

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

№ 91/2022

Главный редактор

О. В. ПЕТРОВ

Editor-in-Chief

Oleg PETROV

Санкт-Петербург ♦ Издательство ВСЕГЕИ

Главный редактор:

Петров О.В., член-корреспондент РАН (ВСЕГЕИ)

Editor-in-Chief:

Petrov O.V., Corr. Member of RAS (VSEGEI)

Заместитель главного редактора:

Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Deputy Editor-in-Chief:

Tolmacheva T.Yu., D.Sc. (VSEGEI)

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Бортников Н.С., академик РАН (ИГЕМ РАН)
Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)
Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)
Ермилова О.К. (ВГБ)
Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)
Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Котов А.Б., член-корреспондент РАН (ИГГД РАН)
Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук
Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Розанов А. Ю., академик РАН (ПИН РАН)
Сысоев А.П., д-р технических наук (ВСЕГЕИ)
Ханчук А.И., академик РАН (ДВГИ ДВО РАН)
Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)
Шатов В.В., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc. (SPbU)
Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc. (IGEM RAS)
Vyalov V.I., D.Sc. (MSU)
Egorov A.S., D.Sc. (SPMU)
Ermilova O.K. (RGL)
Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI)
Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI)
Kotov A.B., Corr. Member of RAS, D.Sc. (IPGG RAS)
Larichev A.I., PhD (VSEGEI)
Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)
Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)
Morozov A.F., PhD
Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI)
Rozanov A. Yu., Academician of RAS (PIN RAS)
Sysoev A.P., DScTech (VSEGEI)
Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc. (FEGI FEB RAS)
Khudoley A.K., D.Sc. (SPbU)
Seltmann R., D.Sc. (Natural History Museum, London)
Shatov V.V., PhD (VSEGEI)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала:

на русском языке: <http://reggeom.ru/>

на английском языке (аннотации): <http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php>

Журнал распространяется через подписной каталог ГК «Урал-Пресс». Подписной индекс 71938.

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: А. М. Смирнова, О. Н. Алексеева, Д. И. Болотина, Е. А. Зотова, А. С. Смирнова, О. Е. Степурко

Подписано в печать 21.09.2022. Дата выхода в свет 26.09.2022. Печ. л. 13,25. Уч.-изд. л. 14,23. Формат 60 × 84/8.

Тираж 100 экз. Заказ № 80000647. Цена свободная

Адрес редакции и издателя

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.
Журнал «Региональная геология и металлогения».
Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)
E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72,
Санкт-Петербург, Россия, 199178.
Тел. (812) 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru
www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

REGIONAL GEOLOGY

- Л. А. Дараган-Суцова, О. В. Петров,
Ю. И. Дараган-Суцов, Д. И. Леонтьев* 5
История формирования Арктического бассейна
и Северного Ледовитого океана по сейсмическим
и геологическим данным
- Л. А. Daragan-Sushchova, O. V. Petrov,
Yu. I. Daragan-Sushchov, D. I. Leont'ev*
The formation history of the Arctic Basin
and the Arctic Ocean according
to seismic and geological data
- В. Ю. Забродин* 31
Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб
Сибирской платформы (Дальний Восток)
- V. Yu. Zabrodin*
Ayano-Shevlinsky pericratonic basin
of the Siberian Platform, Far East of Russia
- Л. В. Соколова* 45
Конодонты лландовери (нижний силур) обнажения 229
на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала)
- L. V. Sokolova*
Llandovery conodonts from the outcrop 229
of the River Kozhym (Western slope of Subpolar Ural)
- В. Е. Гузев, А. В. Молчанов, Е. И. Хорохорина,
В. В. Семенова* 52
Петролого-геохимические характеристики
карбонатитов Мальджангарского массива
(Анабарский щит)
- V. E. Guzev, A. V. Molchanov, E. I. Khorokhorina,
V. V. Semenova*
Petrological and geochemical characteristics
of carbonatite in the Maldzhangar massif
(Anabar shield)
- В. А. Душин, С. Г. Суставов, Д. И. Прокочук,
А. К. Трутнев, В. С. Козьмин* 68
Первая находка алмаза
из нижнепермских отложений
в районе истоков р. Сылва (Свердловская область)
- V. A. Dushin, S. G. Sustavov, D. I. Prokopchuk,
A. K. Trutnev, V. S. Kozmin*
First discovery of a diamond
from Lower Permian deposits in the area
of the Sylva River headwaters (Sverdlovsk Region)
- О. Н. Мальных* 79
Средний размер алмазов в мел-кайнозойских
прибрежных алмазоносных отложениях Атлантического
побережья Южной Африки и история формирования
алмазных россыпей этого региона
- O. N. Malykh*
Mean size of diamonds in the Cretaceous-Cenozoic
coastal diamondiferous deposits of the Atlantic coast,
South Africa, and the formation history
of diamond placers in this region

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

METALLOGENY

- В. Г. Колокольцев, С. А. Сергеев* 87 *V. G. Kolokoltsev, S. A. Sergeev*
Происхождение и U-Pb изотопный возраст
детритовых цирконов Ярегского нефтетитанового
и Пижемского титанового месторождений (Тиман)
Origin and the U-Pb isotopic age
of detrital zircons from the Yaregsk oil-titanium
and Pizhensk titanium deposits (Timan)
- С. И. Турченко* 97 *S. I. Turchenko*
Мафит-ультрамафитовый магматизм
без металлов платиновой группы
и их содержащих: тектоно-петрологические
и глобальные мантийные причины явления
Mafic-ultramafic magmatism
without PGE and with them:
tectonic petrologic
and global mantle causes of such phenomenon

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

MEMORIALS

- Константин Михайлович Худoley 102 *Konstantin Mikhailovich Khudoley*
(1922–2007).
К 100-летию со дня рождения
(1922–2007).
To the 100th anniversary of the birth

Л. А. ДАРАГАН-СУШОВА, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
Ю. И. ДАРАГАН-СУШОВ (ВНИИОкеангеология), Д. И. ЛЕОНТЬЕВ (ВСЕГЕИ)

История формирования Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана по сейсмическим и геологическим данным

По сейсмическим и геологическим данным установлено, что замкнутая геодепрессия Арктического бассейна возникла не ранее поздней юры – мела на месте обширного материка, постепенно заливаемого морем. Большая часть Северного Ледовитого океана до середины мезозоя представляла собой древнюю платформу (Арктиду), в разной степени переработанную разновозрастной складчатостью и процессами континентального рифтогенеза, в результате которого в Центрально-Арктической области образовалась субмеридиональная система грабенов и горстов, свидетельствующих о процессах растяжения и блоковых движениях. Дальнейшее погружение бассейна привело к формированию современного Северного Ледовитого океана лишь в неогене. Обязательным морфологическим и геологическим признаком зарождающегося океана является наличие триады шельф–склон–глубоководная равнина. Эволюция осадочного чехла Северного Ледовитого океана проиллюстрирована комплектом сейсмофациальных карт, построенных в результате анализа взаимоувязанных сейсмофациальных профилей, пересекающих основные морфоструктуры.

Ключевые слова: Арктический бассейн, Северный Ледовитый океан, сейсмофациальный анализ, возраст, концепции.

L. A. DARAGAN-SUSHCHOVA, O. V. PETROV (VSEGEI),
YU. I. DARAGAN-SUSHCHOV (VNIIOkeangeologia), D. I. LEONT'EV (VSEGEI)

The formation history of the Arctic Basin and the Arctic Ocean according to seismic and geological data

Seismic and geological data suggest that the closed geodepression of the Arctic Basin emerged not earlier than in the Late Jurassic – Cretaceous on the site of a vast continent, gradually flooded by the sea. Until the mid-Mesozoic, most of the Arctic Ocean was an ancient platform (Arctida), reworked to varying degree by uneven folding and continental rifting, which resulted in the formation of a submeridional system of grabens and horsts in the Central Arctic Region, indicating extension processes and block movements. Further subsidence of the basin led to the formation of the recent Arctic Ocean not earlier than in the Neogene. An obligatory morphological and geological feature of the emerging ocean is the presence of the shelf–slope–deep-sea plain triad. The evolution of the sedimentary cover of the Arctic Ocean is illustrated by a set of seismic facies maps compiled after analyzing interconnected seismic facies lines that intersect major morphostructures.

Keywords: Arctic Basin, Arctic Ocean, seismic facies analysis, age, concepts.

Для цитирования: Дараган-Сушова Л. А. История формирования Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана по сейсмическим и геологическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. И. Леонтьев // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 5–30. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_5-30.

Северный Ледовитый океан (СЛО) или Арктический бассейн (по [2] это синонимы) является самым молодым океаном планеты. Для него характерны наименьшие размеры площади, относительно небольшие для океана средние глубины, обширные шельфы, осадочные бассейны которых сформировались задолго до появления глубоководных впадин [8]. Замкнутый характер бассейна, окруженного практически со всех

сторон сушей, и малый размер глубоководных впадин по сравнению с окружающими их материковыми областями и шельфами больше соответствует Средиземному морю, чем океану [29]. В Арктическом бассейне нет глубоких желобов и зон Бенъофа, а скорость разрастания океанической коры считается минимальной. Современная морфоструктура Арктического бассейна представлена двумя бассейнами: Евразийским,

типично спрединговым со срединным океаническим хребтом Гаккеля, котловинами Нансена и Амундсена, и Амеразийским, с глубоководной Канадской котловиной, морем Бофорта, поясом Центрально-Арктических поднятий и впадин, погруженных на разную глубину.

Ввиду практически полной закрытости акватории бассейна для непосредственных наблюдений, основную информацию о геологическом строении этого обширного региона дает сейсморазведка. Помимо научного интереса, повышенное внимание международного сообщества к Арктическому бассейну обусловлено его возросшим политико-экономическим значением. Наиболее весомыми аргументами являются огромный доказанный углеводородный потенциал арктических шельфов и глубоководья, а также стремление государств (в том числе России) к расширению внешних границ континентальных шельфов в Арктике. Также немаловажны значительные биоресурсы Арктического бассейна и фактор кратчайшего расстояния при транспортировке грузов по Северному морскому пути в условиях прогрессирующего таяния круглогодичного ледового покрова. В связи с этим, в последние десятилетия в прироссийской части Арктики возросло количество и качество сейсмических работ, дополненное драгированием донного обломочного материала, глубоководным бурением и геологическими данными по обнажениям материкового обрамления и островов. С историко-геологических позиций главный источник фактического материала для расшифровки строения осадочного чехла и реконструкции последовательности событий в акватории Арктического региона в динамическом аспекте, то есть основа для построения геологической модели – сейсмическое профилирование. Итогом сейсморазведочных работ является «рентгеновский» снимок слоистой структуры бассейна, расшифровка которого методами сейсмостратиграфии позволяет провести стратификацию осадочного чехла и выполнить палеоструктурный и сейсмофациальный анализы.

Интерпретация лавинообразно поступающих сейсмических материалов и массового донного опробования на подводных возвышенностях вступает в противоречие со многими существующими концепциями и моделями формирования СЛО, причем чем дальше, тем больше. Преобладают плейт-тектонические реконструкции, построенные на палеомагнитных определениях широтного местоположения континентов и террейнов и их азимутальной ориентировке в конкретные отрезки времени, а также на магнитостратиграфической трактовке линейных магнитных аномалий [19; 23; 39; 53; 67; 71]. Линейные магнитные аномалии (ЛМА) в соответствии со спрединговой парадигмой считаются хронологическими реперами событий [23; 58; 69]. Согласно плейт-тектоническим построениям, современный СЛО сложился начиная с поздней юры, в процессе распада вегенеровской Пангеи, и не обнаруживает преемственности от предыдущих бассейнов

подобного типа [39]. Другие исследователи считают, что предшественником СЛО был Протоарктический океан [20]. Недостатки плейт-тектонических моделей очевидны [25], они исключительно кинематические, без историко-геологического обоснования. Все модели различаются между собой, обеспеченность фактическим материалом и валидность палеомагнитных определений не приводятся, т. е. такие реконструкции нельзя подтвердить или опровергнуть. Анализированных образцов для таких глобальных заключений совершенно недостаточно, для глубоководной части СЛО их просто нет.

Вопросы возникают и к многочисленным геодинамическим и геолого-геодинамическим концепциям, основанным на предположениях о природе глубинных процессов [3; 4; 23; 24; 26; 27; 38]. Многообразие концепций по моделированию истории формирования Арктического бассейна, особенно кинематических и геодинамических, обусловлено их умозрительным характером, с минимумом фактов и даже их полным отсутствием. По последним данным, современная океаническая кора представлена древними, преимущественно докембрийскими, меланжированными и метаморфизованными ультрабазитами и молодыми позднемезозойскими и кайнозойскими базальтами. Разброс цифр абсолютного возраста в Срединном Атлантическом хребте отличается на миллиарды лет [35; 40]. Природа протолита океанической коры остается неопределенной. Поэтому находки офиолитов в Арктике [20; 36] не могут служить однозначным признаком существования крупного океанического бассейна на месте СЛО в прошлом. Есть мнение [6], что океаническая кора отличается от офиолитов континентов.

В настоящем моменте доминируют представления о трехэтапном погружении бассейна до океанических глубин [46; 59]. На первом этапе, начиная с верхней юры, происходит погружение Канадской котловины, вызванное ротационным вращением Аляскинско-Чукотской микроплиты [51]. Далее на протяжении верхнего мела формируется котловина Макарова, трактуемая как «пул-апарт бассейн». И, наконец, на рубеже палеоцен-эоцена в связи с расколом континентальной коры Баренцево-Карского шельфа возникает океанический Евразийский бассейн, и происходит внедрение магматического материала на хр. Гаккеля и начинается спрединг. Однако последние геологические реконструкции формирования СЛО, основанные, в первую очередь, на сейсмостратиграфическом расчленении разреза осадочного чехла, корреляции сейсмокомплексов по латерали и привязке отражающих горизонтов и сейсмокомплексов к скважинам и обнажениям, приводят к выводу, что опускания по всему Арктическому бассейну до батинальных и абиссальных глубин произошли одновременно в результате вертикальных дифференцированных движений, в олигоцене [31; 32] или в среднем миоцене [12; 13].

В предлагаемой работе суммируются результаты предшествующих исследований авторов [1; 12; 13; 37; 62–65; 70], выполненных по отдельным структурам Евразийского и Американо-Азиатского бассейнов, подтвержденные геологической информацией, в том числе результатами драгирования, бурения и наземных геологических наблюдений. Геологические данные должны лишь ограничивать геофизические модели. Для такой закрытой и труднодоступной территории, как Арктический бассейн, это – единственный путь решения поставленных задач. Общая концепция развития СЛО не должна противоречить сейсмическим и геологическим данным.

Фактические данные и методика их интерпретации. Поскольку в СЛО вещественный состав толщ практически неизвестен, основным источником информации – сейсмофациальный анализ. Только он может показать фациальную обстановку осадконакопления. Воссоздание истории формирования Арктического бассейна и СЛО базируется на расчленении разрезов каркаса взаимовязанных сейсмических профилей МОВ ОГТ, выделении отражающих горизонтов (ОГ) и квази-синхронных сейсмокомплексов (КССК) как на шельфе, так и в глубоководной области преимущественно прироссийской части СЛО. На шельфах сейсмические разрезы в основном получены с длинами приемного устройства около 8 км. В глубоководной части Арктического бассейна только

небольшая часть профилей получена с длиной косы 4,5–8,0 км, остальные профили – с косой 0,6 км. Сейсмическое профилирование выполнялось различными организациями, главным образом МАГЭ (Мурманск), ДМНГ (Южно-Сахалинск), Севморгео, ГНИНГИ (Санкт-Петербург), все профили прошли стандартный современный граф обработки. Для возрастной идентификации ОГ и КССК использовались результаты глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова (скв. АСЕХ-302) [55], данные из глубоких скважин, пробуренных на Аляскинском шельфе в Чукотском море [43], и геологические наблюдения на арктических островах и материке. Большое количество региональных сейсмических профилей позволило построить серию структурных карт и карт мощностей, а также сейсмофациальных профилей. Для сейсмофациального анализа выбраны профили (рис. 1), пересекающие основные морфоструктуры в регионе, отчетливо фиксирующие косослоистые фации в разных частях разреза (от мела до неогена) и позволяющие увязать их между собой в плане. Построена серия палеотектонических, литогеохимических и палеогеографических карт.

Для построения сейсмофациальных карт были использованы карты мощностей по соответствующим сейсмокомплексам, все имеющиеся данные волнового поля (динамические характеристики) и пластовые скорости ($V_{пл}$) этих комплексов. В первую очередь, анализировались динамиче-

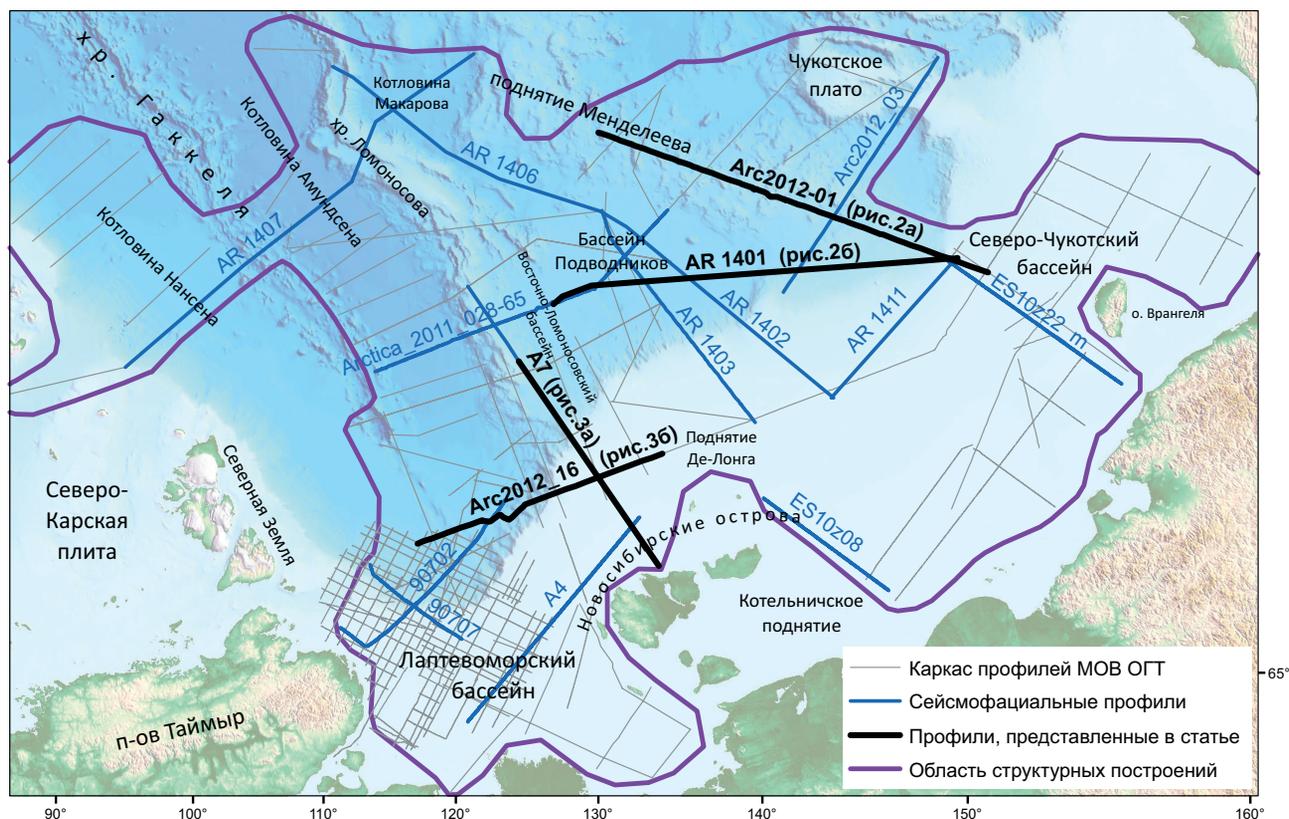


Рис. 1. Схема расположения сейсмофациальных профилей

ские и кинематические характеристики комплекса, которые позволяют прогнозировать условия осадконакопления. Данные потенциальных полей учитывались только в той мере, в какой они не противоречат новой сейсмической информации по строению чехла бассейна. Давно доказано, что разрешающая способность сейсмометрии позволяет с максимальной детальностью выделять и картировать трехмерные тела произвольной конфигурации в недрах, и на один-два порядка и более превышает таковую у всех остальных методов геофизики [21].

Участки с прерывистыми неинтенсивными осями синфазности и $V_{пл}$, характерными для терригенных пород, прогнозируются как сейсмофации мелкого моря и прибрежных равнин; с более интенсивными протяженными ОГ при тех же $V_{пл}$ — как сейсмофации нерасчлененного шельфа; с еще более интенсивными протяженными ОГ и несколько большими $V_{пл}$ — как сейсмофации глубокого шельфа (с глубинами 0–200 м); с первично наклонными клиноформными и ломаными ОГ — сейсмофации склона и т. д. Все эти особенности прогнозирования осадочного разреза подробно описаны в литературе [22; 34], подходы к корреляции ОГ Арктического бассейна и их стратиграфической идентификации эволюционно изложены нами ранее [1]. Применяя приемы сейсмостратиграфии, по отражающим горизонтам и волновым полям сейсмокомплексов удается выявить не только структуру осадочного чехла, но и прогнозировать распределение сейсмофаций в разрезе и проследивать их по латерали на большие расстояния.

