно узкого набора рудных минералов, находящихся в разных соотношениях (табл. 2).

Идзу-Бонинская островная дуга. Образец В1-35/4, отобранный в районе скал Смита (см. рис. 1, 2, 3), представлен буро-черной железомарганцевой коркой, располагающейся на андезитовой породе. Корка, мощностью от 1 до 3 см (местами до 5 см), в основном состоит из плохо окристаллизованного Fe-вернадита с низкой степенью упорядоченности структуры (см. рис. 2, рис. 5а, 5б). В небольшом количестве присутствует плохо окристаллизованный Mn-фероксигит (см. рис. 5в, 5г), в качестве примеси присутствует бернессит (см. рис. 5д) в виде чешуйчатых агрегатов, а также встречается гетит (см. рис. 5е). Образец В1-14/А представляет собой угловатый обломок свежей пемзы, на поверхности которого сформировалась железомарганцевая корка

черного цвета. Минеральный состав этого образца иной, по сравнению с образцом В1-35/4, и основным рудным минералом в нем является бернессит, в качестве примеси присутствует Fe-вернадит; железистые минералы представлены гетитом. Полученные результаты хорошо согласуются с данными из работ [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008] и дополняют представления о минеральном составе ЖМО, опробованных в этом районе.

Образцы В1-46/5, В1-55/7 и В1-52/6 (см. рис. 1, 2, 3), отобранные в пределах подводной вулканической группы Софу, представляют собой угловатые обломки свежей пемзы; внутри первого образца наблюдались железомарганцевые прослойки, а поверхность второго – покрыта очень тонкой железомарганцевой пленкой. Образец В1-46/5 состоит в основном из хорошо окристаллизованного бернессита и вернадита (см. рис. 5ж, 5з) с незначительным количеством гетита. Поверхность измененного вулканического субстрата образца В1-55/7 покрыта очень тонкой железомарганцевой коркой, сложенной практически полностью из плохо окристаллизованных с низкой степенью упорядоченности структуры Fe-вернадита и Mn-фероксигита, а также бернессита в качестве примеси. Значительное преобладание марганцевых минералов над железистыми в образцах В1-14/А и В1-46/5 подтверждается высоким содержанием Mn и низким Fe, а также высоким отношением Mn/Fe, которое составляет 6.13 и 13.9 соответственно (табл. 3). Данные величины являются самыми высокими среди всех изученных нами образцов железомарганцевых отложений.

Таблица 2. Рудные минералы железомарганцевых отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг

№ образца	Генетический тип отложений	Минеральный состав образцов	
		Идзу-Бонинская дуга	Марианская дуга
В1-35/4	Гидрогенный	Fe-вернадит, гетит, Mn-фероксигит, бернессит (примесь)	
В1-55/7	Гидрогенный	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бернессит (примесь)	
В1-14/А	Гидротермальный (марганцевого состава)	Бернессит, Fe-вернадит (примесь), гетит	
В1-46/5	Гидротермальный (марганцевого состава)	Бернессит, вернадит, гетит (мало)	
В1-52/6	Гидротермальный (железистого состава)	Гематит, гетит, фероксигит, Fe-вернадит (примесь)	
В5-15/8	Гидрогенный		Fe-вернадит, гетит
В5-16/3а	Гидрогенный		Вернадит, гетит
В5-16-/3б	Гидрогенный		Вернадит, гетит, бернессит