Далее анализировались и ранжировались границы распространения комплексов и их характеристики: отсутствие сейсмических материалов, граница осадки/складчатость, эрозионный срез, прилегание/налегание, сброс/взброс и т. п. Обозначение сейсмофациальных зон, ранжирование их границ и разломов отражено в условных обозначениях.

Сейсмофациальные карты и анализ мощностей основных сейсмостратиграфических комплексов осадочного чехла СЛО. Комплект сейсмофациальных карт, отражающих эволюцию осадочного чехла СЛО, а, значит, историю его формирования, построен для основных сейсмостратиграфических подразделений брукского комплекса, отвечающих следующим этапам формирования осадочных бассейнов — доаптскому (ОГ LCU–BU), апт-альбскому (ОГ BU–K2), поздне меловому (K2–pCU), палеоценовому (ОГ pCU–EoU), эоценовому (ОГ EoU–UB), олигоцен-среднемиоценовому (ОГ UB–RU) и среднемиоцен-четвертичному (ОГ RU–дно). Брукский мезозойско-кайнозойский комплекс выполнен исключительно терригенными породами. Особенное внимание было уделено тем профилям, на которых без нарушений отображается классическая смена обстановок: мелкий и глубокий шельф, склон, глубоководье. Такие цепочки смены сейсмофаций

превосходно отмечаются на композитных профилях Arc 12-01_Es10z22m, AR 14-01_Es10z22m в Амеразийском бассейне (рис. 2) и A7, Arc 12-16 в Евразийском бассейне (рис. 3). На профилях Arc 12-01_Es10z22m, AR 14-01_Es10z22m в Амеразийском бассейне отмечаются классические шельфовые косослоистые фации в апт-альбских и верхнемеловых отложениях, проградация которых на северо-западе и севере доходит до седловины Кучерова и поднятия Менделеева, далее они сменяются склоновыми фациями и фациями слабо (с глубинами до 1 км) и умеренно (глубиной до 1,5 км) погруженных котловин. То есть относительно современного склона смещается на север на 220 км, на северо-запад на 600 км. Затем в палеоцене–эоцене наступает этап стабилизации с шельфовыми глубинами до 200 м и выше. В олигоцене–нижнем миоцене склоновые фации смещаются относительно современного склона на юг на 100 км и на юго-восток на 60 км. Со среднего миоцена склоновые фации проградационно занимают современное положение и переходят к северу и северо-западу в фации глубоко погруженных котловин с глубинами выше 1,5 км и до современных глубин. В Евразийском бассейне в меловых отложениях проградационных фаций не наблюдается (рис. 3). Впервые проградационные фации фиксируются здесь в олигоцене–нижнем миоцене, причем они примерно совпадают с современными склоновыми фациями, только опускание в этом КССК происходит до значительно меньших глубин, чем в перекрывающем его комплексе.

Наиболее ранние горизонты недеформированного осадочного чехла сохранились в области развития позднекаледонского (франклинского) складчатого фундамента, формируя элсмирский комплекс каменноугольно-юрского возраста [11]. Судя по геологии предгорья хр. Брукса и глубоким скважинам Аляскинского шельфа, верхнепермские толщи (ОГ PU — акустический фундамент) имеют морской генезис и представлены терригенно-карбонатной толщей (аналог формации Лисбурн) с известняками, алевролитами и пачками кремней. Выше лежащие преаптские сейсмокомплексы имеют терригенный состав. Они формировались в пределах морского бассейна типа эпиконтинентального шельфа. Сейсмокомплексы ОГ PU–JU, JU–LCU на больших отрезках профилей имеют стабильную, схожую друг с другом, постепенно меняющуюся волновую картину, что, несомненно, свидетельствует о единстве бассейна, в котором они формировались, и о близких фациальных характеристиках. По динамическим характеристикам это фации нерасчлененного и глубокого шельфа. На востоке и западе распространения раннебрукского готерив-барремского комплекса (ОГ LCU–BU) выделяются зоны глубокого шельфа, а по центру и на поднятии Де-Лонга — нерасчлененный шельф с глубинами не более 200 м (рис. 4).

Реконструкция ареала осадочных бассейнов до позднекимммерийских (преаптских) событий

показала, что в это время существовало три главных бассейна осадконакопления на франклинском складчатом основании – Северо-Чукотский, Жохова и Подводников. Бассейны Северо-Чукотский и Жохова представляли собой практически единую отрицательную структуру с двумя эпицентрами осадконакопления. Бассейны Подводников и Северо-Чукотский соединялись через седловину Кучерова. Общая мощность преаптских отложений на франклинском складчатом основании: до 7,2 км для Северо-Чукотского бассейна, до 6,8 км для бассейна Жохова и до 4,4 км для бассейна Подводников. Северо-Чукотский бассейн распространялся до Чукотского поднятия, где мощность накопленных толщ в различных грабенах и горстах сильно варьируется от 2,0 до 5,6 км. Остальные осадочные бассейны значительно менее выразительны как по размерам, так и по объему накопленных осадков. Судя по срезанию изопахит, современными границами распространения этой толщи, ее ретроспективная площадь была шире и в результате последующей складчатости она вошла в состав позднекиммерийского фундамента.

Площадь распространения апт-альбского КССК (ОГ ВU–K2) значительно увеличивается (рис. 5). Кроме трех эпиэлсмирских бассейнов, появляются Восточно-Ломоносовский, Восточно-Сибироморский и Южно-Чукотский бассейны. Апт-альбский комплекс накапливается в отдельных впадинах Евразийского бассейна, в котловине Макарова и на современном склоне Лаптевоморского бассейна, захватывая Новосибирский прогиб, образованный на продолжении Восточно-Ломоносовского бассейна. На шельфе северо-востока также возникает серия мелких грабенов и небольших бассейнов. Наибольший объем комплекса отмечен в Северо-Чукотском бассейне (до 5,2 км), который практически распространяется в бассейн Жохова и седловину Кучерова и далее в бассейн Подводников и седловину Толля, где постепенно выклинивается до 0,2 км. Это фактически единый трехлучевой бассейн с эпицентром в Северо-Чукотском бассейне. В узком Восточно-Ломоносовском бассейне и в Новосибирском прогибе мощность комплекса достигает 2,4–3,0 км. В Южно-Чукотском бассейне, разбитым разломами на грабены, мощности варьируются от 0,4 до 2,0 км. В Восточно-Сибироморском бассейне мощность апт-альбских отложений не превышает 1,6 км. В котловинах Нансена, Амундсена и Макарова мощность комплекса достигает 1 км, формируя ряд вытянутых и изометричных впадин. Апт-альбские отложения мощностью 0,4–0,8 км зафиксированы в узком центральном грабене на хр. Ломоносова. На Лаптевоморском склоне мощность комплекса достигает 1,8 км. На Чукотском плато, в прогибе Чарли и бассейне Толля мощности небольшие: 0,4–0,5 км. Помимо зон глубокого и нерасчлененного шельфов, выделяются зоны с разнообразными сейсмофациями: 1 – мелкого шельфа и нерасчлененных равнин, 2 – с первично наклонными

клиноформными и оползневыми сейсмофациями склона и 3 – с протяженными интенсивными сейсмофациями умеренно погруженных впадин и котловин. Участки, где сейсмофации перекрываются, находясь на разных уровнях разреза (переходные области), закрашены полосами в цветовой гамме этих сейсмофаций. Например, на профилях ES10z22m, AR 1401, AR 1411 сейсмофации склона продвигаются в северо-западном и северном направлениях, заполняясь сверху фациями нерасчлененного шельфа.

В верхнемеловое время (ОГ K2–pCU) окончательно формируются меловые осадочные бассейны, захватывая практически всю исследованную площадь (рис. 6). Наибольший объем верхнего мела накопился в Лаптевоморском бассейне – до 3,0 км. Судя по характеру изопахит, бассейн в это время представлял собой узкий прогиб с отдельными эпицентрами осадконакопления, открытый в котловину Нансена и впоследствии разбитый разломами на более мелкие грабенообразные структуры. Другими объектами мощного осадконакопления остаются бассейны Северо-Чукотский и Жохова, а также седловина Кучерова. Здесь в отдельных эпицентрах сформировалась толща мощностью до 2,4 км. Судя по изопахитам комплекса, бассейны Жохова и Северо-Чукотский вместе с шельфовыми Восточно-Сибироморским бассейном и Пегтымельским прогибом составляли единое целое. Их отделение по региональному разлому, конформному береговой линии, произошло явно позже. Мощность комплекса в Восточно-Ломоносовском бассейне и Новосибирском прогибе – до 2,2–2,4 км. Здесь изопахиты образуют изометричные впадины, разделенные участками с меньшей мощностью отложений. На хр. Ломоносова в отдельных грабенах накопилось до 2,0 км верхнемеловых толщ. В котловинах Нансена, Амундсена и Макарова мощности не превышают 0,8–1,0 км. Примечательно, что в этих котловинах эпицентры осадконакопления также образуют отдельные изометричные впадины. При этом изопахиты нередко ортогональны хр. Гаккеля, что свидетельствует в пользу его совсем молодого возраста.

Современные шельфовые моря – Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – в верхнем мелу выполнены исключительно сейсмофациями неглубокого шельфа, которые к югу сменяются фациями прибрежной равнины. На севере мелководный шельф через крутой склон переходит в умеренно погруженные впадины бассейна Подводников, седловины Толля и Чукотского плато. Эти впадины разделяет слабопогруженная впадина поднятия Менделеева и его склонов. Границу умеренно и слабопогруженных впадин трассируют разломы. Мощность верхнемеловых осадков определяется прежде всего расстоянием от преобладающих областей сноса и градиентом высот. Основное направление сноса материала – с юга на север, с суши к умеренно и слабопогруженным впадинам. Неглубокий шельф также доминирует на хр. Ломоносова, здесь нет верхнемеловых

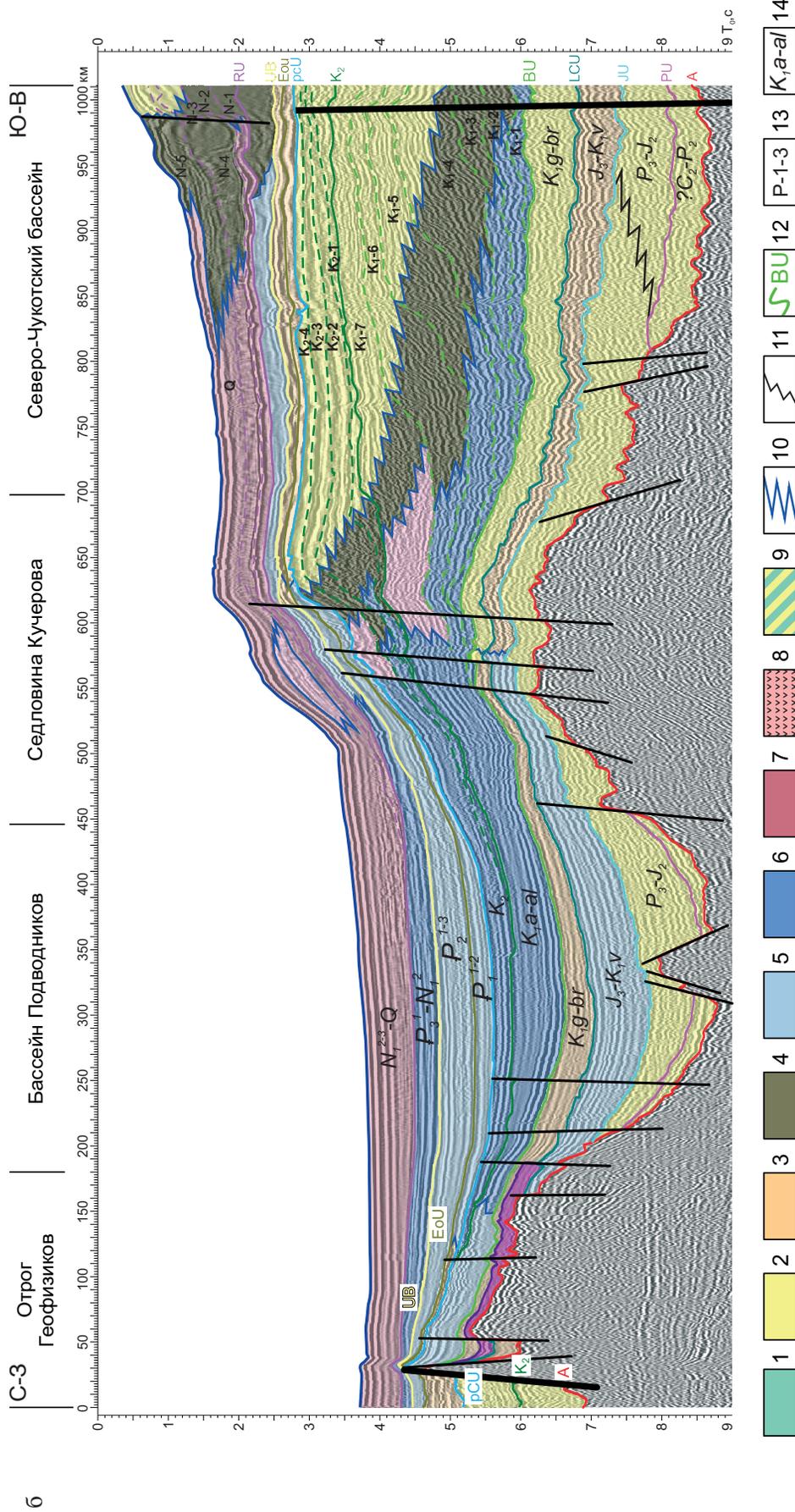
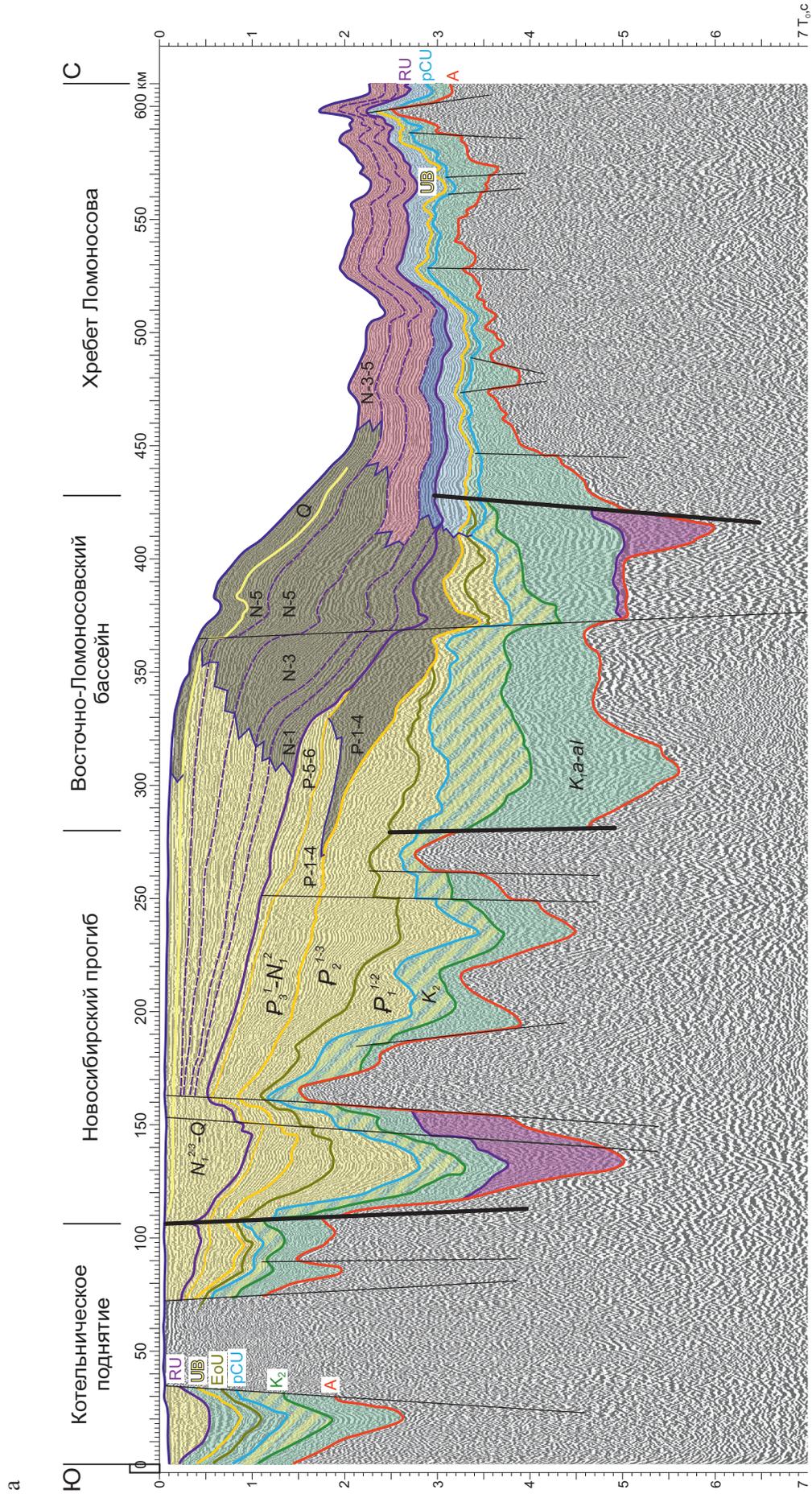


Рис. 2. Сейсмofациальные профили: а – Arc2012-01, б – AR 1401

Условные обозначения к сейсмofациальным профилям (рис. 2–3). 1–9 – сейсмofациальные обстановки; 1–9 – сейсмofациальные обстановки; 2 – шельф нерасчлененный (0–200 м); 3 – шельф глубокий (> 200 м); 4 – склон; 5–7 – впадины и котловины; 8 – слабопогруженные и их крайние части; 9 – умеренно погруженные (до 1500 м); 7 – глыбоводные (> 1500 м); 8 – вулканические образования, межпластовые интрузивные тела; 9 – области, переходные от прибрежного мелководья к шельфу; 10 – границы между сейсмofациями, 11 – фациальные переходы внутри сейсмofаций, 12 – опорные сейсмofациальные горизонты и их индексы; 13 – индексы клиноформных комплексов; 14 – индексы возраста сейсмofациальных комплексов



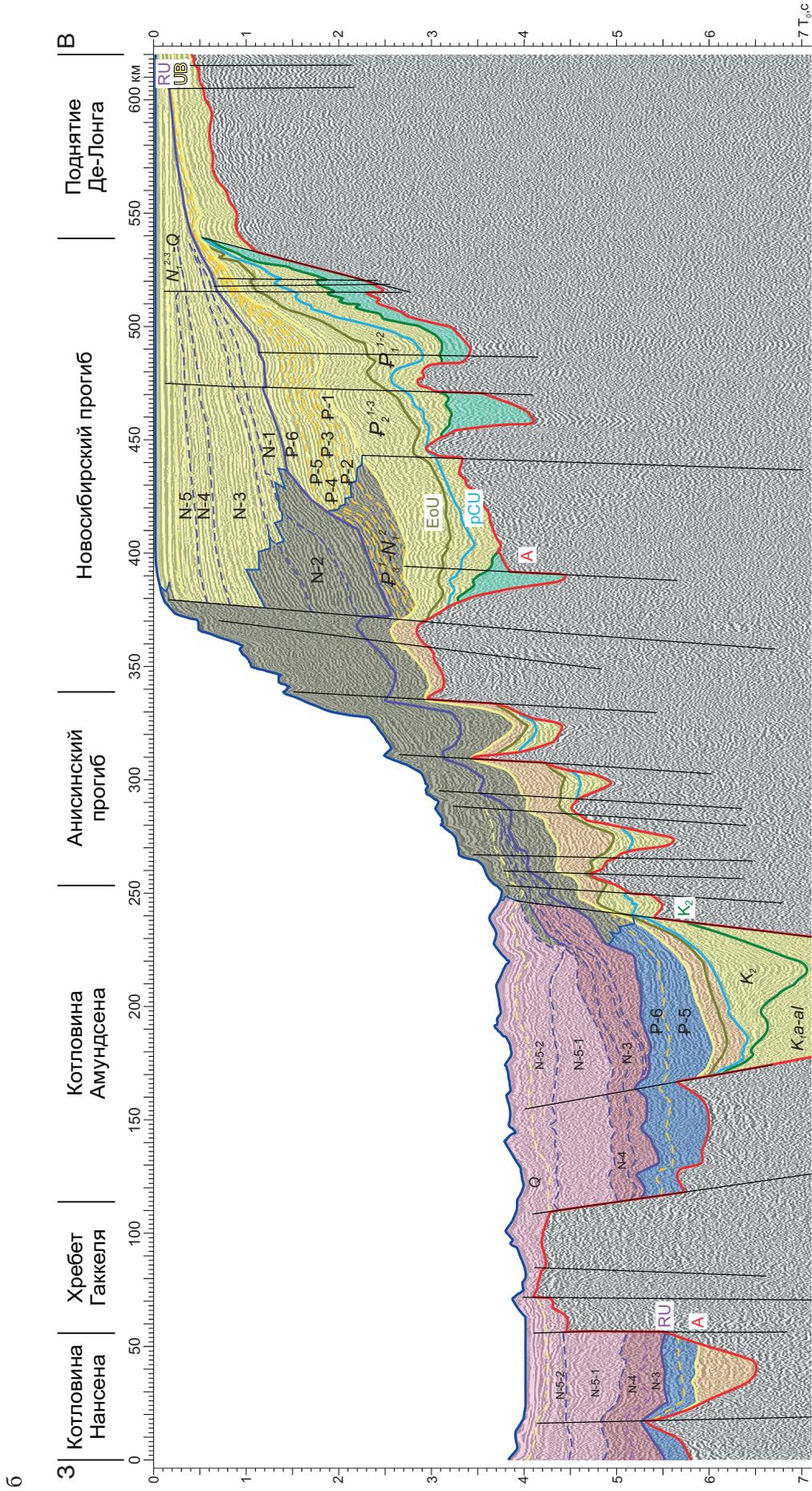


Рис. 3. Сейсмofациальные профили: а – А7 (фрагмент), б – Агс2012-16 (фрагмент)
Условные обозначения к сейсмofациальным профилям – см. рис. 2

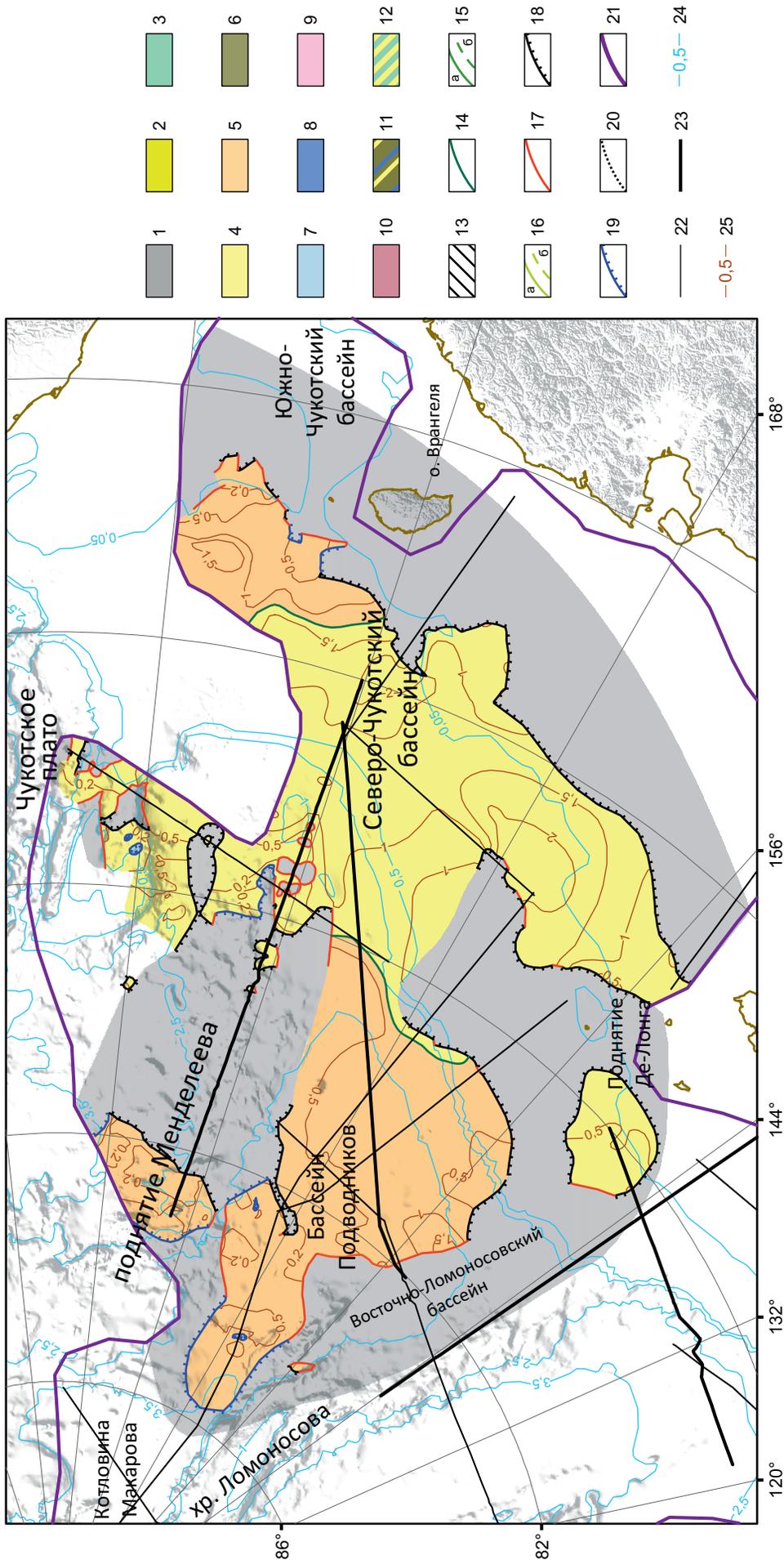


Рис. 4. Сейсмofациальная карта нижнеомолового готерив-барремского КССК (ОГ LCU-VU)

Условные обозначения к сейсмofациальным картам (рис. 4–10). 1 – область отсутствия отложений; 2–11 – сейсмofациальные обстановки; 2 – область транзита и аккумуляции континентальных осадков на шельфе; 3 – мелкое море, прибрежные равнины; 4 – шельф нерасчлененный (0–200 м); 5 – шельф глубокий (> 200 м); 6 – склон; 7–10 – впадины и котловины; 7 – слабопогруженные и их крайние части, 8 – умеренно погруженные (до 1500 м), 9 – подводные конуса выноса, 10 – глубоководные (> 1500 м); 11 – области перекрытия разновозрастных комплексов; 12 – области, переходные от прибрежного мелководья к шельфу; 13 – область распространения свода хр. Таккеля в среднемиоценово-четвертичное время; 14–20 – границы сейсмofациальных комплексов: 14 – фациальные; 15 – присклоновые фаций в начале формирования КССК; а – склон/глубоководье, б – шельф/склон; 16 – присклоновые; 16 – склон/глубоководье, б – шельф/склон; 17 – дизъюнктивные; 18 – переход в зону складчатости; 19 – эрозонные; 20 – выклинивания отложений; 21 – область сейсмических профилей; 22 – сейсмofациальные данные; 23 – профили, представленные в статье; 24 – изобаты, км; 25 – изобаты КССК, км

осадков лишь в апикальной, наиболее приподнятой южной части хребта. Котловины Амундсена и Макарова заполнены сейсмофациями глубокого шельфа, которые частично появляются также в наиболее погруженной части котловины Нансена. Рифтогенный асимметричный характер Евразийского бассейна проявлен в это время еще более отчетливо. Хр. Гаккеля в это время еще не было, на его месте в мелу существовал единый рифтогенный бассейн с более глубоким шельфом в современной котловине Амундсена и с преимущественно неглубоким шельфом в котловине Нансена.

После общего выравнивания рельефа (пенепленизации) на рубеже мела–кайнозоя в палеоцене (ОГ рСУ–ЕоU) начинает формироваться будущая впадина СЛО (рис. 7). В наибольших объемах палеоценовые осадки накопились в изометричных впадинах Северо-Чукотского бассейна – до 1,5 км, на севере Восточно-Чукотского поднятия – до 1,4 км, в Лаптевоморском бассейне – до 1,5–2,0 км и в небольшом грабене Новосибирского прогиба – до 1,4 км. До 1,0–1,1 км палеоцена зафиксировано в Восточно-Ломоносовском и Восточно-Сибироморском бассейнах. В Пегтымельском прогибе мощности палеоценового комплекса достигают 800 м, а в котловинах Евразийского бассейна – до 600–800 м, при этом площадь распространения комплекса увеличивается, доходя до флангов современного хр. Гаккеля. Такие же мощности в бассейне Подводников. В котловине Макарова накопилось до 600 м осадков комплекса, при этом это явно фрагмент более крупного бассейна, а точнее наиболее погруженная часть которого располагалась к северу от современных границ котловины. На остальных морфоструктурах мощность палеоцена не превышает нескольких сотен метров.

Неглубокий шельф (до 200 м) занимал исключительно современный шельф, сменяя распространённые к югу прибрежные равнины и мелководье, а также примыкающую к Баренцево-Карской окраине часть котловины Нансена. К северу неглубокий шельф сменяется глубоким шельфом, который занимает часть Северо-Чукотского бассейна, седловину Кучерова, Восточно-Ломоносовский бассейн и отдельные участки приполюсной части хр. Ломоносова, прилаптевоморскую часть котловины Амундсена и значительную часть котловины Нансена, примыкающую к хр. Гаккеля. Еще дальше к северу глубокий шельф переходит в обширную слабопогруженную впадину, располагавшуюся на месте современных поднятия Менделеева, бассейнов Фронт-Порч и Подводников, котловин Макарова и Амундсена. На юге Чукотского плато продолжает существовать небольшая умеренно погруженная впадина, сохранившаяся с позднего мела. Характерной особенностью этого этапа развития бассейна является отсутствие выраженного склона (клиноформных сейсмофаций) между шельфовой и глубоководной зонами, которые отчетливо фиксируются в разрезах меловых толщ на сейсмических

профилях, пересекающих Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Причина такого строения, вероятно, кроется в ослаблении тектонических движений в регионе на протяжении палеоцена и его обширной пенепленизации, в результате чего возникли обширные области транзита и аккумуляции осадков, в которых фиксируются лишь фрагментарные и маломощные косослоистые фации. Продолжает доминировать снос с южной суши, с позднекимерийского орогена.

В эоцене (ОГ ЕоU–UB) фациальные обстановки меняются незначительно (рис. 8). Палеоценовая слабопогруженная впадина в эоцене несколько расширяется, захватывая котловину Нансена, поднятие Менделеева и, частично, Чукотское плато. Южная часть хр. Ломоносова погружается и впервые соединяет слабопогруженные впадины Американо-Евразийского бассейнов. Седловина Толля тоже погружается до фаций слабопогруженных впадин, соединяя бассейн Подводников и котловину Макарова. Весь современный шельф и будущий склон занимали неглубокий и глубокий шельфы, конформно огибая впадину СЛО. С юга на север происходит последовательная смена мелководных и прибрежных равнин неглубоким, а затем и глубоким шельфом. Снос по-прежнему с юга. На месте Чукотского плато сохраняется умеренно погруженная впадина. Мощности эоценовых толщ, как прежде, минимальны в слабо погруженных впадинах, преимущественно 100–300 м. Иногда в отдельных изометричных впадинах бассейна Подводников и котловин Евразийского бассейна мощности увеличиваются до 500–600 м. Главным бассейном эоценового осадконакопления становится Лаптевоморский бассейн, где в отдельных изометричных впадинах мощность комплекса достигает 3,2 км. В значительно меньшем объеме эоценовые толщи фиксируются в отдельных эпицентрах Жоховского – до 1,4 км, Северо-Чукотского – до 1,3 км и Восточно-Сибироморского – до 1,4 км бассейнов, образуя изолированные изометричные впадины.

В олигоцене–раннем миоцене (ОГ UB–RU) происходит существенное углубление Арктического бассейна, появляется отчетливый склон, отделяющий неглубокий шельф от умеренно погруженной впадины до глубины в 1,5 км (рис. 9). На юге хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна, в седловине Кучерова и на севере Северо-Чукотского бассейна сравнительно узкой полосой у подножья склона формируются сейсмофации слабопогруженных впадин. Такая же полоса слабопогруженных сейсмофаций выделена на юге котловины Нансена в зоне ее сочленения с Баренцево-Карской окраиной. Области максимального накопления олигоцен-раннемиоценовых осадков остаются Лаптевоморский бассейн (преимущественно его северная Евразийская часть) и Северо-Чукотский прогиб. В Лаптевоморском бассейне мощность в отдельных присклоновых впадинах доходит до 2,6 км. Многочисленные разломы, трактуемые

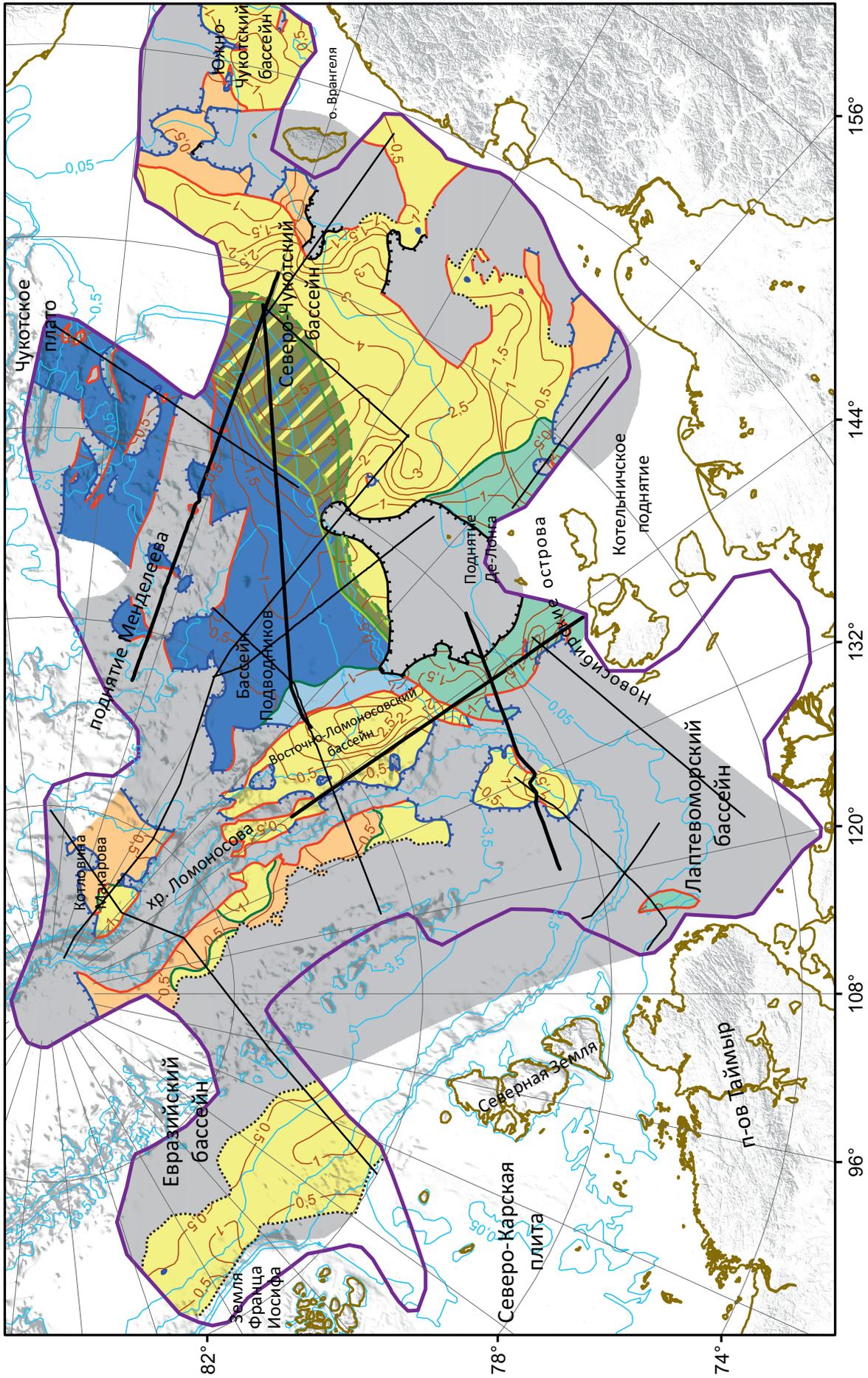


Рис. 5. Сейсмофациальная карта нижнемелового апт-альбского КССК (ОГ ВU-K2).
Условные обозначения к сейсмофациальным профилям — см. рис. 4

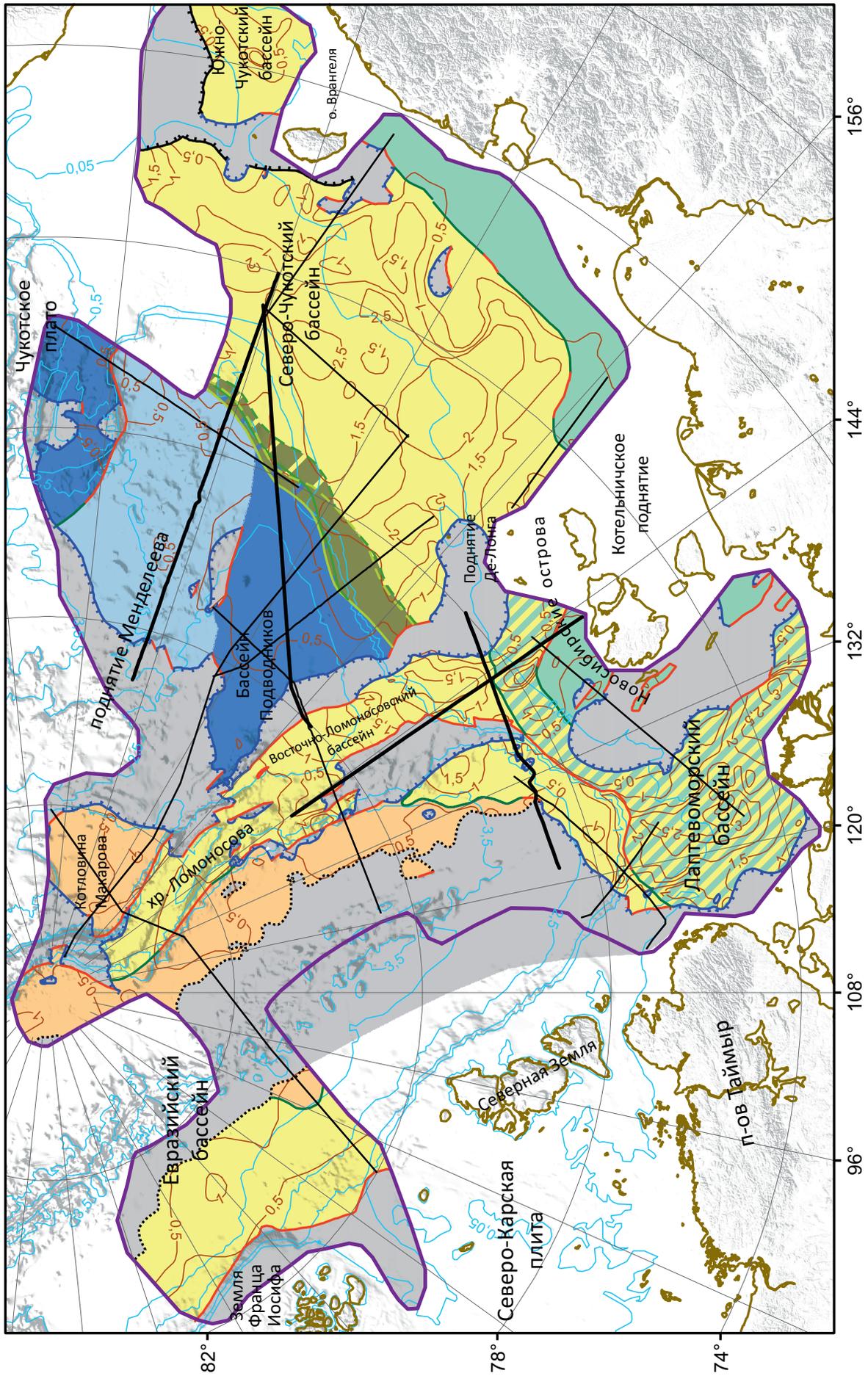


Рис. 6. Сейсмофациальная карта верхнемелового КССК (ОГ К2-рСУ)
 Условные обозначения к сейсмофациальным профилям – см. рис. 4

как свидетельства рифтов, — явно более поздние, наложенные на изометричные пликативные структуры. На Лаптевоморском шельфе наблюдается тенденция к его воздыманию, размыву и перемещению материала в Евразийский бассейн. В Северо-Чукотском прогибе эпицентры осадконакопления формируют две изометричные впадины с максимальными мощностями комплекса в 1,5–1,6 км. Большие мощности олигоцен-среднемиоценовых толщ в грабенах Восточно-Лаптевского поднятия и в Анисинском прогибе (до 1,1 км). Котловины Евразийского бассейна значительно расширяются, подступая вплотную к хр. Гаккеля. Мощность комплекса в отдельных впадинах доходит до 0,7 км. Значительные вариации мощностей наблюдаются на хр. Ломоносова — от полного отсутствия комплекса до 600 м в грабенах. В целом намечается тенденция формирования континентального склона — наибольшие мощности комплекса тяготеют к нему.