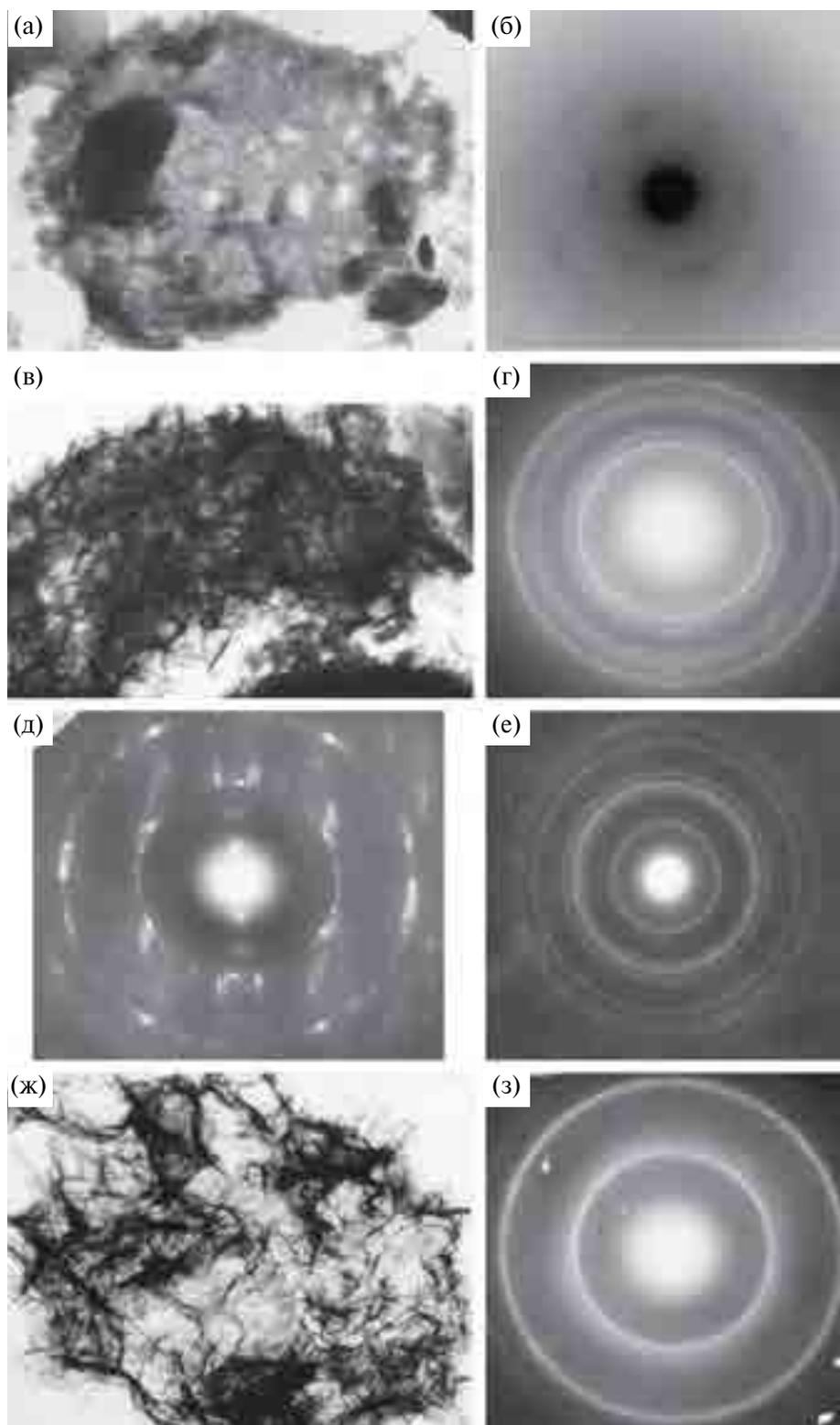


Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение (а) и микродифракционная картина частицы слабо окристаллизованного Fe-вернадита (обр. В1-35/4) (б); электронно-микроскопическое изображение (в) и микродифракционная картина частицы Mn-ферросигита (обр. В1-35/4) (г); микродифракционная картина частицы хорошо окристаллизованного бернессита (обр. В1-35/4) (д); микродифракционная картина частицы гетита (обр. В1-35/4) (е); электронно-микроскопическое изображение (ж) и микродифракционная картина (з) частицы вернадита (обр. В1-46/5).

Таблица 3. Химический состав железомарганцевых отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг

Элементы	Предел обнаружения	Идзу-Бонинская дуга					Марианская дуга		
		В1-35/4	В1-55/7	В1-14/А	В1-46/5	В1-52/6	В5-15-8	В5-16/3а	В5-16/3б
Si	0.005	8.63	8.34	12,25	9.38	20.90	3.32	2.17	6.35
Ti	0.0004	0.75	0.66	0.23	0.17	0.56	1.01	0.60	1.14
Al	0.007	2.61	4.37	3.11	3.03	7.14	0.80	0.84	2.08
Ca	0.009	3.40	3.85	1.48	6.83	4.70	3.80	20.10	3.29
Mg	0.005	1.57	1.26	1.30	1.28	1.28	1.45	0.76	1.11
Na	0.005	2.25	2.35	1.98	4.68	2.45	4.38	1.40	0.50
K	0.001	0.50	0.76	1.10	0.40	0.38	0.64	0.34	0.58
P	0.005	0.48	0.27	0.11	0.04	0.18	0.26	3.42	0.28
Fe	0.006	18.28	16.75	4.06	1.86	16.54	17.43	11.34	19.72
Mn	0.0001	15.31	18.78	24.87	25.92	0.24	20.07	15.40	20.40
Co	0.1	3847	3184	13.68	14.36	23.48	7849	2855	4827
Ni	0.4	2412	2874	12.86	43.01	11.43	3750	3687	3632
Cu	0.2	1275	1350	6.35	17.51	52.91	274.6	1207	697.0
Zn	0.9	569.0	517.3	5.28	58.76	114.6	501.0	474.6	554.8
Sr	0.2	1423	1512	658.4	395.6	193.4	1398	1677	1423
Ba	0.73	1286	1378	2106	286.0	78.54	954.5	1324	1282
Pb	0.06	1670	1642	4.67	8.83	7.12	1823	910.0	1670
Li	0.03	15.81	11.68	155.8	141.6	8.18	5.48	10.73	9.91
Be	0.02	3.49	2.96	0.32	0.26	0.38	3.87	4.17	3.93
Sc	0.2	12.71	10.36	9.33	6.15	18.43	9.08	14.32	10.27
V	0.8	595.8	538.2	455	82.7	255.5	587.4	402.5	546.5
Cr	0.8	26.40	13.78	28.6	5.49	3.71	8.80	8.33	13.84
Ga	0.03	5.02	4.95	5.08	4.98	6.78	4.55	4.53	5.21
Ge	0.014	1.64	2.17	3.14	0.75	7.54	1.31	1.08	1.51
As	0.1	357.6	178.4	24.8	19.04	36.65	264.2	145.8	230.3
Rb	0.04	8.46	6.36	4.06	5.02	5.95	4.38	6.00	14.07
Y	0.07	171.2	185.8	33.82	14.05	32.25	195.1	622.3	200.2
Zr	0.1	317.2	426.8	152.7	44.78	74.91	519.9	495.2	645.4
Nb	0.03	49.63	51.34	1.22	0.97	1.83	68.74	26.95	61.71
Mo	0.06	238.3	334.8	77.4	83.64	74.65	376.5	353.3	299.8
Cd	0.03	3.51	4.55	0.35	0.68	0.30	4.78	3.26	4.35
Cs	0.06	0.46	0.38	0.28	0.15	0.43	0.11	0.38	1.10
La	0.030	241.4	266.4	53.4	3.84	5.97	201.4	401.4	283.6
Ce	0.014	750.2	883.6	115.7	8.65	15.24	1005	737.8	966.6
Pr	0.008	49.76	52.32	8.33	1.33	2.25	56.73	54.58	55.23
Nd	0.008	203.5	222.7	42.83	6.24	10.95	232.6	229.5	227.0
Sm	0.01	44.45	42.68	7.76	1.72	3.45	49.82	47.72	49.21
Eu	0.006	10.00	9.85	3.47	0.55	1.00	11.92	10.23	11.47
Gd	0.007	45.05	48.93	11.13	2.05	4.12	53.67	55.31	52.50
Tb	0.005	7.50	7.82	1.34	0.38	0.78	8.85	9.31	8.95
Dy	0.009	40.60	52.37	7.56	2.39	5.07	50.02	59.57	50.83
Ho	0.005	8.30	11.44	1.48	0.55	1.16	10.41	15.33	10.90
Er	0.008	22.97	28.95	5.17	1.71	3.42	29.41	47.33	30.66
Tm	0.007	3.18	3.92	6.32	0.24	0.50	4.31	6.93	4.51
Yb	0.009	19.20	24.55	4.51	1.61	3.34	26.28	43.27	28.33
Lu	0.007	2.96	3.48	0.60	0.24	0.50	4.04	7.16	4.41
Hf	0.01	6.02	7.37	1.45	1.26	2.07	8.98	7.93	10.28
Ta	0.01	0.49	0.54	0.08	0.05	0.13	0.67	0.59	0.70
W	0.02	34.09	48.73	12.46	14.00	0.56	58.84	64.95	59.78
Tl	0.005	24.30	31.48	0.32	0.53	0.26	128.14	120.48	122.9
Th	0.007	53.86	44.88	0.42	0.40	0.50	39.10	2.39	33.30
U	0.003	10.84	11.36	1.38	1.62	2.35	12.61	10.05	12.00
Mn/Fe		0.84	1.12	6.13	13.9	0.014	1.15	1.36	1.03

Примечание. Содержание и пределы обнаружения элементов с Si по Mn даны в мас. %, с Co по U – в мкг/г.

Совершенно иной минеральный состав наблюдается в образце В1-52/6. Одна часть образца вишнево-красного цвета, достаточно рыхлая и практически полностью сложена гематитом, тогда как другая часть — буро-желтая, представлена гетитом (см. рис. 2, табл. 2). На поверхности некоторых обломков присутствует очень тонкая буро-черная пленка, состоящая из ассоциации Fe-вернадита и Mn-ферроксигита. Полученные данные существенно дополнили имевшуюся информацию [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008] о составе рудных железомарганцевых корок, отобранных в пределах подводной вулканической группы Софу.

Марианская островная дуга. Образец В5-15/8 (см. рис. 2, 4) отобран на рифе Аракане. В нем тонкая железомарганцевая корочка толщиной до 2 мм, расположенная на осадочном субстрате, сложена в основном Fe-вернадитом, в небольшом количестве присутствует гетит (см. табл. 2). При этом количества (мас. %) Mn и Fe близкие — 20.07 и 17.43 соответственно, марганцевый модуль составляет 1.15.