Верхний комплекс (ОГ RU—дно) отложений (средний миоцен—квартер), присутствует повсеместно (рис. 10). Распределение сейсмофаций по площади практически повторяет предыдущий олигоцен-раннемиоценовый комплекс, окончательно формируется континентальный склон и происходит дальнейшее погружение глубоководной части СЛО до океанских глубин. В Евразийском бассейне в результате проградации спрединга из Северной Атлантики формируется срединный хр. Гаккеля [12]. Сейсмофации умеренно погруженных впадин сменяются глубоко погруженными. Ареал неглубокого шельфа соответствует современному, сменяясь к югу прибрежными равнинами. Переход от шельфа к глубоководью становится более резким. Умеренно погруженные фации имеют ограниченное распространение: на хр. Ломоносова и отроге Геофизиков, у подножья склона между Северо-Чукотским бассейном и седловиной Кучерова, на прилаптевоморской части Евразийского бассейна и в южной части котловины Нансена. Вариации мощностей верхнего комплекса на большей площади карты незначительны, от 0,2 до 0,8 км, причем преобладают значения 0,2–0,4 км, которые слабо зависят от знака современных морфоструктур. Так, мощности комплекса на хр. Ломоносова, в котловине Макарова и в котловинах Евразийского бассейна соизмеримы. В то же время, мощность отложений среднего миоцена — квартера резко возрастает — до 1,5–2,6 км в конусах выноса, трассирующих современный континентальный склон. По-прежнему значительны мощности комплекса на Лаптевоморском шельфе, главным образом в его западной части, и в Северо-Чукотском бассейне. Здесь мощности достигают 1,4–1,7 км и до 2 км соответственно. На восток, к Северо-Чукотскому прогибу и Чукотскому поднятию континентальный склон становится более пологим, мощность комплекса в конусах выноса и их количество уменьшаются. Судя по соотношению современных глубин океанических бассейнов СЛО и разнице относительных высот фондоформы

и ундаформы конусов выноса, углубление океана продолжается.

История формирования бассейна и океана.

Поскольку основным методом изучения акватории на сегодня являются сейсмические методы, домеловая история развития Арктического бассейна и прежде всего его глубоководной части, реконструируется плохо. Практически повсеместно это акустический фундамент. В соответствии с известной геодинамической концепцией [27], впадина СЛО с шельфами возникла на месте грандиозной замкнутой Арктической геодепрессии, сформировав в верхнем палеозое наклонную поверхность литосферы от пограничных орогенов к океаническому ложу. В то же время литологами для всех «доюрских» толщ материкового обрамления СЛО установлен снос обломочного материала с севера. Минералогический анализ триасовых терригенных пород Земли Франца Иосифа показал, что к северу от архипелага в это время должна была располагаться суша [28]. Уже для юрских терригенных толщ данных о поступлении обломочного материала с севера нет. Стратиграфический анализ показал, что до того, как образовался собственно Евразийский бассейн, он входил в состав еще более обширного юрско-раннемелового бассейна, объединяя Западную Сибирь, Баренцево и, возможно, Карское моря, а также другие арктические регионы [10]. Хотя многие считают, что юрско-раннемеловые бассейны были глубоководными со своеобразными фациями баженитов, существует аргументированная точка зрения образования баженитов в бассейнах, глубины которых не превышали 500 м [9]. Наличие участка суши значительных размеров решает проблему источников сноса с позднего палеозоя до средней юры для западной части Чукотского моря, северо-востока России, северной части Свальбарда и Свердрупского бассейна [47]. Установлен докаменноугольный снос обломочного материала в геосинклиналь Франклина (как в Северной Гренландии, так и в Канадском Арктическом архипелаге) [42; 44; 50]. До конца верхней юры снос осадочного материала в современную дельту р. Маккензи шел со стороны моря Бофорта. Этот район детально изучен многочисленными морскими скважинами и наземными работами, поэтому палеогеография района надежно реконструирована с силура и до голоцена [45; 57; 60; 66; 67; 72].

Интерпретация драгированных донно-каменных образцов на поднятиях Менделеева и Ломоносова возродила представления об эпикарельском арктическом материке Гиперборея (Арктида по [15], Крокерланд по [47]), который в современном виде сохранился в области Центрально-Арктических поднятий [18]. Сделано предположение, что Гиперборейская платформа является реликтом более обширной древней кратонизированной области, названной Восточно-Арктической палеоплатформой

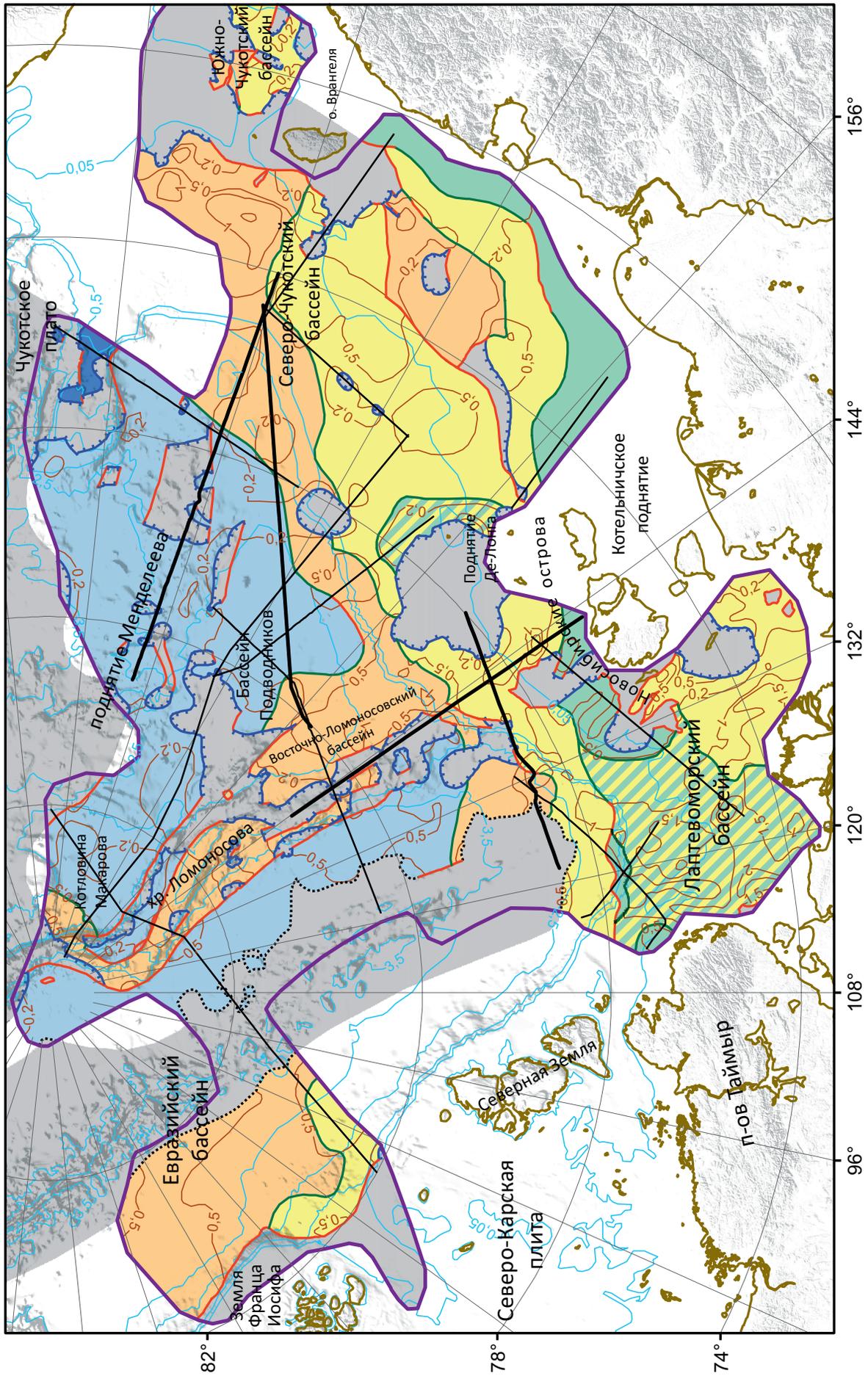


Рис. 7. Сейсмofациальная карта палеогенового КССК (OG pCU-EoU)
 Условные обозначения к сейсмofациальным профилям — см. рис. 4

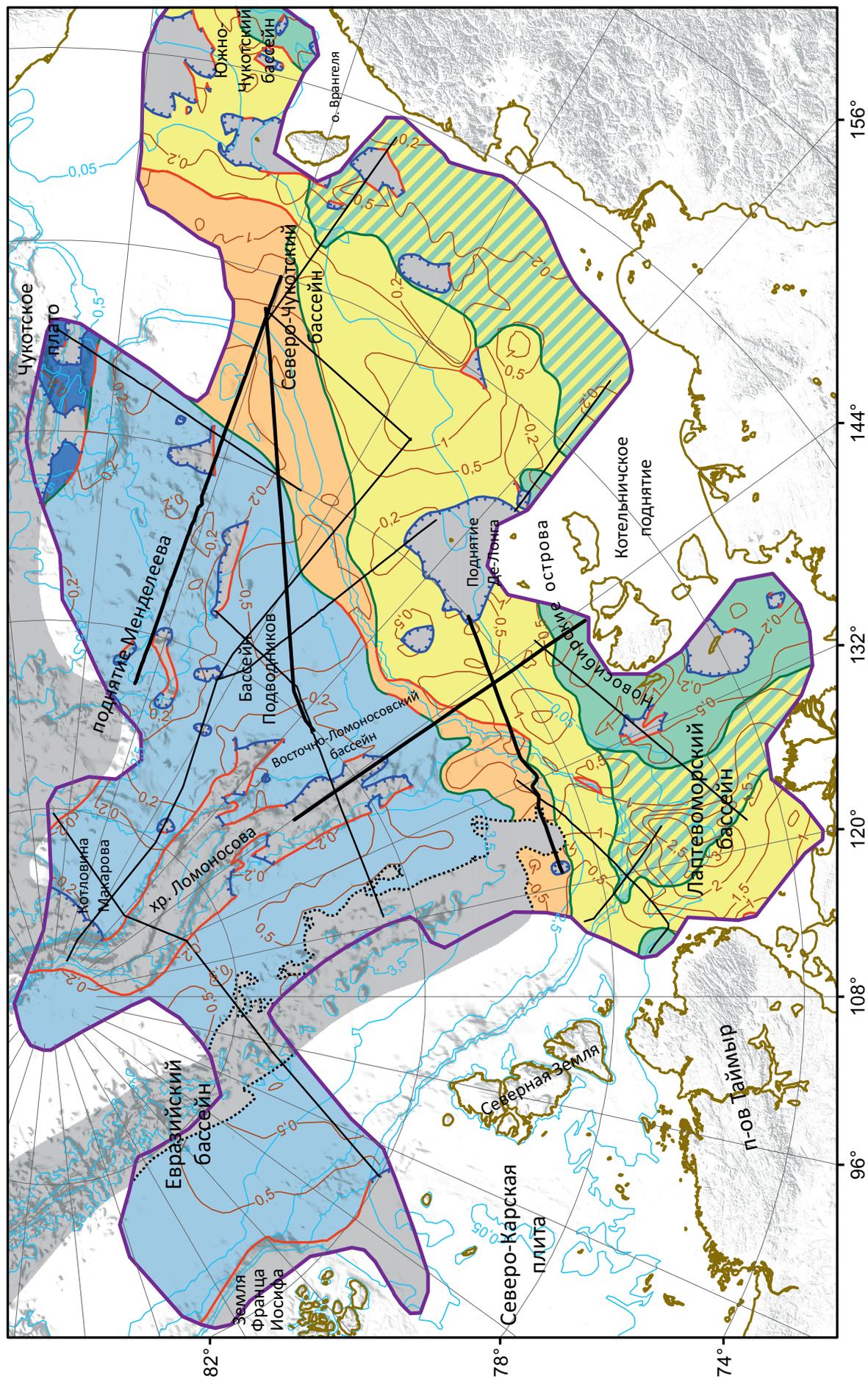


Рис. 8. Сейсмофациальная карта эоценового КССК (ОГ ЕоU-UB)
 Условные обозначения к сейсмофациальным профилям – см. рис. 4

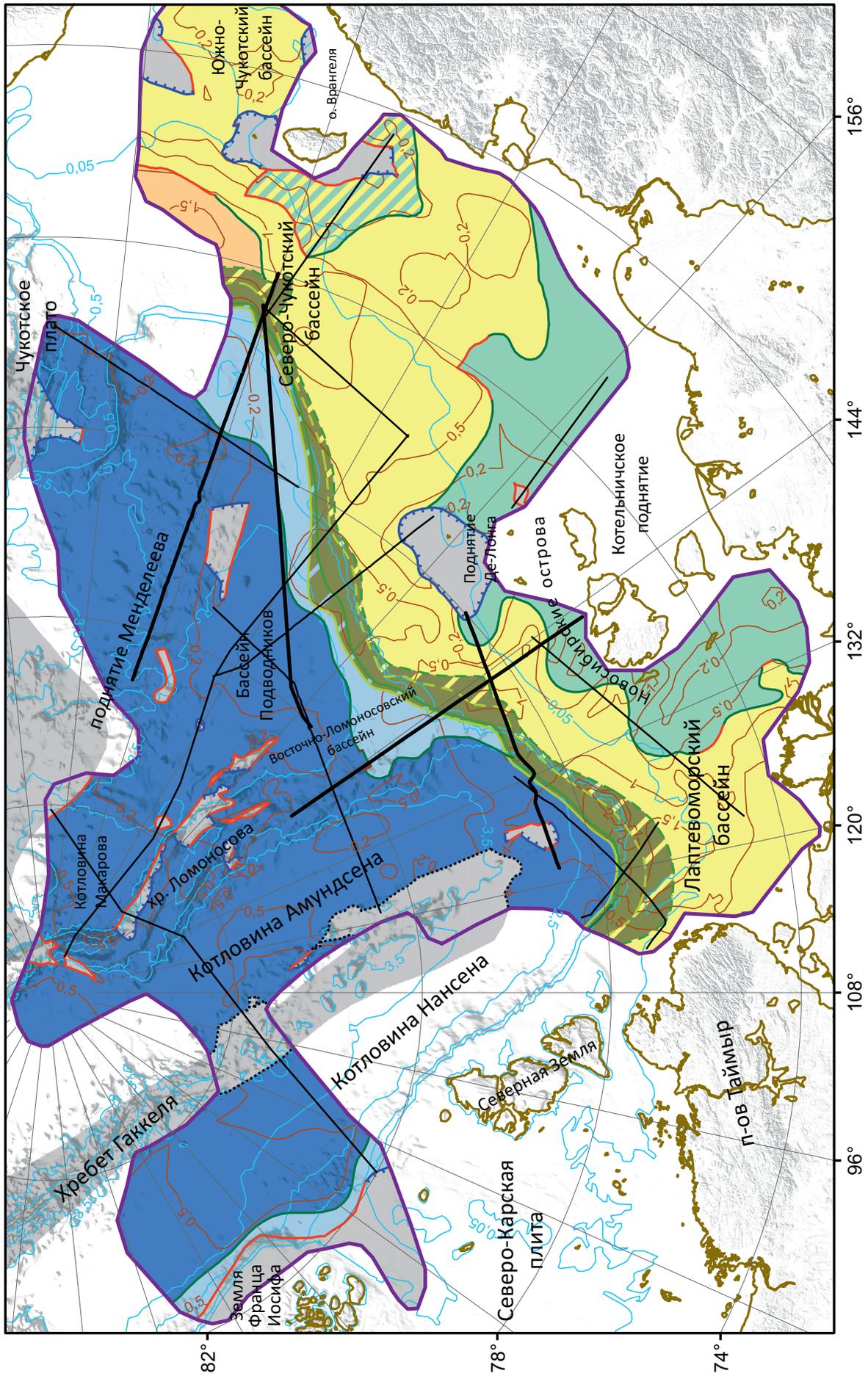


Рис. 9. Сейсмофациальная карта олигоцен-среднемиоценового КССК (ОГ UB-RU).
Условные обозначения к сейсмофациальным профилям — см. рис. 4

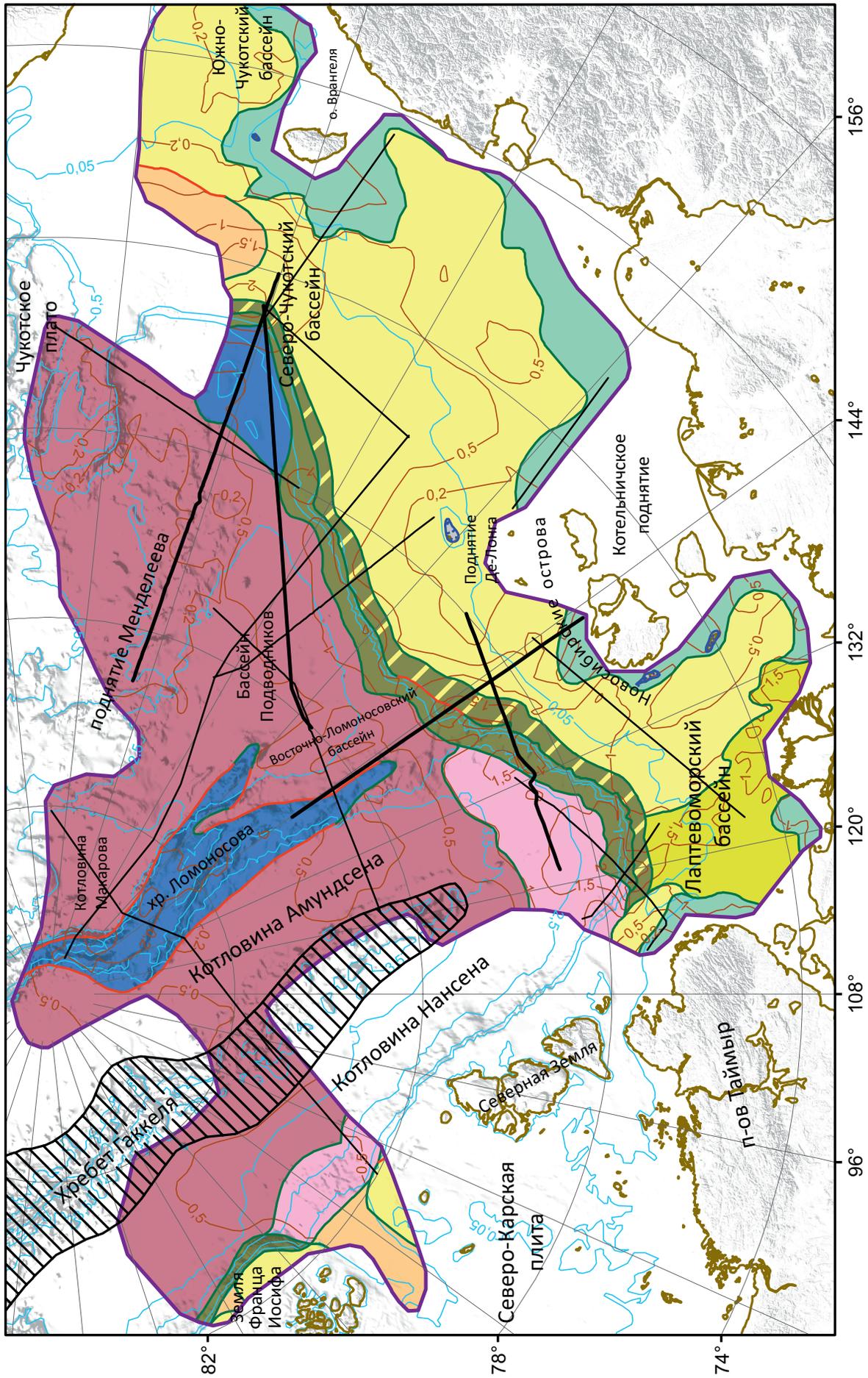


Рис. 10. Сейсмостроительная карта среднеионово-четвертичного КССК (ОГ RU-дно)

Условные обозначения к сейсмостроительным профилям — см. рис. 4

[16; 17]. Вокруг палеоплатформы сформировался кольцевой Арктический складчатый пояс, разделенный раздвигом Евразийского бассейна на две части: Гренландско-Канадско-Новосибирско-Чукотскую и Таймыр-Североземельскую. В целом тектоническая структура Арктики в позднем палеозое представляла собой ансамбль древних платформ, окаймленных складчатыми образованиями. Судя по результатам драгирования на поднятии Менделеева и определенных фауны, в пределах платформенной области в раннем—среднем палеозое определенно существовали неглубокие моря, хотя их очертания методами сейсморазведки реконструировать невозможно. Как, впрочем, и верхнепалеозойских — до меловых осадочных морских бассейнов, деформированных позднекиммерийской складчатостью.

Формирование относительно глубоководного осадочного бассейна в мелу в Американо-Арктической части прирусской Арктики приурочено к моменту завершения позднекиммерийской складчатости и последующему аптскому орогенезу. Прослеживается четкая временная и пространственная корреляция в появлении склоновых фаций с проградационными комплексами, разделяющими мелководные шельфовые осадки и относительно глубоководные отложения. Распределение мощностей накопленных толщ определяется исключительно близостью к разрушающемуся орогену. Начиная с кайнозоя, в формирование глубоководной впадины СЛО вовлекается Евразийский бассейн. Уже в эоцене современная впадина СЛО была единым бассейном, заполнявшимся фациями слабопогруженных впадин. Лишь осевая часть хр. Ломоносова возвышалась над морем и представляла собой область сноса.

Евразийский бассейн представляет собой постаптический рифтогенный трог северо-западной ориентировки [12]. Его плечами и источником осадочного материала были Баренцево-Северо-Карская окраина и хр. Ломоносова. Одновременно материал поступал с позднекиммерийского орогена Лаптевоморского шельфа. С момента возникновения Евразийский бассейн был асимметричен, с крутым восточным бортом и более пологим западным, котловина Амундсена до эоцена была глубже котловины Нансена. Только к эоцену фациальные условия осадконакопления в котловинах выравниваются и начинает формироваться глубоководная впадина СЛО. Хр. Гаккеля появляется на заключительной стадии формирования Евразийского бассейна в среднем миоцене как результат продвижения спрединга из Северной Атлантики в Арктику, сопровождавшимся раздвигом и глубинным магматизмом. Котловина Макарова, по-видимому, представляет собой бассейн, в геодинамическом смысле по происхождению близкий к Евразийскому. Ее границы со смежными областями сноса с момента появления — преимущественно эрозионные, мощности отложений в основном небольшие. В послепаптско-позднемеловое время она заполнялась осадками глубокого шельфа.

Лишь начиная с палеоцена и, особенно эоцена, по мере погружения седловины Толля до сейсмофаций слабопогруженных впадин котловина Макарова продолжает бассейн Подводников и вовлекается в общее погружение глубоководной впадины СЛО.

Хр. Ломоносова как морфоструктура возник на позднекиммерийском складчатом основании (во всяком случае, это так для южного сегмента хребта) и, начиная с апта, испытывал градиентные блоковые движения, конформные Евразийскому рифту и резонансные по времени возникновения обоих структур. Основной этап воздымания хребта — палеоцен—эоцен, с олигоцена хр. Ломоносова погружается до фаций умеренно глубоких впадин. Со среднего миоцена его погружение замедлилось, осевая часть хребта погружена только до батинальных глубин, тогда как граничащие с ним котловины и бассейны погружены до океанических (абиссальных) глубин. Поднятие Менделеева — определенно платформенная структура, в отличие от хр. Ломоносова, не связанная с позднекиммерийской складчатостью и орогенезом. В позднем мелу на месте современного подводного поднятия существовала слабо погруженная впадина.

Основные региональные разломы возникли, вероятно, в результате активной тектоники позднекиммерийского времени (это в основном субширотные разломы) и, частично, в процессе последующих блоковых движений в пределах современных положительных морфоструктур (преимущественно субмеридиональные разломы), например, на хр. Ломоносова и поднятии Менделеева [46]. В это же время образуется Новосибирская система грабенов и горстов [14] и, вероятно, поперечные поднятия на шельфе [7]. Распределение мощностей в различных сейсмокомплексах определяется главным образом расстоянием от источника сноса. Как правило, мощность отложений не зависит от знака современных морфоструктур. Значит они возникли на последнем этапе вследствие неотектоники [13]. В области Трансарктического моста котловины Подводников I, II и котловина Макарова образуют ряд четко выраженных ступеней, глубина погружения которых дискретно возрастает к центру океана. Это же относится к морю Бофорта (Канадская котловина), где сейсмическими исследованиями выявлена серия субпараллельных разломов, которые разделяют зоны с разной мощностью коры. Такая морфология дна СЛО свидетельствует о вертикальной компоненте движения. Возраст «термального опускания», зафиксированный в скважинах моря Бофорта — средний миоцен [49]. Судя по распределению сейсмокомплексов на разрезах и, главным образом, благодаря геоморфологического анализу, формирование впадин, котловин и, частично, поднятий происходило в самое последнее время, а не в мелу. Котловины и горсты образовались не вследствие спрединга и растяжения коры, а в результате опусканий субстрата,

что очевидно и никем не оспаривается. Другое дело, что спусковым механизмом опусканий могло быть растяжение коры, вплоть до спрединга [1; 3; 10].

Если возникновение Арктического бассейна как замкнутой геодепрессии произошло не раньше мела, то СЛО образовалось значительно позже. В некоторых работах термин «структура с корой океанического типа» используется как синоним океана [30]. Вместе с тем, очевидно, что существует большое разнообразие таких структур — от внутриконтинентальных рифтов и морей до собственно океанов [33], например Чёрное, Каспийское и Баренцево моря, наиболее погруженные участки которых отличаются безгранитной корой. Первоначально практически вся Канадская котловина считалась океанической [42; 48; 51; 54], но, по данным последних работ, площадь, занятая океанической корой, существенно уменьшилась [52; 56]. Большая часть акватории в Канадской котловине признана пассивной континентальной окраиной с утоненной континентальной корой [41; 56; 61; 68]. Фундамент океанического спредингового типа, предположительно, занимает небольшой анклав. В остальной части бассейна сейсмические данные свидетельствуют о наличии в верхней части фундамента переслаивания базальтов и осадочных пород, что нехарактерно для океанического фундамента [33; 41; 56; 68].

Обязательными морфологическими и геологическими признаками зарождающегося океана является триада шельф—склон—глубоководная (абиссальная) равнина. Шельф может быть широким, как в прироссийской части Арктики, узким, как в приканадской части или вообще практически отсутствовать, как в зоне сочленения Курильской островной гряды с Южно-Курильской впадиной, но склон — обязателен. Континентальный склон в сейсмических полях представлен косо-слоистыми проградирующими сейсмофациями и мощной осадочной линзой соответствующего возраста. Сейсмофациальный анализ большого количества профилей в прироссийской части Арктики показал, что время главного погружения до океанических глубин в СЛО — средний миоцен [13], причем как в Амеразийском, так и в Евразийском бассейнах [12]. Повсеместные погружения в Арктическом бассейне начались в олигоцене [31; 32], но до умеренных батальных глубин [13].

Другой важной особенностью океанов является тенденция к углублению бассейнов с момента их становления. В океанических осадочных чехлах это проявляется в смене вверх по разрезу относительно мелководных отложений глубоководными. Такая последовательность наблюдается на большинстве океанических разрезов, что полностью соответствует результатам бурения в различных районах мирового океана [5; 33], в том числе и на хр. Ломоносова. После меловых опусканий в Амеразийском бассейне (рис. 4–6), начиная с палеоцена и особенно эоцена, происхо-

дит всеобщее погружение Арктического бассейна. Процесс углубления бассейна до океанических глубин занял около 45 млн лет (палеоцен—средний миоцен), сформировав в раннем неогене современный СЛО. Динамика формирования СЛО проиллюстрирована сейсмофациальными картами (рис. 7–10).

В Канадской котловине время погружения остается не определенным. Нет корреляции с глубокими скважинами Аляскинского шельфа. Все заключения предположительны и основаны на возрастной привязке к тектоническим событиям, меловому орогену хр. Брукса на Аляске и эвриканскому орогену на Канадском Арктическом архипелаге [41; 56; 68]. Более того, сейсмические профили захватывают только центральную часть котловины и не выходят на шельф. Значит, нет никакой возможности определить время главного погружения до океанических глубин [13] в этой части Амеразийского бассейна. Беглое знакомство с представленными профилями [56] показывает, что косо-слоистые фации как обязательный компонент триады шельф—склон—глубоководье приурочены исключительно к верхнему КССК, RU—дно, что, по предполагаемой привязке авто-ров, соответствует среднему миоцену—кварталу. Турбидитовый генезис осадков сугубо предположителен. Трудно представить суспензионные осадки (турбидиты) на глубинах 9–15 км, учитывая литостатическую нагрузку, любые осадки на таких глубинах неизбежно превращаются в породы, формируя флиш или нижнюю молассу. Из представленных профилей и карт мощностей осадочного чехла котловины следует, что современные глубины никак не коррелируются с мощностью осадочных толщ. Погружение до океанических глубин явно моложе большинства наносимых осадков. Мощные осадочные линзы больше соответствуют передовым (предгорным) прогибам соответствующего возраста, напоминая меловой Северо-Чукотский прогиб. Эти осадочные линзы сформировали разновозрастные Северо-Чукотский, Колвилский, Предканадский, Свердрупский и моря Линкольна прогибы. Для всех прогибов характерны крутые южные борта, обращенные к орогену соответствующего возраста, и пологие северные борта. Осадочные линзы резко асимметричны, выполаживаясь к наиболее погруженной центральной области СЛО, дистальной относительно областей сноса. Ступенчатое погружение до океанических глубин началось, вероятно, значительно позже, в неогене, о чем свидетельствует угловое несогласие, установленное в скважинах моря Бофорта, датированное средним миоценом [49].

Заключение. Интерпретация современных сейсмических и геологических данных позволяет сделать ряд выводов.

1. Анализ распространения косо-слоистых сейсмофаций по всему СЛО показал, что молодой океан в Арктике начал формироваться лишь в неогене на месте обширного материка, посте-

пенно заливаемого морем с момента зарождения Арктической геодепрессии (Арктический бассейн), сформированной не ранее поздней юры—мела. Большая часть СЛО до середины мезозоя представляла собой древнюю платформу (Арктиду), в разной степени переработанную разновозрастной складчатостью и процессами континентального рифтогенеза, в результате которого в Центрально-Арктической области образовалась субмеридиональная система грабенов и горстов, свидетельствующих о процессах растяжения и блоковых движениях. На рубеже мезозоя—кайнозоя, в палеоцене в Американо-Арктическом бассейне и в котловине Амундсена сформировались слабопогруженные впадины, разделенные поднятием хр. Ломоносова. Лишь со среднего миоцена возник современный СЛО с абиссальными глубинами. В процессе погружения, занявшего около 45 млн лет, происходит смена мелководных осадков глубоководными, что полностью соответствует результатам бурения в различных районах мирового океана, в том числе на хр. Ломоносова.

2. Сейсмофациальный анализ сейсмических профилей позволяет утверждать, что Евразийский бассейн спредингового типа сформировался в неогене, значит, разделение СЛО на самостоятельные Евразийский и Американо-Арктический бассейны произошло не ранее этого времени. До неогена, в позднем мезозое—палеогене, Арктический бассейн представлял собой единую постепенно погружающуюся геодепрессию. Если Американо-Арктический бассейн с его отдельными впадинами и котловинами образовался вследствие погружения, то на заключительной стадии, в неогене в Евразийском бассейне погружение сопровождалось раздвигом и глубинным магматизмом, произошедшим в результате продвижения спрединга из Северной Атлантики в Арктику. Образовался морфологически выраженный хр. Гаккеля. Поднятия пограничного Трансарктического пояса тоже были вовлечены в позднекайнозойскую океанизацию, но в значительно меньшей мере. Поэтому они и сохранили, в разной степени, континентальную природу коры.

3. Совершенно очевидно, что причины образования океана на месте Арктической геодепрессии значительно более сложные и многофакторные, чем представлено современными плейт-тектоническими и геодинамическими моделями. Конкретный механизм преобразования континентальной коры в океаническую при погружении остается неопределенным.

1. Арктические шельфы и Северный Ледовитый океан: сборник научных статей. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. — 336 с.

2. Арктический бассейн (геология и морфология) / ред. В. Д. Каминский. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. — 291 с.

3. Артюшков Е. В., Поселов В. А. Континентальная кора в глубоководных впадинах на северо-востоке Российского сектора Арктики // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. — М.: ГЕОС, 2009. — С. 24–27.

4. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. — М.: Наука, 1968. — 256 с.

5. Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. — 344 с.

6. Блюман Б. А. Офиолиты и кора океанов // Региональная геология и металлогения. — 2016. — № 68. — С. 66–72.

7. Виноградов В. А. Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк—океан / В. А. Виноградов, Ю. В. Горячев, Е. А. Гусев, О. И. Супруненко // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. — С. 63–78.

8. Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов / гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — С. 17–34.

9. Грамберг И. С., Ронкина З. З. Позднеюрская формация черных глин Советской Арктики // Советская геология. — 1988. — № 6. — С. 94–99.

10. Дараган-Сушов Ю. И., Дараган-Сушова Л. А., Поселов В. А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — Вып. 4. — С. 103–113.

11. Дараган-Сушова Л. А. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, Л. Р. Гринько, Н. А. Петровская // Геотектоника. — 2015. — № 6. — С. 3–19.

12. Дараган-Сушова Л. А. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. И. Леонтьев, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 25–44.

13. Дараган-Сушова Л. А. О времени главного погружения до океанических глубин и масштабах разновозрастного рифтогенеза в Арктическом бассейне по результатам интерпретации сейсмических данных / Л. А. Дараган-Сушова, В. Н. Зинченко, Ю. И. Дараган-Сушов, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 5–20.

14. Дараган-Сушова Л. А. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. Д. Рукавишников // Региональная геология и металлогения. — 2010. — № 41. — С. 5–16.

15. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Кн. 2. — 334 с.

16. Кабаньков В. Я., Андреева И. А. О тектонической структуре Полярного бассейна и геологических критериях выделения его шельфовых областей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. — Вып. 6. — С. 121–129.

17. Кабаньков В. Я., Андреева И. А. Современные осадки восточной части Северного Ледовитого океана и их геологическое значение // Записки Горного института. — 2008. — Т. 176. — С. 23–25.

18. Кабаньков В. Я. О геотектонической природо-системы Центрально-Арктических морфо-структур и геологическое

- значение донных осадков в ее определении / В. Я. Кабаньков, И. А. Андреева, В. Н. Иванов, В. И. Петрова // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 33–48.
19. Карасик А. М., Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования Северного Ледовитого океана // Геология Арктики. Докл. 27 МГК. Т. 4. – М., 1984. – С. 151–159.
20. Косыко М. К. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины / М. К. Косыко, В. В. Буценко, В. Л. Иванов, Е. А. Кораго, В. А. Поселов, О. И. Супруненко // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 16–43.
21. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. – М.: Недра, 1989. – 286 с.
22. Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. – М.: ВИНТИ, – 1984. – 185 с.
23. Лаверов Н. П. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России / Н. П. Лаверов, Л. И. Лобковский, М. В. Кононов, Н. Л. Добрецов, В. А. Верниковский, С. Д. Соколов, Э. В. Шипилов // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 1–32.
24. Лобковский Л. И., Шипилов Э. В., Кононов М. В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. – 2013. – № 6. – С. 20–38.
25. Мазарович О. А., Найдин Д. П., Цейслер В. М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1988. – Т. 63, вып. 6. – С. 130–142; 1989. – Т. 64, вып. 2. – С. 125–146; 1990. – Т. 66, вып. 1. – С. 103–110.
26. Перчук Л. Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. – М.: Наука, 1987. – С. 39–64.
27. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. – 1976. – № 12. – С. 3–17.
28. Преображенская Э. Н. Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земли Франца Иосифа (по материалам параметрического бурения) / Э. Н. Преображенская, И. В. Школа, Д. В. Сергеев, О. Е. Можая // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. – Л., 1985. – С. 74–86.
29. Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1960. – № 9. – С. 15–28.
30. Пушаровский Ю. М. О геологической сущности океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 5. – С. 3–11.
31. Рекант П. В., Леонтьев Д. И., Петров Е. О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 54–66.
32. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части Арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин и др. // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 11–27.
33. Руженцов С. В. Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). Труды ГИН АН СССР. Вып. 388. – М.: Наука, 1984. С. 13–26.
34. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х томах / Под ред. Ч. Пейтона. – М.: Мир, 1982. – 846 с.
35. Сколотнев В. Е. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия / В. Е. Сколотнев, Е. Н. Бельтнев, З. С. Лепехина, И. С. Ипатьев // Геотектоника. – 2010 – № 6. – С. 24–59.
36. Соколов С. Д. Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма / С. Д. Соколов, С. А. Силантьев, А. В. Моисеев, М. И. Тучкова, В. Е. Вержбицкий // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 12. – С. 1222–1246.
37. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики / отв. ред. О. В. Петров, М. Смелдроп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. – 151 с.
38. Трухалев А. И., Поселов В. А. Историко-генетические и геодинамические связи поднятий Американо-Арктического бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 263–274.
39. Хаин В. Е., Филатова Н. И. О предыстории современного Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли. Материалы XII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2009. – Т. 2. – С. 260–266.
40. Шулятин О. Г., Беляцкий Б. В., Кременецкий А. А. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 11–19.
41. Chian D. et al. Distribution of crustal types in Canada basin, Arctic Ocean / D. Chian, H. R. Jackson, D. R. Hutchinson, J. W. Shimeld, G. N. Oakey, N. Lebedeva-Ivanova, Q. Li, R. W. Saltus, D. C. Mosher // Tectonophysics. – 2016. – No. 691. – Pp. 8–30.
42. Christie R. L. The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard // Norsk Polarinst. – 1979. – No. 167. – Pp. 263–314.
43. Daragan-Sushchova L. et al. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts / L. Daragan-Sushchova, L. Grin'ko, N. Petrovskaya, Yu. Daragan-Sushchov // American Journal of Geosciences. – 2015. – Vol. 5 – No. 1. – Pp. 1–11.
44. Dawes P. R. Precambrian to Tertiary of Northern Greenland // Geology of Greenland survey bulletin. – Copenhagen, 1976. – Pp. 249–303.
45. Dixon J. Upper Oxfordian to Albian Geology, Mackenzie Delta, Arctic Canada // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 29–42.
46. Dove D. et al. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics / D. Dove, B. Coakley, J. Hopper, Y. Kristoffersen and HLY0503 Geophysics Team // Geophys. J. Int. – 2010. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04746. x.
47. Embry A. F. Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Island Arctic Geology and Petroleum / Eds.; T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stamnes et al. // Special Publication 2. – Amsterdam, Elsevier, 1992. – Pp. 205–216.
48. Embry A. F. Geological and Geophysical Evidence in Support of the Hypothesis of anticlockwise Rotation of Northern Alaska // Marine Geology. – 1990. – Vol. 93. – Pp. 317–329.
49. Enachescu M. E. Structural Setting and Validation of Direct Hydrocarbon Indicators for Amaulikag Oil Field, Canadian Beaufort Sea // The Amer. Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1990. – Vol. 74. – No. 1. – Pp. 41–59.
50. Fränkl E. Some general remarks on the Caledonian mountain chain of east Greenland // København. – 1956. – Vol. 103. – No. 11. – 43 p.
51. Grantz A., Hart P. E., Childers V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen // Arctic Petroleum Geology.

- The Geological Society of London. *Memoirs*. – 2011. – No. 35. – Pp. 771–799. – DOI: 10.1144/M35.50
52. Helwig J. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential / J. Helwig, N. Kumar, P. Emmet, M. G. Dinkelman. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen // *Arctic Petroleum Geology*. The Geological Society of London. *Memoirs*. – 2011. – No. 35. – Pp. 527–543.
53. Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. Eds.: E. L. Miller, A. Grantz, S. L. Klemperer // *Tectonic evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and adjacent landmasses*. USA Geol. Soc. Amer. – Boulder, 2002. – Pp. 333–358.
54. Lawver L. A., Scotese C. R. A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin. The Arctic Ocean Region. Eds.: A. Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeney // *The Geology of North America*. – 1990. – Vol. L. – Pp. 593–618.
55. Moran K. at al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean / K. Moran, J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J. Gattaceca, M. Jakobsson, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Koc, A. Krylov, N. Martinez, J. Matthiessen, D. McInroy, T. C. Moore, J. Onodera, M. O'Regan, H. Pälike, B. Rea, D. Rio, T. Sakamoto, D. C. Smith, R. Stein, K. St. John, I. Suto, N. Suzuki, K. Takahashi, M. Watanabe, M. Yamamoto, J. Farrell, M. Frank, P. Kubik, W. Jokat, Y. Kristoffersen // *Nature*. – 2006. – No. 441 (7093). – Pp. 601–605.
56. Mosher D. at al. High Arctic Marine Geophysical Acquisition / D. Mosher, C. B. Chapman, J. Shimeld, H. R. Jackson, D. Chian, J. Verhoef, D. Hutchinson, N. Lebedeva-Ivanova, R. Pedersen // *The Leading Edge*. – 2013. – No. 5 (May). – Pp. 936–943.
57. Narbonne G. M., Dixon O. A. Physical Correlation and Depositional Environments of Upper Silurian Rubbly Limestone Facies in the Canada Arctic Islands // *Arctic Geol. and Geophysics*. – 1982. – No. 8. – Pp. 135–146.
58. Nikishin A. M. at al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data / A. M. Nikishin, C. Gaina, E. I. Petrov, N. A. Malyshev, S. I. Freiman // *Tectonophysics*. – 2018. – Vol. 746. – Pp. 64–82.
59. Nikishin A. M. at al. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics / A. M. Nikishin, E. I. Petrov, N. A. Malyshev, V. P. Ershova // *Geodynam. Tectonophys.* – 2017. – Vol. 8. – No. 1. – Pp. 11–43.
60. Nilson T., Moore T. E. Fluvial facies model for the Upper Devonian and Lower Mississippian (?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska // *Arctic Geol. and Geophysics*. – 1982. – No. 8. – Pp. 1–12.
61. Pease V. at al. Arctic lithosphere / V. Pease, S. Drachev, R. Stephenson, X. Zhang // *Tectonophysics*. – 2014. – Vol. 628. – No. 1. – Pp. 1–25.
62. Petrov O. V., Pubellier M. Tectonic Map of the Arctic. – St. Petersburg, 2018. – 60 p.
63. Petrov O. V. at al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region / O. V. Petrov, M. Smelror, A. Morozov at al. // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – Vol. 154. – Pp. 29–71.
64. Petrov O. V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – international cooperation on Circum-Arctic geological and geophysical maps // *Polar record*. – 2015. – Vol. 51. – No. 5. – Pp. 530–535.
65. Petrov O. V. et al. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins // *Norwegian Journal of Geology*. – 2008. – Vol. 351. – No. 3. – Pp. 193–243.
66. Poulton T. P. Paleogeographic and Tectonic Implications of the Lower and Middle Jurassic Facies Patterns in Northern Yukon Territory and Adjacent Northwest Territories // *Arctic Geol. and Geophysics*. – 1982. – No. 8. – Pp. 13–28.
67. Scotese C. R. Paleogeographic Atlas / PALEOMAP Progress Report 90-0497. Department of Geology, University of Texas at Arlington. – Arlington, 1997. – 45 p.
68. Shimeld J. at al. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendelev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? / J. Shimeld, Li. Qingmou, D. Chian, N. Lebedeva-Ivanova, R. Jackson, D. Mosher, D. Hutchinson // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 204. – Pp. 1–20.
69. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean // *Geotectonics*. – 2008. – Vol. 42. – No. 2. – Pp. 105–124.
70. Tectonics of the Arctic / Eds.: O. V. Petrov, M. Smelror // *Springer Geology*. Vol. XIII. – Cham: Springer Nature, 2021. – 208 p.
71. Vernikovskiy V. A. at al. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic / V. A. Vernikovskiy, N. L. Dobretsov, D. V. Metelkin, N. Y. Matushkin, I. Y. Koulakov // *Russ. Geol. Geophys.* – 2013. – Vol. 54. – Pp. 838–858.
72. Willumsen P. S., Cote R. P. Tertiary Sedimentation in the Southern Beaufort Sea, Canada // *Arctic Geol. and Geophysics*. – 1982. – No. 8. – Pp. 43–54.