Образцы В5-16/3а и В5-16/3б (см. рис. 2, 4) отобраны на бортовом валу Тихоокеанской части Марианского желоба на глубине 2200 м. В образцах измененная порода субстрата покрыта тонкой черной пленкой, состоящей из вернадита, часто плохо окристаллизованного, гетита и небольшого количества бернессита в виде чешуйчатых агрегатов (см. табл. 2). Общим свойством вернадита и гетита является низкая степень их структурной упорядоченности и, как следствие, слабая окристаллизованность. В отличие от вернадита и гетита, бернессит достаточно хорошо окристаллизован, дифрактограммы характеризуются узкими интенсивными пиками с $d \sim 0.72$ и 0.36 нм, но его количество в образцах составляет не более 3–4%.

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют, в соответствии с минералогической типизацией [Богданова и др., 2008], что изученные нами образцы железомарганцевых отложений относятся к двум генетическим типам. Гидрогенные железомарганцевые корки — это образцы В1-35/4, В1-55/7 Идзу-Бонинской дуги и образцы В5-15/8, В5-16/3а, В5-16/3б Марианской дуги. Основными рудными минералами в них являются Fe-вернадит, вернадит, Mn-ферроксигит и гетит. Образцы В1-14/А, В1-46/5 и В1-52/6 из Идзу-Бонинской дуги относятся к низкотемпературным гидротермальным железомарганцевым отложениям, причем в первом и во втором образцах преобладают марганцевые минералы: бернессит, вернадит, а в третьем — железистые минералы: гематит, гетит (см. табл. 2). Результаты исследований достаточно хорошо сопоставляются с данными работ [Schulz, Hein, 1991; Hein et al., 2008]

по гидротермальным образцам ЖМО Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

Химический состав железомарганцевых отложений

Содержание рудообразующих металлов (мас. %) в гидрогенных железомарганцевых отложениях Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг (обр. В1-35/4, В1-55/7, В5-15/8, В5-16/3а и В5-16/3б) следующее: Mn — 15.31–25.92, Fe — 11.34–19.72; отношение Mn/Fe изменяется от 0.84 до 1.36 (см. табл. 3), что подтверждает их гидрогенную природу и в геохимическом отношении.

Содержание катионов цветных, тяжелых и редких металлов в этих же (гидрогенных) отложениях составляет (мкг/г): Co — 1867–7849; Ni — 2412–3750; Cu — 274.6–1350; Zn — 474.6–569.0; Pb — 910.0–1823; Sr — 1398–1677; Ba — 954–1378; Mo — 238–376; Cd — 3.26–4.78; Li — 5.48–15.81 (см. табл. 3). При этом более высокая концентрация Co, Ni отмечается в корках В5-15-8 и В5-16/3б Марианской дуги по сравнению с корками В1-35/4 и В1-55/7 Идзу-Бонинской дуги. Для катионов Cu наблюдается обратная картина: содержание их в корках Идзу-Бонинской дуги выше, чем в корках Марианской дуги. Остальные катионы тяжелых и редких металлов в железомарганцевых корках обеих дуг присутствуют в близких количествах. Вместе с тем установлено, что содержание перечисленных выше катионов металлов в ЖМО Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг сопоставимо с количеством этих катионов в железомарганцевых корках открытого океана [Аникеева и др., 2002; Батулин, 1993; Мельников, 2005, 2018; Новиков, 2018; Bau et al., 2014; Cronan, 1992; Halbach, 1986; Halbach et al., 1981; Hein, Koschinsky, 2014; Hein et al., 1997, 2000; deMatos et al., 2023; Novikov et al., 2021; Takahashi et al., 2007; Zhou et al., 2023].

Содержание большинства катионов редкоземельных металлов (РЗМ), в гидрогенных отложениях Идзу-Бонинской (образцы В1-35/4 и В1-55/7) и Марианской (образцы В5-15, В5-16/3а и В5-16/3б) дуг находящихся в степени окисления 3+, почти одинаковое — от первых мкг/г (2.96 для Lu) до тысячи мкг/г (1005 для Ce) (см. табл. 3). Для всех изученных образцов гидрогенных корок характерна ярко выраженная положительная аномалия катионов Ce^{3+} и сравнительно невысокая положительная аномалия катионов Nd^{3+} . Однако в образце В5-16/3а содержание катионов тяжелых редкоземельных металлов (Ho, Er, Tm, Yb и Lu) в 1.5–2 раза больше, чем в остальных образцах гидрогенных корок. Близкое содержание катионов Y отмечается в образцах В1-35/4, В1-55/7, В5-15/8 и В5-16/3б — 171.2–200.2 мкг/г, в образце В5-16/3а его содержание более чем в три раза больше — 622.3 мкг/г