1. Arkticheskie shel'fy i Severnyy Ledovityy okean: sbornik nauchnykh statey. St. Petersburg, VSEGEI, 2018, 336 p.

2. Arkticheskiy basseyn (geologiya i morfologiya). Ed. V. D. Kaminskiy. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2017, 291 p.

3. Artyushkov E. V., Poselov V. A. Kontinental'naya kora v glubokovodnykh vpadinakh na severo-vostoke Rossiyskogo sektora Arktiki. Geologiya polyarnykh oblastey Zemli. Materialy XLII Tektonicheskogo soveshchaniya. Moscow, GEOS, 2009, vol. 1, pp. 24–27. (In Russian).

4. Belousov V. V. Zemnaya kora i verkhnyaya mantiya okeanov. Moscow, Nauka, 1968, 256 p.

5. Blyuman B. A. Zemnaya kora okeanov (po materialam mezhdunarodnykh program glubokovodnogo bureniya v Mirovom okeane). St. Petersburg, VSEGEI, 2011, 344 p.

6. Blyuman B. A. Ofiolity i kora okeanov. *Regional Geology and Metallogeny*, 2016, no. 68, pp. 66–72. (In Russian).

7. Vinogradov V. A., Goryachev Yu. V., Gusev E. A., Suprunenko O. I. Osadochnyy chekhol Vostochno-Arkticheskogo shel'fa Rossii i usloviya ego formirovaniya v sisteme materik-okean. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 63–78. (In Russian).

8. Gramberg I. S. Svrnritel'naya geologiya i minerageniya okeanov i kontinental'nykh okrain s pozitsiy stadiynogo razvitiya okeanov. Rossiyskaya Arktika: geologicheskaya istoriya, minerageniya, geoekologiya. Eds: D. A. Dodin, V. S. Surkov. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, pp. 17–34. (In Russian).

9. Gramberg I. S., Ronkina Z. Z. Pozdneyurskaya formatsiya chernykh glin Sovetskoy Arktiki. *Sovetskaya geologiya*, 1988, no. 6, pp. 94–99. (In Russian).

10. Daragan-Sushchov Yu. I., Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A. K voprosu o stratigrafii osadochnogo chekhla Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana. Geologogofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, vol. 4, pp. 103–113. (In Russian).

11. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geologiya i tektonika severo-vostoka Possiyskoy Arktiki (po seysmicheskim dannym). *Geotektonika*, 2015, no. 6, pp. 3–19. (In Russian).

12. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Daragan-Sushchov Yu. I., Leont'ev D. I., Savel'ev I. N. Istoriya formirovaniya Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana po seysmicheskim dannym. *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, no. 84, pp. 25–44. (In Russian).
13. Daragan-Sushchova L. A., Zinchenko V. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Savel'ev I. N. O vremeni glavnogo pogruzheniya do okeanicheskikh glubin i masshtabakh raznovozrastnogo riftogeneza v Arkticheskoy basseynе po rezul'tatam interpretatsii seysmicheskikh dannyykh. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 5–20. (In Russian).
14. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Daragan-Sushchov Yu. I., Rukavishnikova D. D. Novyy vzglyad na geologicheskoe stroenie osadochnogo chekhla morya Laptevyykh. *Regional Geology and Metallogeny*, 2010, no. 41, pp. 5–16. (In Russian).
15. Zonenshayn L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR. Moscow, Nedra, 1990, vol. 2, 334 p.
16. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A. O tektonicheskoy strukture Polyarnogo basseyna i geologicheskikh kriteriyakh vydeleniya ego shel'fovyykh oblastey. Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2006, vol. 6, pp. 121–129. (In Russian).
17. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A. Sovremennyye osadki vostochnoy chasti Severnogo Ledovitogo okeana i ikh geologicheskoe znachenie. *Zapiski Gornogo instituta [Journal of Mining Institute]*, 2008, vol. 176, pp. 23–25. (In Russian).
18. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A., Ivanov V. N., Petrova V. I. O geotektonicheskoy prirode sistemy Tsentral'no-Arkticheskikh morfostruktur i geologicheskoe znachenie donnykh osadkov v ee opredelenii. *Geotektonika*, 2004, no. 6, pp. 33–48. (In Russian).
19. Karasik A. M., Ustritskiy V. I., Khramov A. N. Istoriya formirovaniya Severnogo Ledovitogo okeana. Geologiya Arktiki. Doklady 27 MGK. Moscow, 1984, vol. 4, pp. 151–159. (In Russian).
20. Kos'ko M. K., Butsenko V. V., Ivanov V. L., Korago E. A., Poselov V. A., Suprunenko O. I. K tektonike Severnogo Ledovitogo okeana i ego kontinental'noy okrainy. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 16–43. (In Russian).
21. Kunin N. Ya. Stroenie litosfery kontinentov i okeanov. Moscow, Nedra, 1989, 286 p.
22. Kunin N. Ya., Kucheruk E. V. Seysmostratigrafiya v reshenii problem poiskov i razvedki mestorozhdeniy nefiti i gaza. Moscow, VINITI, 1984, 185 p.
23. Laverov N. P., Lobkovskiy L. I., Kononov M. V., Dobretsov N. L., Vernikovskiy V. A., Sokolov S. D., Shipilov E. V. Geodinamicheskaya model' tektonicheskogo razvitiya Arktiki v mezozoe i kaynozoe i problema vneshney granitsy kontinental'nogo shel'fa Rossii. *Geotektonika*, 2013, no. 1, pp. 1–32. (In Russian).
24. Lobkovskiy L. I., Shipilov E. V., Kononov M. V. Geodinamicheskaya model' verkhnemantiynoy konveksii i preobrazovaniya litosfery Arktiki v mezozoe i kaynozoe. *Fizika Zemli*, 2013, no. 6, pp. 20–38. (In Russian).
25. Mazarovich O. A., Naydin D. P., Tseysler V. M. Paleomagnitnye i istoriko-geologicheskije rekonstruktsii: problemy i nereshennyye voprosy. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, 1988, vol. 63, no. 6, pp. 130–142; 1989, vol. 64, no. 2, pp. 125–146; 1990, vol. 66, no. 1, pp. 103–110. (In Russian).
26. Perchuk L. L. Bazifikatsiya kak magmaticheskoe zameshchenie. Ocherki fiziko-khimicheskoy petrologii. Moscow, Nauka, 1987, vol. 14, pp. 39–64.
27. Pogrebitskiy Yu. E. Geodinamicheskaya sistema Severnogo Ledovitogo okeana i ee strukturnaya evolyutsiya. *Sovetskaya Geologiya*, 1976, no. 12, pp. 3–17. (In Russian).
28. Preobrazhenskaya E. N., Shkola I. V., Sergeev D. V., Mozhaeva O. E. Veshchestvennyy sostav i usloviya formirovaniya triasovyykh otlozheniy arhipelaga Zemli Frantsa Iosifa (po materialam parametricheskogo bureniya). Geologicheskoe stroenie Barentsevo-Karskogo shel'fa. Leningrad, 1985, pp. 74–86. (In Russian).
29. Pushcharovskiy Yu. M. Nekotorye obshchie problemy tektoniki Arktiki. *Izvestiya Akademii nauk SSSR, seriya geologicheskaya*, 1960, no. 9, pp. 15–28. (In Russian).
30. Pushcharovskiy Yu. M. O geologicheskoy sushchnosti okeanov. *Izvestiya Akademii nauk SSSR, seriya geologicheskaya*, 1991, no. 5, pp. 3–11. (In Russian).
31. Rekant P. V., Leont'ev D. I., Petrov E. O. Neotektonicheskiy etap razvitiya Arkticheskogo basseyna. Nachalo, osnovnye sobytiya, svyaz' tektoniki i osadkonakopleniya. *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, no. 81, pp. 54–66. (In Russian).
32. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N. et al. Istoriya formirovaniya osadochnogo chekhla glubokovodnoy chasti Arkticheskogo basseyna po dannym seysmicheskikh issledovaniy MOV OGT. *Regional Geology and Metallogeny*, 2015, no. 64, pp. 11–27. (In Russian).
33. Ruzhentsov S. V. Okeany i paleookeany. Osadochnyy chekhol dna Mirovogo okeana i sushi (po dannym seysmorazvedki). Trudy GIN AN SSSR, vol. 388. Moscow, Nauka, 1984, pp. 13–26. (In Russian).
34. Seysmicheskaya stratigrafiya. In 2 vols. Ed.: Ch. Peyton. Moscow, Mir, 1982, 846 p.
35. Skolotnev V. E., Bel'tenev E. N., Lepekhina Z. S., Ipat'ev I. S. Molodye i drevnie tsirkony iz porod okeanicheskoy litosfery tsentral'noy atlantiki, geotektonicheskie sledstviya. *Geotektonika*, 2010, no. 6, pp. 24–59. (In Russian).
36. Sokolov S. D., Silant'ev S. A., Moiseev A. V., Tuchkova M. I., Verzhbitskiy V. E. Amfibolity metamorficheskogo fundamenta o. Vrangelya: vozrast, priroda protolita i usloviya metamorfizma. *Geokhimiya*, 2019, vol. 64, no. 12, pp. 1222–1246. (In Russian).
37. Tektonostratigraficheskiy atlas Vostochnoy Arktiki. Ed.: O. V. Petrov, M. Smelror. St. Petersburg, VSEGEI, 2020, 151 p.
38. Trukhalev A. I., Poselov V. A. Istorko-geneticheskie i geodinamicheskie svyazi podnyatiy Ameraziyskogo basseyna so strukturami Vostochno-Arkticheskogo shel'fa. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 263–274. (In Russian).
39. Khain V. E., Filatova N. I. O predystorii sovremennogo Severnogo Ledovitogo okeana. Geologiya polyarnyykh oblastey Zemli. Materialy XLII Tektonicheskogo soveshchaniya. Moscow, GEOS, 2009, vol. 2, pp. 260–266. (In Russian).
40. Shulyatin O. G., Belyatskiy B. V., Kremenetskiy A. A. Geokhimicheskie i izotopno-geokhronologicheskie issledovaniya polikhronnykh tsirkonov iz magmaticheskikh porod Sredinno-Atlanticheskogo khrebtа i nekotorye osobennosti ego stroeniya. *Regional geology and Metallogeny*, 2019, no. 77, pp. 11–19. (In Russian).
41. Chian D., Jackson H. R., Hutchinson D. R., Shimmel J. W., Oakey G. N., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Saltus R. W., Mosher D. C. Distribution of crustal types in Canada basin, Arctic Ocean. *Tectonophysics*, 2016, vol. 691, pp. 8–30.
42. Christie R. L. The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard. *Norsk Polarinstut*, 1979, vol. 167, pp. 263–314.
43. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N., Daragan-Sushchov Yu. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts. *American Journal of Geosciences*, 2015, vol. 5, no. 1, pp. 1–11.
44. Dawes P. R. Precambrian to Tertiary of Northern Greenland. *Geology of Greenland survey bulletin*. Copenhagen, 1976, Pp. 249–303.
45. Dixon J. Upper Oxfordian to Albian Geology, Mackenzie Delta, Arctic Canada. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 29–42.
46. Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y. and HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source

- seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics. *Geophys. J. Int.*, 2010, DOI: 10.1111/j.1365.246X.2010.04746.x.
47. Embry A. F. Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Island Arctic Geology and Petroleum. Eds.: T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stammes et al. Special Publication 2. 1992, Elsevier, Amsterdam, pp. 205–216.
48. Embry A. F. Geological and Geophysical Evidence in Support of the Hypothesis of anticlockwise Rotation of Northern Alaska. *Marine Geology*, 1990, vol. 93, pp. 317–329.
49. Enachescu M. E. Structural Setting and Validation of Direct Hydrocarbon Indicators for Amauligak Oil Field, Canadian Beaufort Sea. The Amer. Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1990, vol. 74, no. 1, pp. 41–59.
50. Fränkl E. Some general remarks on the Caledonian mountain chain of east Greenland. *København*, 1956, vol. 103, no. 11, 43 p.
51. Grantz A., Hart P. E., Childers V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. *Arctic Petroleum Geology*. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen. The Geological Society of London, Memoirs, 2011, vol. 35, pp. 771–799, DOI: 10.1144/M35.50
52. Helwig J., Kumar N., Emmet P., Dinkelman M. G. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Arctic Petroleum Geology*. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen. The Geological Society of London, Memoirs, 2011, vol. 35, pp. 527–543.
53. Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. Tectonic evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E. L., Grantz A., Klemperer S. L. USA. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, 2002, pp. 333–358.
54. Lawver L. A., Scotese C. R. A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin. *The Arctic Ocean Region*. Eds.: A. Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeney. The Geology of North America, vol. L, 1990, pp. 593–618.
55. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S. C., Cronin T., Dickens G. R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R. W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T. C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D. C., Stein R., St. John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeo-environment of the Arctic Ocean. *Nature*, 2006, no. 441 (7093), pp. 601–605.
56. Mosher D., Chapman C. B., Shimeld J., Jackson H. R., Chian D., Verhoef J., Hutchinson D., Lebedeva-Ivanova N., Pedersen R. High Arctic Marine Geophysical Acquisition. *The Leading Edge*, 2013, no. 5 (may), pp. 936–943.
57. Narbonne G. M., Dixon O. A. Physical Correlation and Depositional Environments of Upper Silurian Rubbly Limestone Facies in the Canada Arctic Islands. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp.135–146.
58. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data. *Tectonophysics*, 2018, vol. 746, pp. 64–82.
59. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. *Geodynam. Tectonophysics*, 2017, vol. 8, no. 1, pp. 11–43.
60. Nilson T., Moore T. E. Fluvial facies model for the Upper Devonian and Lower Mississippian (?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 1–12.
61. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere. *Tectonophysics*, 2014, vol. 628, no. 1, pp. 1–25.
62. Petrov O. V., Pubellier M. Tectonic Map of the Arctic. *St. Petersburg*, 2018, 60 p.
63. Petrov O. V., Smelror M., Morozov A. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. *Earth-Science Reviews*, 2016, vol. 154, pp. 29–71.
64. Petrov O. V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – international cooperation in Circum-Arctic geological and geophysical maps. *Polar record*, 2015, vol. 51, no. 5, pp. 530–535.
65. Petrov O. V. et al. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins. *Norwegian Journal of Geology*, Trondheim, 2008, vol. 351, no. 3, pp. 193–243.
66. Poulton T. P. Paleogeographic and Tectonic Implications of the Lower and Middle Jurassic Facies Patterns in Northern Yukon Territory and Adjacent Northwest Territories. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 13–28.
67. Scotese C. R. Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, 1997, 45 p.
68. Shimeld J., Qingmou Li., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R., Mosher D., Hutchinson D. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendeleev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? *Geophys. J. Int.*, 2016, vol. 204, pp. 1–20.
69. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean. *Geotectonics*, 2008, vol. 42, no. 2, pp. 105–124.
70. Tectonics of the Arctic. Eds.: O. V. Petrov, M. Smelror. *Springer Geology*, vol. XIII, Cham, Springer Nature, 2021, 208 p.
71. Vernikovskiy V. A., Dobretsov N. L., Metelkin D. V., Matushkin N. Y., Koulakov I. Y. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic. *Russ. Geol. Geophys.*, 2013, no. 54, pp. 838–858.
72. Willumsen P. S., Cote R. P. Tertiary Sedimentation in the Southern Beaufort Sea, Canada. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 43–54.

Дараган-Суцова Лидия Анатольевна – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ!. <LDaragan@vsegei.ru>
Петров Олег Владимирович – чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ!.
<vsegei@vsegei.ru>

Дараган-Суцов Юрий Иосифович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВНИИОкеангеология?.
<udarag@vniio.nw.ru>

Леонтьев Денис Игоревич – зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ!. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Daragan-Sushchova Lidia Anatol'evna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VSEGEI¹. <LDaragan@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Daragan-Sushchov Yuriy Iosifovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VNIIOkeangeologia². <ydarag@vniio.nw.ru>

Leont'ev Denis Igorevich – Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология). Английский пр., 1, Санкт-Петербург, Россия, 190121.

Academician I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia). 1 Angliyskiy Prospect, St. Petersburg, Russia, 190121.

Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб Сибирской платформы (Дальний Восток)

Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб, располагающийся на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита Сибирской платформы, объединяет разрозненные выходы петроцветных терригенно-карбонатных отложений, базальты, гранитоиды и габброиды верхнего рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, девона и карбона, формационно близкие к отложениям располагающегося севернее Юдомо-Майского перикратонного прогиба. В разрезе отложений присутствуют многочисленные стратиграфические перерывы различной длительности. Отложения смяты в складки различной морфологии – от брахиформных до изоклинальных.

Ключевые слова: Сибирская платформа, перикратонный прогиб, верхний рифей – верхний карбон.

V. YU. ZABRODIN (ITiG FEB RAS)

Ayano-Shevlinsky pericratonic basin of the Siberian Platform, Far East of Russia

The Ayano-Shevlinsky pericratonic basin along the southeastern margin of the Aldan-Stanovy shield, the Siberian Platform, contains isolated outcrops of variegated Upper Riphean, Vendian, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian and Carboniferous clastic-carbonate deposits, basalts, granitoids and gabbroids of similar formational type as the deposits of the Yudoma-Maya pericratonic basin located to the north. Stratigraphic hiatuses of varying durations are common throughout the section. Deposits are arranged in folds of different morphologies, from brachiform to isoclinal.

Keywords: Siberian Platform, pericratonic basin, Upper Riphean – Upper Carboniferous.

Для цитирования: Забродин В. Ю. Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб Сибирской платформы (Дальний Восток) // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 31–44. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_31-44

Введение. Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита, протягиваясь в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Шевли до левых притоков р. Улкан (рис. 1). Он представлен серией многочисленных разоб- щенных разноразмерных выходов осадочных и магматических образований в возрастном диапазоне от позднего рифея до позднего карбона, на уровне современного среза группирующихся в 3 зоны – Шевлинскую, Немериканскую¹ и Лантарскую (рис. 2). Первые отрывочные и неточные сведения об образованиях, слагающих прогиб, приведены в материалах ГГП-1000/1 [2; 4; 6]. Тектоническая природа их не анализировалась. Основные материалы, в большинстве своем оставшиеся без изменений, получены в процессе съемок масштаба 1:200 000 первого поколения [3; 5; 7–9; 13; 14]. Лантарская и Немериканская (в современном представлении) зоны

либо относились к Монголо-Охотской складчатой области под названием «Аянский антиклинорий» [3; 5], либо выделялись в качестве Аянского перикратонного прогиба [13; 14]. Шевлинская зона считалась миогеосинклинальной зоной Монголо-Охотской складчатой области [7–9]. Дополнительные сведения о геологии рассматриваемых образований, полученные в процессе геологических съемок масштаба 1:50 000, ГДП-200 и тематических работ 1980–1990-х гг., позволили к IV Межведомственному стратиграфическому совещанию сформировать представления о едином перикратонном прогибе, являющемся продолжением расположенного севернее Юдомо-Майского [17]; собственного названия он тогда не получил. Оно появилось позднее и использовалось уже при составлении минерагенической карты Хабаровского края масштаба 1:500 000 в 1990–2000 гг. (М. В. Мартынюк и др., 2000), Схемы ... [18] и Легенды ... [16] и всех более поздних региональных работ. Позднее Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб рассматривался как часть пограничной системы Сибирской платформы и Монголо-Охотской складчатой области [15].

¹ В Легенде ... [16] Немериканская зона переименована (без объяснений) в Маганскую. На картах ГГК-1000/3 восстановлено первоначальное название

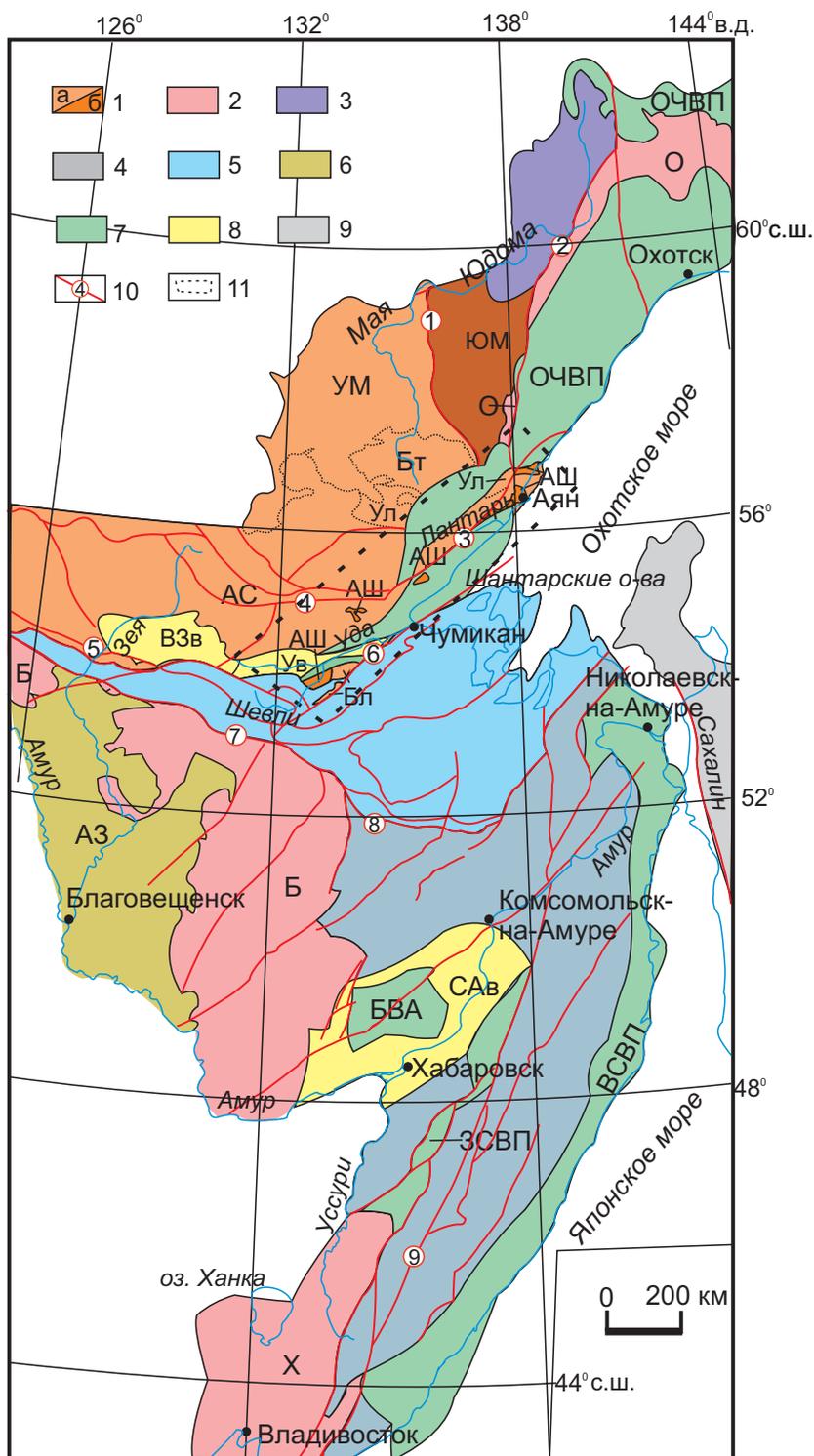


Рис. 1. Положение Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба в структуре Дальнего Востока России, по [18], с изменениями и упрощениями по ГК-1000/3

1 – а) восточная окраина Сибирской платформы (АС – Алдано-Становой щит, Бт – Батомгский выступ, Бл – Баладекский выступ, УМ – Учуро-Майская плита, Ул – Улканский вулканогенный прогиб), б) перикратонные прогибы платформы (ЮМ – Юдомо-Майский, АШ – Аяно-Шевлинский); 2 – массивы (О – Охотский, Б – Буреинский, Х – Ханкайский); 3 – Верхояно-Колымская складчатая система, Южно-Верхоянская ветвь; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – Монголо-Охотская складчатая система; 6 – Амуро-Зейская плита; 7 – вулcano-плутонические пояса и ареалы (ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСВП – Восточно-Сихотэ-Алинский, ЗСВП – Западно-Сихотэ-Алинский, БВА – Баджалский); 8 – рифтогенные впадины (ВЗв – Верхнезейская, Ув – Удская, САв – Среднеамурская); 9 – Хоккайдо-Сахалинская система осадочных прогибов; 10 – разломы (1 – Нельканский, 2 – Билякчано-Акачанский, 3 – Джугджурский, 4 – Сехтагский, 5 – Северо-Турурингрский, 6 – Улигданский, 7 – Южно-Турурингрский, 8 – Пауканский, 9 – Центрально-Сихотэ-Алинский); 11 – рассматриваемая территория

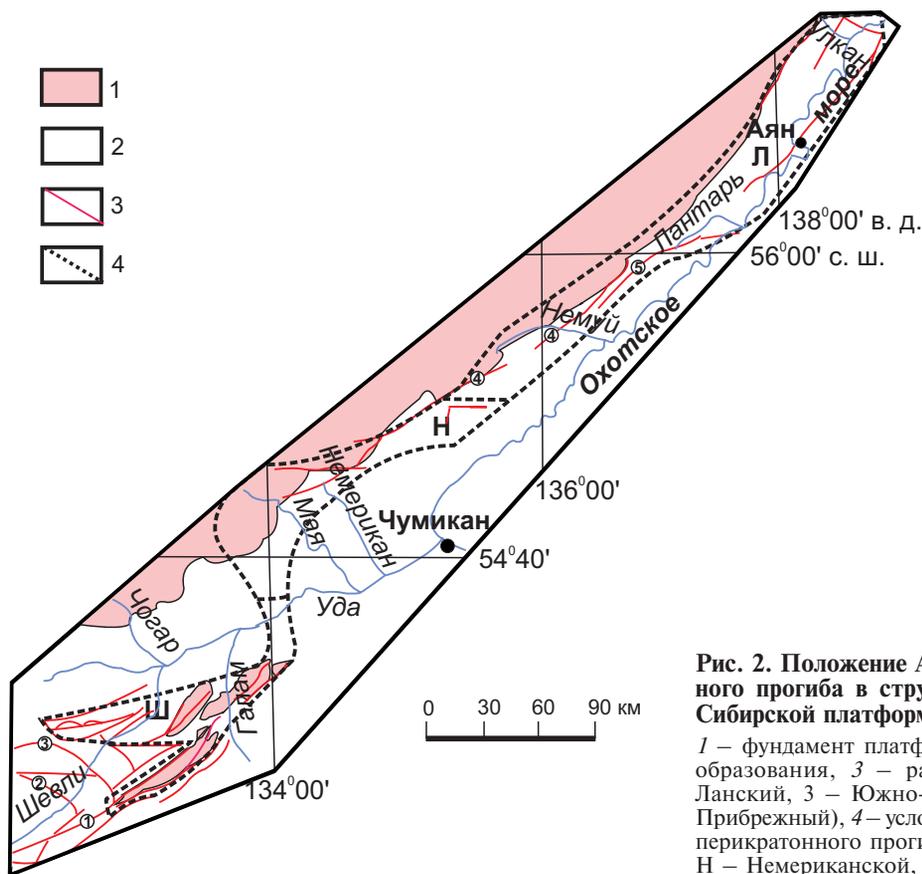


Рис. 2. Положение Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба в структуре юго-восточной окраины Сибирской платформы (по [10–12])

1 – фундамент платформы, 2 – прочие геологические образования, 3 – разломы (1 – Улигданский, 2 – Ланский, 3 – Южно-Удский, 4 – Джугджурский, 5 – Прибрежный), 4 – условные границы Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба и его зон (Ш – Шевлинской, Н – Немериканской, Л – Лантарской)

Имеются и другие представления о тектонической природе рассматриваемых образований. Так, в работе [1] Шевлинская зона включена в состав Баладекского террейна (кембрийские, ордовикские и каменноугольные образования; силурийские и девонские отложения при этом не упоминаются) вместе с докембрийскими образованиями фундамента Сибирской платформы. Лантарская зона названа Аянским террейном (фрагмент палеозойской пассивной окраины Сибирской платформы) и включена в состав Охотско-Корякского орогенного пояса. Немериканская зона вообще не упоминается.

Основная цель предлагаемой работы – собрать воедино все сведения об Аяно-Шевлинском перикратонном прогибе, изложенные по отдельности в материалах ГГК-1000/3 [10–12].

Стратиграфия и магматизм. Корреляция стратиграфических и магматических подразделений Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба приведена в таблице, геологические карты зон – на рис. 3–5.

Верхний рифей. Нальдинская свита выделена в Немериканской зоне. Низы ее не известны, с более древними образованиями она граничит по дизъюнктивам. Согласно перекрывается немериканской свитой венда, прорвана меловыми интрузивами и несогласно перекрыта эффузивами нижнего мела. Свита сложена доломитовыми известняками и доломитами, кварцевыми песчаниками (нередко косослоистыми, с гиероглифами), со слоями алевролитов и известня-

ков (среди последних встречаются онколитовые разности), тонко переслаивающимися песчаниками и алевролитами с прослоями песчаных известняков. Мощность отложений оценивается в 1050–1200 м [13]. Позднерифейский возраст их основывается на находках *Vermiculites cf. irregularis* (Reitl.) и залеганием на ней немериканской свиты венда.

Венд. Немериканская свита распространена в Немериканской зоне. Залегает на нальдинской свите или архейских гранитах [13], обнажается в тектонических блоках и эрозионных окнах среди меловых вулканитов [14]. В основании разреза [14] залегают флюидалные дациты с редкими прослоями туфов; основной объем слагают переслаивающиеся между собой долериты (иногда порфировые) и известняки. Пласты долеритов включают прослойки литокластических и кристаллолитокластических туфов. Известняки иногда мраморизованы, содержат онколиты и катаграфии; местами их слои включают маломощные прослойки кварцевых и полимиктовых песчаников, долеритов и кремнистых пород. Флюидалность и полосчатость дацитов и директивная структура долеритов согласны со слоистостью в известняках. Мощность свиты оценивается в 1700 м. Для нее установлена фациальная изменчивость – наряду с участками, где переслаиваются эффузивы и известняки, известны блоки, сложенные либо только карбонатными, либо только эффузивными породами [14]. Возраст свиты определяется по находкам *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *Osagia*

Корреляция геологических подразделений Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба (по [16; 17] с поправками шкалы по [20])

Система, подсистема	Отдел, подотдел	Ярус	СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА		
			АЯНО-ШЕВЛИНСКИЙ ПЕРИКРАТОННЫЙ ПРОГИБ		
			Лантарская зона	Шевлинская зона	Немериканская зона
каменноугольная	верхний	гжельский касимовский	C_3In ландорская свита		
	средний	московский башкирский			
	нижний	серпуховский визейский турнейский		$C_{1-2}ud$ усть-дзялакская толща	
девонская	верхний	фаменский	$v-\gamma D_3?I$ лантарский комплекс D_3ik ийкандинская свита		D_3ik ийкандинская свита
		франский	D_3tc танчинская свита	D_3a алевролитовая толща	
	средний	живетский			
		эйфельский			
	нижний	эмсский	$D_{1-2}ul$ улуйканская свита		$D_{1-2}ul$ улуйканская свита
		пражский		D_{1p} песчаниковая толща	
		лохковский	$r\gamma D_1?m$ ские плагиограниты		
силурийская	верхняя	пржидольский			
		лудловский	лудфордский горстийский	$S_{1-2}ln$ лантарская свита	$S_{1-2}ml$ мельканская толща
	нижняя	венлокский	гомерский шейнвудский		
		лландоверийский	телический азронский рудданский		
ордовикская	верхний	хирнантский	O_3al алдомская свита		
		катийский сантбийский			
	средний	дарривильский			
	нижний	дапинский	$O_{1-2}?uk$ уйкинская свита		
		флоский		O_{1ub} устьбугалийская свита	
		тремадоковский	?	?	?
кембрийская	верхний	батырбайский			
		аксайский		ϵ_{3rb} рыбалкинская свита	
		сакский			
	средний	аюсокканский			
		майский			
	нижний	амгинский			
тойонский		ϵ_{1nc} нячинская-свита			
ботомский					
	атдабанский		ϵ_{1sv} шевлинская свита ϵ_{1ut} устьтиптонская свита		
	томмотский		ϵ_{1mt} малотохиканская свита ϵ_{1th} тохиканская свита		
		$V-\epsilon_{1kl}$ килькинская свита	?		
вендская				Vnm немериканская свита	
верхний рифей				$R\epsilon_{7nl}$ нальдинская свита	

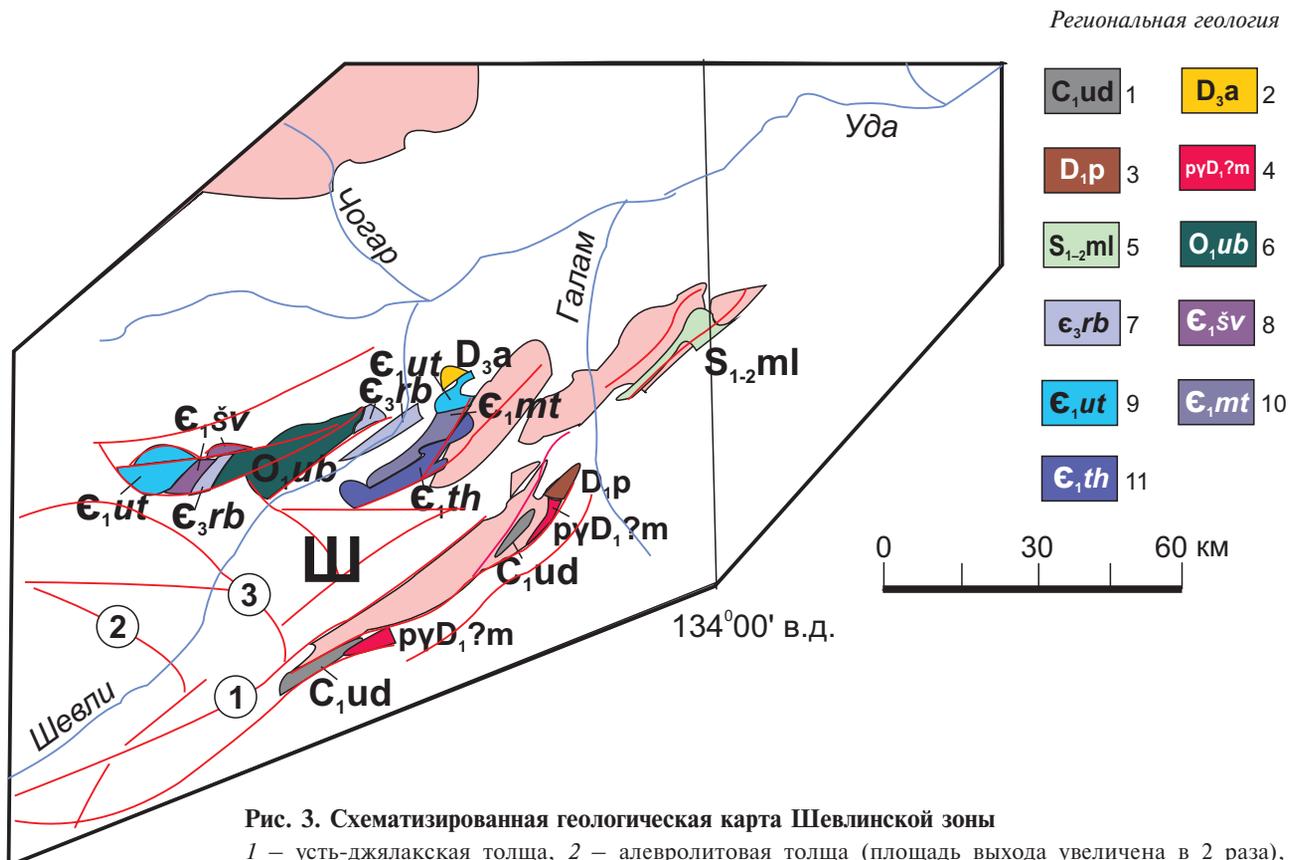


Рис. 3. Схематизированная геологическая карта Шевлинской зоны

1 – усть-дзьялакская толща, 2 – алевролитовая толща (площадь выхода увеличена в 2 раза), 3 – песчаниковая толща (площадь выхода увеличена в 1,5 раза), 4 – малоэльгинские плагиограниты, 5 – мильканская толща, 6 – усть-бугалийская свита, 7 – рыбалкинская свита, 8 – шевлинская свита, 9 – усть-типтонская свита, 10 – малотохиканская свита, 11 – тохиканская свита. Прочие условные обозначения – те же, что на рис. 2

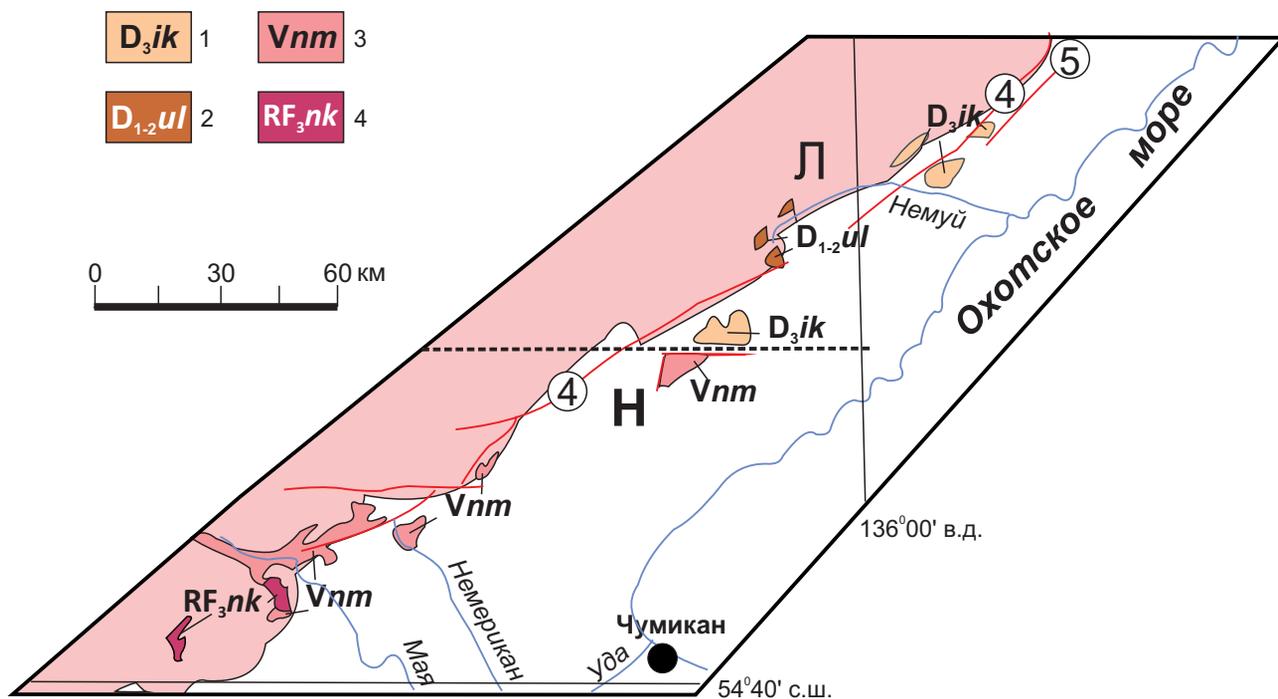


Рис. 4. Схематизированная геологическая карта Немериканской и южной части Лантарской зон

1 – ийкандинская свита, 2 – улуйканская свита, 3 – немериканская свита, 4 – нальдинская свита. Прочие условные обозначения – те же, что на рис. 2

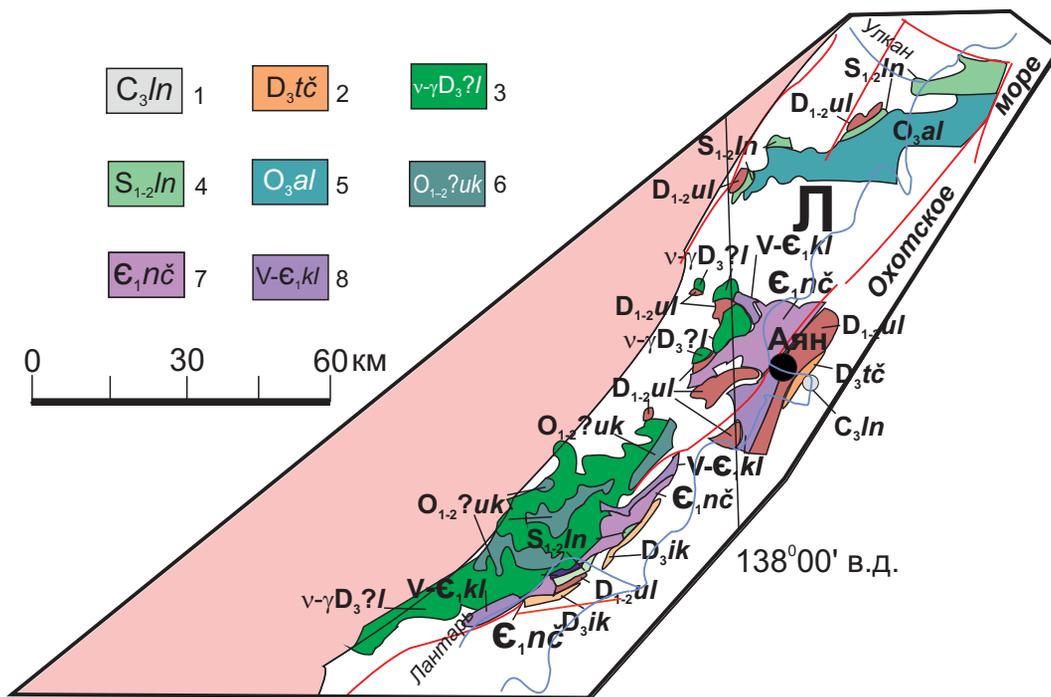


Рис. 5. Схематизированная геологическая карта Лантарской зоны

1 – ландорская свита, 2 – танчинская свита, 3 – лантарский комплекс, 4 – лантарская свита, 5 – алдомская свита, 6 – уйкинская свита, 7 – нячинская свита, 8 – килькинская свита. Прочие условные обозначения – те же, что на рис. 2, 4

badius Z. Zhur, *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. и др., характерных для позднего рифея, и *Osagia bothrudiformis* Krasn., *Volvatella zonalis* Nar., характерных для юдомия–венда [12].