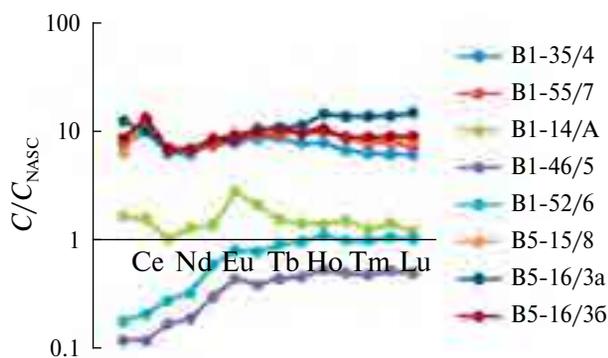


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в железомарганцевых отложениях разных генетических типов Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг, нормализованное на соответствующий элемент NASC.

(см. табл. 3). Сумма катионов РЗМ, включая Y, составляет от 1620.33 (обр. B1-35/4) до 2347.74 мкг/г (обр. B5-15/8). Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы Ce — от 31.4 (обр. B5-16/3а) до 49.5% (обр. B5-15/8).

Концентрации редкоземельных металлов в гидrogenных отложениях Идзу-Бонинской и Мариинской островных дуг, нормализованные на содержание соответствующего катиона в североамериканском сланце NASC [Gromet et al., 1984], характеризуются достаточно близким и равномерным распределением (рис. 6). На этом фоне отмечается общая тенденция — незначительная положительная аномалия катионов Ce^{3+} (см. рис. 6). Кроме того, в образце B5-16/3а наблюдается слабая положительная аномалия тяжелых катионов РЗМ, из которых наибольшая относится к катионам Ho^{3+} (см. рис. 6).

В отличие от гидrogenных железомарганцевых корок, содержание катионов Mn и Fe в низкотемпературных гидротермальных отложениях Идзу-Бонинской островной дуги существенно различается. В образцах B1-14/A и B1-46/5 содержание катионов Mn значительно больше содержания катионов Fe — 24.87 и 25.92 и 4.06 и 1.86 мас. % соответственно; отношение Mn/Fe в них 6.13 и 13.9, эти значения являются наиболее высокими среди изученных железомарганцевых отложений. В образце B1-52/6 отмечается противоположная картина: содержание катионов Fe (16.54 мас. %) значительно превосходит содержание катионов Mn (0.24 мас. %); отношение Mn/Fe является минимальным (0.014) среди всех изученных образцов (см. табл. 3).

Низкотемпературные гидротермальные железомарганцевые отложения Идзу-Бонинской островной дуги (обр. B1-46/5, B1-52/6) отличаются от гидrogenных отложений не только значительными вариациями Mn и Fe, о чем уже

говорилось, но и пониженным (на 1–2 порядка) содержанием катионов цветных, тяжелых и редких металлов (мкг/г): Co — 14.36–23.48; Ni — 11.43–43.01; Cu — 17.51–52.91; Zn — 58.76–114.6; Pb — 7.12–8.83; Sr — 193.4–395.6; Ba — 78.54–286.0; Cd — 0.30–0.68 (см. табл. 3). При этом содержание Co меньше на два порядка величины, Ni — на один порядок, а Zn и Cu — соответственно в 5 и 2 раза меньше в корке B1-52/6 железистого состава, чем в гидrogenных корках образцов B1-35/4 и B1-55/7 (см. табл. 3). Такая же тенденция отмечается для редких (Mo, Zr, Nb, Hf, W, Tl) и радиоактивных (Th и U) металлов (см. табл. 3). В то же время содержание катионов Li в низкотемпературной гидротермальной корке марганцевого состава (обр. B1-46/5) составляет 141.6 мкг/г, что примерно в 8–26 раз превышает его содержание в гидrogenных железомарганцевых отложениях Идзу-Бонинской и Мариинской островных дуг (см. табл. 3).

Следует отметить, что полученные нами данные о содержании катионов металлов в гидrogenных и низкотемпературных гидротермальных железомарганцевых отложениях находятся практически в том же диапазоне значений, что и для аналогичных отложений других районов Мирового океана [Аникеева и др., 2008; Батурин и др., 2011; Мельников, 2018; Новиков, 2018].

Концентрации катионов редкоземельных металлов в низкотемпературных гидротермальных образцах Идзу-Бонинской островной дуги низкие и сопоставимые. При этом в образце B1-52/6 корки железистого состава, уровень содержания РЗМ почти в два раза выше, чем в образце B1-46/5 корки марганцевого состава: от 0.24 (Tm, Lu) до 32.35 мкг/г (Y) (см. табл. 3). В обоих образцах среди редкоземельных металлов в наибольшем количестве содержатся Y, Ce, Nd (см. табл. 3). Сумма катионов РЗМ, включая Y, в образцах B1-46/5 и B1-52/6 составляет соответственно 45.55 и 90.00 мкг/г. Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы Y — 30.8 и 35.8%. Кроме того, содержание катионов РЗМ в низкотемпературных гидротермальных отложениях Идзу-Бонинской островной дуги на порядок ниже, чем в гидrogenных корках (обр. B1-35/4, B1-55/7) и в корках Мариинской дуги (обр. B5-15/8, B5-16/3а, B5-16/36) (см. табл. 3).

Распределение катионов РЗМ в низкотемпературных гидротермальных железомарганцевых образцах Идзу-Бонинской дуги указывает на три важные геохимические особенности. Во-первых, на отсутствие положительной цериевой аномалии, характерной для гидrogenных железомарганцевых корок; во-вторых, преобладание катионов тяжелых РЗМ над катионами легких РЗМ,

и в-третьих, значительное недосыщение низкотемпературных гидротермальных отложений всеми катионами редкоземельных металлов относительно гидrogenных корок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили получить новые данные о минеральном и химическом составе железомарганцевых отложений, отобранных в пределах Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

Результаты исследований свидетельствуют о том, что изученные нами образцы железомарганцевых отложений относятся к двум генетическим типам. Гидrogenными железомарганцевыми корками являются образцы В1-35/4, В1-55/7 Идзу-Бонинской дуги и образцы В5-15/8, В5-16/3а, В5-16/3б Марианской дуги. Основными рудными минералами в этих образцах являются слабо окристаллизованные с низкой степенью упорядоченности структуры Fe-вернаит и Mn-ферроксит, а также вернадит и гетит. К низкотемпературным гидротермальным железомарганцевым отложениям относятся образцы В1-14/А, В1-46/5 и В1-52/6 Идзу-Бонинской дуги с разным минеральным составом: в первых двух преобладают марганцевые минералы – хорошо раскристаллизованный бернессит и вернадит, в третьем – железистые минералы гематит и гетит.

Установлено, что содержание катионов Co, Ni в корках Марианской дуги (образцы В5-15-8 и В5-16/3б) существенно превышает их содержание в корках Идзу-Бонинской дуги (образцы В1-35/4 и В1-55/7). Для катионов Cu наблюдается обратная картина – меди содержится больше в корках Идзу-Бонинской дуги по сравнению с корками Марианской дуги. Содержание остальных тяжелых и редких металлов Pb, Cd, Ba, Sr и других в железомарганцевых корках этих дуг близкое. Концентрации большинства редкоземельных металлов в гидrogenных отложениях Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг сопоставимые: от первых мкг/г (2.96 для Lu) до тысячи мкг/г (1005 для Ce). Для всех изученных образцов гидrogenных корок характерна ярко выраженная положительная аномалия Se^{3+} и сравнительно невысокая положительная аномалия Nd^{3+} .

Низкотемпературные гидротермальные железомарганцевые отложения Идзу-Бонинской островной дуги (обр. В1-46/5, В1-52/6) содержат на 1–2 порядка меньше катионов цветных, тяжелых и редких металлов по сравнению с гидrogenными ЖМО этой же дуги. В то же время содержание катионов Li (141.6 мкг/г) в низкотемпературной гидротермальной корке В1-46/5 марганцевого состава в 8–26 раз больше содержания

этих катионов в гидrogenных ЖМО Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг. Концентрации редкоземельных металлов в низкотемпературных гидротермальных образцах Идзу-Бонинской островной дуги невысокие и составляют от 0.24 (Tm, Lu) до 32.35 мкг/г (Y), при этом в наибольшем количестве присутствуют катионы Y, Ce, Nd. Распределение катионов редкоземельных металлов в низкотемпературных гидротермальных железомарганцевых корках Идзу-Бонинской дуги указывает на три важные геохимические особенности. Во-первых, отсутствие положительной Ce-аномалии, характерной для гидrogenных железомарганцевых корок; во-вторых, преобладание катионов тяжелых РЗМ над катионами легких РЗМ; в-третьих, значительное недосыщение низкотемпературных гидротермальных корок всеми катионами РЗМ относительно гидrogenных корок.

В целом следует констатировать, что полученные нами данные по минеральному и химическому составу гидrogenных и низкотемпературных гидротермальных отложений Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг находятся в хорошем соответствии с характеристиками аналогичных отложений открытой части океана и вносят дополнительный вклад в изучение Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность Татьяне Михайловне Михайлик за редакцию графического материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий FMWEFMWE-2024-0018, FWME-2024-0012.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др.* Кобальт-богатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
- Аникеева Л.И., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. и др.* Железомарганцевые корки подводного вулканического массива Эдельштейна и подводного вулкана, расположенного к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 47–60.
- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.
- Батурин Г.Н.* Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А.* Особенности распределения микроэлементов в железомарганцевых корках со дна Охотского моря // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 213–219.

- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 1. С. 95–108.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Пузыристая лава со дна Охотского моря // *ДАН*. 2014. Т. 456. № 2. С. 207–212.
- Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А. Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана // *Геология рудных месторождений*. 2008. Т. 50. № 6. С. 526–534.
- Богданова О.Ю., Демина Л.Л., Новиков Г.В., Сивцов А.В. Низкотемпературные железистые образования – поисковый признак полиметаллических сульфидов гидротермальных полей Атлантического океана // *Разведка и охрана недр*. 2012. № 3. С. 25–30.
- Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железомарганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 165 с.
- Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования на подводных склонах Курильской островной дуги // *Вулканология и сейсмология*. 1989. № 9. С. 278–284.
- Горшков А.П., Абрамов Е.П., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // *Вулканология и сейсмология*. 1980. № 4. С. 65–78.
- Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // *Геохимия*. 2008. № 10. С. 1280–1303.
- Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: Южморгеология, 2005. 230 с.
- Мельников М.Е. Кобальтоносные железомарганцевые корки // *Мировой океан*. Т. III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 267–322.
- Новиков Г.В. Ионообменные свойства рудных минералов океанских железомарганцевых образований // *Мировой океан*. Т. III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 355–497.
- Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана / Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
- Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // *Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами*. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.
- Рашидов В.А., Сапожников Е.А. Геолого-геофизические исследования подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга) // *Вулканология и сейсмология*. 2001. № 4. С. 39–47.
- Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В. Железомарганцевые корки и конкреции Курильской островной дуги: их строение, состав генезис // *Литология и полез. ископаемые*. 1989. № 4. С. 30–40.
- Allen Sh.R., Fiske R.S., Tamura Y. Effects of water depth on pumice formation in submarine domes at Sumisu, Izu-Bonin Arc, Western Pacific // *Geology*. 2010. V. 38(5). P. 391–394.
<https://doi.org/10.1130/G30500.1>
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // *Chem. Geol.* 2014. V. 381. P. 1–9.
- Cronan D.S. *Marine Minerals in Exclusive Economic Zones*. London: Chapman and Hall, 1992. 209 p.
- Gromet L.P., Dymek R.F. et al. “The North American Shale Composite”: Its composition, major, and trace element characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)
- Glasby G.P., Iizasa K., Yuasa M., Usui A. Submarine Hydrothermal Mineralization on the Izu–Bonin Arc, South of Japan: An Overview // *Marine Georesources and Geotechnology*. 2000. V. 18(2). P. 141–176.
<https://doi.org/10.1080/10641190009353785>
- Glasby G.P., Chercashov G.A., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A., Slovitsov I.B. Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian Island arcs, N.W. Pacific // *Mar. Geol.* 2006. V. 231. P. 163–180.
- Halbach P. Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts // *Geol. Resch.* 1986. Bd. 75. H. 1. P. 235–247.
- Halbach P., Scherhag C., Hebisch V., Marchig V. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean // *Miner. Deposita*. 1981. V. 16. P. 59–84.
- Hein J.R., Koschinsky A. Deep-ocean ferromanganese crusts and nodules // *Treatise Geochem.* 2014. V. 13. P. 273–91.
- Hein J.R., Koschinsky A., Halbach P. et al. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific // *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits* / Eds K. Nicholson, J.R. Hein, B. Buchhorn, S. Dasgupta // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 1997. V. 119. P. 123–138.
- Hein J.R., Koschinsky A., Bau M. et al. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific // *Handbook of Marine Mineral Deposits* / Ed. D.S. Cronan. Boca Raton, London, N. Y., Washington, D.C.: CRS Press, 2000. P. 239–279.
- Hein J.R., Marjorie S., Schulz M.S. et al. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin Arc system, Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. B08S14.
<https://doi.org/10.1029/2007JB005432>
- de Matos C.S., Benites M., Jovane Li., Ulsen C. Chemical-mineralogical characterization of critical elements into ferromanganese crusts // *J. Mater. Res. Technol.* 2023. V. 25. P. 5633–5649.
- Karandashev V.K., Turanov A.N., Orlova T.A. et al. Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects // *Inorg. Mater.* 2008 V. 44. P. 1491–1500.
- Knaack D.R., Sullivan K., Brown D.J. et al. Geochemical and mineralogical composition of ferromanganese precipitates from the southern Mariana arc: Evaluation, formation, and implications // *Chem. Geol.* 2012. V. 568. 120132. 20 p.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120132>

- Minami H., Tani K.* Morphological evidence of an explosive eruption event in October 2023 at Sofu Seamount in the Izu-Bonin Arc // *Mar. Geol.* 2024. V. 477. 107405. 17 p. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107405>
- Novikov G.V., Sedysheva T.E., Lobus N.V., Bogdanova O. Yu.* Cobalt-rich ferromanganese crusts of the Govorov guyot of the Magellan seamounts of the Pacific Ocean: conditions of occurrence, mineralogy, and geochemistry // *Oceanology*. 2021. V. 61(6). P. 1026–1039. <https://doi.org/10.1134/S0001437021060102>
- Schulz M.N., Hein J.R.* Petrography and chemistry of hydrothermal manganese oxyhydroxides from the Mariana and Izu-Bonin volcanic Arc, West Pacific // *Open File Report 91-557*. U. S. Department of the Interior Geological Survey, 1991. 80 p.
- Takahashi Y., Manceau A., Geoffroy N., Marcus M.A., Usui A.* Chemical and structural control of the partitioning of Co, Ce, and Pb in marine ferromanganese oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 984–1008.
- Tsuda R.T., Vroom P.S., Page-Albino K.N., Giuseffi L.* Marine Benthic Algae from Seamounts along the Mariana Islands, Western Pacific // *Micronesica*. 2015. V. 4. P. 1–19.
- Usui A., Someya M.* Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // *Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits* / Eds K. Nicholson, J.R. Hein, B. Buhn, S. Dasgupta // *Geol. Soc. Publ.* 1997. V. 119. P. 177–198.
- Usui A., Yuasa M., Yokata S. et al.* Submarine manganese deposits from the Ogasawara (Bonin) Arc, of Japan Islands // *Mar. Geol.* 1986. V. 73. P. 311–322.
- Yamaoka K., Ma L., Hishikawa K. et al.* Geochemistry and U-series dating of Holocene and fossil marine hydrothermal manganese deposits from the Izu-Ogasawara arc // *Ore Geology Review*. 2017. V. 87. P. 114–125. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.025>
- Yuasa M.* Sofugan tectonic line. A new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) Arc, northwest Pacific // *Formation of Active Ocean Margins* / Eds N. Nasu et al. Tokio: TERRAPUB, 1985. P. 483–496.
- Yuasa M.* Origin of along-arc geologic variations of the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1992. V. 43(7). P. 457–466.
- Yuasa M., Murakami F., Saito E., Watanabe K.* Submarine Topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // *Bull. Geol. Serv. Japan*. 1991. V. 12(12). P. 703–743.
- Yuasa M., Nochara M.* Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1992. V. 43(7). P. 421–456.
- Zhou J., Liu J., Yang S. et al.* Microstratigraphic geochemical characteristics of ferromanganese crust from central Pacific: Implication for the role of Fe and Mn in REY enrichment // *Chem. Geol.* 2023. V. 637. 121665. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121665>

NEW MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ORE FERROMANGANESE DEPOSITS OF THE IZU-BONIN AND MARIANA ISLAND ARCS

G. V. Novikov¹, V. A. Rashidov^{2,*}, O. Yu. Bogdanova¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

^{*}*e-mail: rashidva@kscnet.ru*

Some features of the ferromanganese deposits of the Izu-Bonin and Mariana Island arcs tested in the 1st (1977) and 5th (1978) flights of the R/V *Volcanologist* are considered. Two types of genetic deposits have been identified – hydrogenic and low-temperature hydrothermal. The main ore minerals of hydrogenic ferromanganese deposits are poorly crystallized structures with a low degree of ordering Fe-vernadite and Mn-feroxygite, with a smaller amount of goethite and bernessite. Low-temperature hydrothermal deposits consist either primarily of bernessite, as well as vernadite and goethite, or of hematite, goethite and feroxygite. Hydrogenic ferromanganese deposits of the Izu-Bonin and Mariana Island arcs are characterized by a Mn/Fe ratio of 0.84–1.36, for low-temperature hydrothermal deposits of the Izu-Bonin arc it is 6.13–13.9. It was found that the content of Co, Ni and Cu is significantly higher in the crusts of the Mariana arc compared with the crusts of the Izu-Bonin arc. The contents of the remaining cations of heavy and rare metals – Pb, Cd, Ba, Sr and others – in the crusts of both arcs are close to each other. The content of most rare earth metal cations in the hydrogenic deposits of the Izu-Bonin and Mariana arcs is comparable to each other. Low-temperature hydrothermal ferromanganese deposits of the Izu-Bonin arc differ significantly from hydrogenic deposits with a low (by 1–2 orders of magnitude) content of cations of non-ferrous, heavy and rare metals. The contents of rare earth metal cations in low-temperature hydrothermal samples of the Izu-Bonin arc are low and range from 0.24 (Tm, Lu) to 32.35 mcg/g (Y). Among all rare earth metal cations, Y, Ce, Nd are present in the largest amounts in these samples. Among all rare earth metal cations, Y, Ce, and Nd are present in the largest amounts in these samples.

Keywords: Izu-Bonin and Mariana Island arcs, ferromanganese crusts, ore manganese and ferruginous minerals, cations of rare earth, heavy metals