Венд – нижний кембрий. Килькинская свита распространена в Лантарской зоне [3]; подстилающие образования не обнажены. Видимая нижняя часть ее сложена преимущественно известковистыми темно-серыми, лиловыми и зелеными аргиллитами и алевролитами, часто рассланцованными, с прослоями известняков и доломитов, верхняя – тонкопереслаивающимися темно-серыми, лиловыми, зеленовато-фиолетовыми и зелеными аргиллитами, алевролитами, доломитами, известняками, с пачками черных тонкопослаивчатых углисто-глинистых сланцев, включающих пласты известняков и прослой кварцитовидных песчаников. В основании свиты встречены доломитовые брекчии с прослоями алевролитов, в верхней части – прослой кварцевых песчаников. Видимая мощность свиты – 1000 м (М. К. Жевержеева и др., 1994). Венд-раннекембрийский возраст принят по находкам микрофитолитов [10]. Согласно личному сообщению А. Ю. Пескова (ИТиГ ДВО РАН, 2021 г.), проведенные в 2013 и 2016 гг. палеомагнитные исследования позволяют ограничить верхнюю возрастную границу килькинской свиты уровнем 560 млн лет.

Нижний кембрий. В Шевлинской зоне нижнекембрийские отложения слагают единый разрез, расчлененный на 4 свиты. *Тохиканская свита* залегает на гранитах раннеархейского тохиканского комплекса Баладецкого выступа (А. В. Махинин

и др., 1983). По материалам [12], базальные слои свиты представлены мелкообломочными дресвяниками гранитного состава, на которых залегают светло-серые известняки, плагиобазальты и их туфы. Выше залегает пачка зеленовато-серых аркозовых песчаников, содержащих пласты и линзы глинистых сланцев, алевролитов, среднеобломочных дресвяников гранитного состава. Верхняя часть свиты сложена красноцветными мелко- и крупногалечными, иногда валунными конгломератами с линзами и пластами вишнево-красных и зеленовато-серых песчаников, частью туфогенных, перекрытыми серыми и зеленовато-серыми известковистыми песчаниками. В песчаниках присутствуют единичные прослой вишнево-красных известняков с остатками *Renalcis* sp., *Proaulopora glabra* Krasn., характерных для нижнего кембрия. В известняковой гальке конгломератов встречены остатки археоциат. Мощность свиты оценивается в 2200–2300 м.

Малотохиканская свита согласно перекрывает тохиканскую. В низах ее залегают базальты с прослоями псаммитовых туфов, сменяющиеся вверх по разрезу пачкой переслаивания псаммитовых туфов и лавобрекчий базальтов, туфопесчаников и конгломератов. Разрез венчают базальты, содержащие единичные прослой и пласты псаммитовых туфов. Раннекембрийский возраст свиты определяется положением ее в непрерывном разрезе нижнего кембрия. Мощность свиты 1600 м.

Усть-типтонская свита согласно залегает на малотохиканской [9]. Нижняя ее часть сложена

гравелитами, мелкогалечными конгломератами, брекчиями. Выше залегает пачка чередования пластов песчаников и конгломератов, перекрытая серыми и розовато-серыми известняками, содержащими археоциаты атдабанского яруса, а также различные виды водорослей. На известняках залегают среднезернистые песчаники и красноцветные мелкогалечные конгломераты, сменяющиеся выше пачкой чередования алевролитов и песчаников. Верхняя часть свиты представлена пачками: зеленовато-серые, редко сургучно-красные песчаники и алевролиты, тонко переслаивающиеся или слагающие отдельные пласты мощностью 5–20 м; мелкогалечные конгломераты с частыми прослоями сургучно-красных песчаников; переслаивание сургучно-красных, серых песчаников и алевролитов, с линзами и прослоями конгломератов, известняков и мергелей. Мощность свиты – до 1600 м. Возраст обоснован остатками археоциат [12].

Шевлинская свита [12] согласно перекрывает усть-типтонскую. В основании залегает пачка чередования пластов желтовато-серых и сургучно-красных алевролитов, мергелей и розовых известняков, сменяющаяся вверх по разрезу доломитистыми органогенными известняками с прослоями желтовато-серых мергелей. Выше преобладают доломитистые и доломитовые известняки, известняки и доломиты (часто связанные друг с другом постепенными взаимопереходами), в которых встречаются отдельные слои серых алевролитов, известковистых песчаников, конгломератовидных пород, состоящих из удлиненных «галек» серых известняков и сургучно-красной песчано-алевритовой облекающей массы. Они перекрываются пачкой частого чередования слоев серых и сургучно-красных мелкозернистых кварцевых песчаников, сургучно-красных алевролитов, серых известняков и доломитов, конгломератовидных пород. Мощность свиты 2060 м. Встреченные в ее низах археоциаты отвечают позднеатдабанскому времени, в верхней части свиты – ботомскому. Совместно с ними собраны остатки раннекембрийских брахиопод, трилобитов, водорослей.

Нячинская свита в Лантарской зоне без признаков видимого несогласия (предположительно со стратиграфическим перерывом) [16], залегает на отложениях килькинской свиты и с разрывом перекрыта верхнеордовикской алдомской и силурийской лантарской свитами. Она сложена темно-серыми и черными известняками (в т. ч. глинистыми, алевролитистыми и битуминозными), переслаивающимися с коричневатого-серыми, серыми и светло-серыми доломитами и доломитистыми известняками с редкими прослоями кремнистых и кремнисто-глинисто-карбонатных пород и серыми и светло-серыми массивными алевролитами. В нижней части свиты известны маломощные прослои карбонатных брекчий. В битуминозных известняках иногда наблюдаются слои черных, часто листоватых, глинистых сланцев. Видимая мощность свиты 2000 м [3; 5].

Ранне-кембрийский возраст ее обосновывается находками в известняках микрофитоцитов [17].

Верхний кембрий. *Рыбалкинская свита* (Шевлинская зона) сложена пестроокрашенными органогенными известняками, доломитами, алевролитами [12]. Соотношения ее с нижележащей шевлинской свитой неоднократно изучали различные исследователи [8; 9; Г. В. Беляева и др., 1962], которые пришли к выводу, что неохарактеризованный фауной 200-метровый интервал между слоями с нижнекембрийскими брахиоподами и верхнекембрийскими трилобитами сложен однородной пачкой известняков и известковистых песчаников, образующих между собой постепенные взаимопереходы. Какие-либо признаки угловых несогласий или перерывов в осадконакоплении отсутствуют. Граница между свитами, проводимая внутри этой пачки по подошве пласта известняков, залегающих на известковистых песчаниках шевлинской свиты, несколько условна. На границе свит предполагается (учитывая палеонтологические материалы) перерыв в осадконакоплении с выпадением из разреза верхней части ботомского, тойонского ярусов и всего среднего кембрия.

В основании свиты залегают песчаные и доломитистые известняки и доломиты, содержащие немногочисленные пласты мелкозернистых кварцевых известковистых песчаников с прослоями сургучно-красных алевролитов. Эти породы перекрыты пестроцветными кварцевыми песчаниками, сменяющимися известняками с линзами и прослоями крупнозернистых известковистых песчаников и слюдястых алевролитов. Мощность свиты 850 м. В низах ее собраны остатки *Kuraspis* aff. *acricula* Ros., *Pesaiella polyarica* (Ros.) и др., характерных для первой половины верхнего кембрия, в верхах – *Richardsonella* sp. из второй его половины. Здесь же описаны позднекембрийские брахиоподы и водоросли, широко распространенные в верхнем кембрии и тремадоке.

Нижний ордовик. *Усть-бугалийская свита* распространена в Шевлинской зоне. Характерные особенности ее – существенно терригенный состав, широкое распространение конгломератов в низах, зеленая окраска глауконитовых песчаников и алевролитов [12]. Нижняя граница свиты проводится по подошве пласта зеленых, зеленовато-серых слюдястых тонкослоистых алевролитов, содержащих единичные прослои глинистых известняков и мелкозернистых песчаников, залегающих без видимого углового несогласия на пелитоморфных известняках рыбалкинской свиты (А. В. Махинин и др., 1983). Алевролиты перекрыты конгломератами, содержащими пласты и линзы песчаников и гравелитов. Выше залегают мелко- и среднезернистые глауконитовые песчаники с линзами и прослоями зеленых алевролитов, мелкогалечных конгломератов и известняков. Завершает разрез пачка мелко- и среднегалечных, реже валунно-галечных известняковых конгломератов, содержащая в нижней части пласт глауконитовых песчаников. Галька

и валуны известняков из конгломератов содержат остатки трилобитов *Pseudoagnostus* sp., *Aagnostus* sp., *Paracoldinia* sp. и др., *Lingulella* sp., водоросли *Nuia sibirica* Masl., *Epiphyton* sp., что свидетельствует о размыве верхнекембрийских и перемыыве нижнеордовикских отложений. Выше залегают известковистые тонкослоистые тонкоплитчатые алевролиты и пелитоморфные известняки, часто глинистые, которые перекрываются алевролитами и мелкозернистыми известковистыми плитчатыми песчаниками. Завершают разрез пелитоморфные водорослевые известняки, песчаные известняки с прослоями алевролитов и известковистые плитчатые алевролиты. Мощность отложений достигает 2100 м. Возраст свиты определяется находками в низах разреза остатков водорослей *Nuia sibirica* Masl., характерных для тремадока, и граптолитов, соответствующих верхам тремадока и аренигу. Калий-аргоновые датировки глауконита (491 и 495 млн лет) также соответствуют раннему ордовику [9].

Нижний – средний ордовик. *Уйкинская свита* в Лантарской зоне слагает провалы кровли Лантарского массива [10]. Она сложена песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами и углито-глинистыми сланцами. По данным [5] и М. К. Жевержеевой и др. (1994), видимая нижняя часть свиты представлена известняками и доломитами с прослоями известковистых алевролитов, фиолетовых и зеленых аргиллитов, известковистых и кварцитовидных песчаников, углито-глинистыми сланцами, серыми тонкослоистыми мергелями; средняя – кварцитовидными песчаниками со слоями темно-серых и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов и мраморизованных оолитовых известняков; верхняя – известняками, известковистыми песчаниками, фидитизированными алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями известковистых песчаников, углито-глинистых сланцев и доломитов. Мощность свиты 1400 м. Она залегает с угловым и азимутальным несогласием на размытой поверхности килькинской и нячинской свит [3] и перекрывается верхнеордовикской алдомской свитой. На этом основании ее возраст условно принят как ранний-средний ордовик [17].

Верхний ордовик. *Алдомская свита* в Лантарской зоне [5; 10] сложена разнообразными карбонатно-терригенными породами с размывом перекрывающими отложения нячинской и уйкинской свит. В нижней и средней частях свиты в нижних горизонтах разреза преобладают переслаивающиеся известняки и аргиллиты, реже встречаются углито-глинистые сланцы и тонкослоистые мергели. Более высокие горизонты сложены переслаивающимися известковистыми и кварцитовидными песчаниками с прослоями аргиллитов, аргиллитами с прослоями кварцитовидных песчаников, доломитов и известняков, и битуминозными и глинистыми доломитами. Встречаются пачки тонкого переслаивания зеленых тонокополосчатых аргиллитов с белыми доломитами, с прослоями черных известняков.

Верхняя часть свиты в основном представлена переслаивающимися известковистыми песчаниками с прослоями зеленых и фиолетовых аргиллитов, разнообразными известняками с прослоями мергелей, фиолетовыми глинистыми алевролитами, зелеными и фиолетовыми известковистыми аргиллитами. Видимая мощность свиты оценивается в 2500 м [5]. Возраст ее определен по находкам остатков брахиопод, характерных для позднего ордовика [17].

Нижний – верхний силур. *Мильканская толща* в Шевлинской зоне образует полосу северо-восточного направления, налегая на Баладекский выступ [12]. Непосредственно на анортозитах баладекского комплекса залегают мелкообломочные дресвяники, содержащие прослой алевролитов, и глыбы анортозитов. Иногда контакт анортозитов с дресвяниками нерезкий – последние постепенно сменяются анортозитами и дезинтегрированными анортозитами. Наиболее полный разрез толщи (А. В. Махинин и др., 1977) в низах представлен чередованием пластов серых, коричневатых-серых, часто скорлуповатых алевролитов и серых от мелко- до крупнозернистых, иногда содержащих единичные глыбы габбро и лейкогаббро, песчаников. В верхах разреза отмечено чередование пластов и линз дресвяников и серых массивных песчаников. Дресвяники сосредоточены главным образом вокруг выступов анортозитового основания, перемежаясь с песчаниками и конгломератами. В таких местах много глыб габброанортозитов, габбро, измененных ультрамафитов, валунов крупнозернистых гранитов. К северо-востоку отмечается постепенное сокращение количества дресвяников – до полного их исчезновения на правом берегу р. Милькан, где толща на 85 % сложена песчаниками, содержащими различной мощности пласты алевролитов и одно линзовидное тело долеритов. Мощность толщи 1800 м. В низах ее собраны остатки *Dolerorthis* cf. *rustica* (Sow.), *Eoplectodonta* aff. *transversalis* (Dalm.), *Plectatrypa* cf. *imbricata* (Sow.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), определяющие венлокский-лудловский возраст отложений [12].

Лантарская свита, распространенная в Лантарской зоне [10; 11], сложена известняками, алевролитами и аргиллитами, которым подчинены песчаники, конгломераты, конглобрекции, ракушники. Она с размывом и угловым несогласием залегает на килькинской и нячинской свитах, с размывом без видимого углового несогласия – на алдомской свите и с размывом перекрывается ниже-среднедевонской улуйканской свитой. В гальке конгломератов преобладают кварцевые песчаники, известняки и доломиты, изредка встречаются жильный кварц, кварциты, палеотипные базальты, розовые граниты. Мощность свиты составляет около 1000 м. Отложения ее изобилуют остатками разнообразной фауны брахиопод, граптолитов и конодонтов, которая свидетельствует о позднеландверийском-лудловском возрасте вмещающих отложений [5; 10; 11; Г. Р. Шишкина и др., 2000].

Нижний девон. Малоэльгинские плагиограниты слагают небольшие трещинные интрузивы и дайки, группирующиеся в цепочку северо-восточного простирания в Шевлинской зоне [12]. Большая их часть контролируется Улигданским глубинным разломом. Интрузивные тела прорывают габброиды раннеархейского баладекского комплекса и трансгрессивно перекрываются нижедевонской песчаниковой и нижекаменноугольной усть-джалякской толщами. Некоторые тела локализованы в пределах Монголо-Охотской складчатой системы [18; С. Г. Кисляков и др., 1975]). По химическому составу плагиограниты близки к субщелочным лейкогранитам, гранитам и граносиенитам, при резком преобладании Na_2O над K_2O (от 2,9 до 10 раз).

Судя по соотношениям плагиогранитов с вмещающими породами, внедрение их происходило на рубеже силура и девона.

Песчаниковая толща слагает небольшой выход в Шевлинской зоне в бассейне р. Эльга. Она несогласно залегает на малоэльгинских гранитоидах. Нижняя часть толщи сложена грубозернистыми темно-зелеными аркозовыми песчаниками с прослоями мелко-галечных конгломератов и зеленовато-серых алевролитов, сменяющимися переслаивающимися (иногда ритмично) алевролитами и известковистыми песчаниками с пластом мелкогалечных конгломератов. В песчаниках и алевролитах собраны многочисленные растительные остатки. Выше залегает пачка переслаивания известковистых песчаников и алевролитов. Более высокие части разреза представлены среднезернистыми известковистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Кремнисто-глинистые породы и яшмы залегают в пачке зеленых сланцеватых алевролитов. Здесь же грубозернистые песчаники включают обломки створок брахиопод, а известняки — остатки *Stropheodonta verchoyanica* Aleks., *Delthyris* cf. *grandis* Kapl. и др., трилобитов, криноидей, мшанок, характерных для пражского яруса [17]. Мощность толщи равна 1650 м.

Нижний — средний девон. Улуйканская свита в пределах Лантарской зоны с размывом залегает на породах архейского древнеджугджурского комплекса и силурийской лантарской свите, перекрывается ийкандинской свитой верхнего девона и прорывается телами меловых гранитоидов [10; 12]. Ее разрез следующий (Г. Р. Шишкина и др., 2000). Конгломераты крупно- и мелкогалечные до гравийных с галькой кислых вулканитов, анортозитов, кварца, кремнистых пород, заполнитель — крупнозернистый известковистый песчаник; алевролиты и известковистые аргиллиты; известняки органогенные с остатками брахиопод и конодонтами; конгломераты мелко-среднегалечные с тонкими прослоями аргиллитов; известняки органогенные с конодонтами; алевролиты известковистые, массивные и тонкослоистые, с редкими прослоями мелкозернистых известковистых песчаников, линзами аргиллитов, остатками псилофитов и водорослей; известняки

зеленовато-серые, в нижней части слоя — прослой криноидных известняков с растительными остатками и отпечатками граптолитов; известняки криноидные, с конодонтами; алевролиты известковистые, в верхней части слоя с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников и известняковых брекчий; известняки с остатками брахиопод, в верхней части слоя — аргиллиты с конодонтами. Мощность свиты 1100 м. Брахиоподы и конодонты нижней части свиты характерны для лоховского, пражского и эмского веков. Растительные остатки из средней части свиты характеризуют послелоховское время, водоросли — эмское, а комплексы конодонт в верхней части — верхнюю часть эмского и эйфельского веков. Остатки табулят и ругоз характерны для живета.

Верхний девон. Танчинская свита в Лантарской зоне с размывом, но без видимого углового несогласия, залегает на улуйканской. Основание ее сложено преимущественно конгломератами с валунами и галькой кварцитовидных песчаников, реже известняков, долеритов, с известковистыми песчаниками либо песчанистыми известняками в заполнителе. Выше залегают: глинистые известняки, известковистые песчаники с прослоями конгломератов, в верхней части переслаивающиеся с аргиллитами; аргиллиты с прослоями известняков с остатками кораллов и брахиопод, переслаивающиеся аргиллиты и известковые песчаники; пачка алевритистых известняков с прослоями алевролитов и аргиллитов, колониями табулят и раковинами брахиопод, в других выходах ей соответствует нижняя половина пачки тонкослоистых алевритистых и глинистых известняков и аргиллитов; пачка переслаивающихся серых известковистых песчаников, тонкослоистых аргиллитов и глинистых известняков; массивные известковистые песчаники с редкой галькой и валунами в основании; переслаивающиеся известковистые массивные песчаники и тонкослоистые алевритистые и глинистые известняки; тонкопереслаивающиеся массивные алевритистые и тонкослоистые глинистые известняки с богатой фауной брахиопод. Мощность свиты оценивается в 600 м [5]. Комплекс собранной фауны свидетельствует о франском возрасте описанных отложений [17].

Ийкандинская свита, завершающая разрез девонских отложений Лантарской зоны [10], трансгрессивно залегает на нячинской, лантарской и улуйканской свитах и перекрывается нижнемеловыми вулканитами. Сложена в основном конгломератами и известковистыми песчаниками. Контакт ее с нижележащей улуйканской свитой наблюдался в районе пос. Лантарь, где на слоистых алевролитах последней залегают дресвяники и валунно-галечные конгломераты. В дресве, гальке и валунах преобладают известняки. Юго-западнее нижняя часть свиты представлена конгломератами с пластами известковистых песчаников и прослоями алевролитов, верхняя — известковистыми песчаниками и известняками

с прослоями алевролитов, конгломератов и аргиллитов [3; М. К. Жевержеева и др., 1994]. Видимая мощность свиты 800 м. Многочисленные фаунистические остатки позволяют датировать свиту ранним фаменом [17].

Алевролитовая толща — алевролиты с редкими прослоями кремнисто-глинистых пород, песчаников и линзой гравелитов и песчаники с прослоями алевролитов — выделена в небольшом тектоническом блоке среди отложений усть-типтонской свиты нижнего кембрия (на которой, очевидно, лежит несогласно) в Шевлинской зоне [12]. Мощность отложений 110 м. Возраст их определяется находкой *Cyrtospirifer* sp., широко известного в верхнедевонских отложениях Дальнего Востока.

Лантарский гранит-габбровый комплекс выделен [10; 11; Ю. П. Змиевский и др., 1989] в Лантарской зоне и включает трещинный массив площадью около 1700 км², локализованный в зоне Джугджурского глубинного разлома. Он прорывает породы докембрийских токско-алгаминского и улканского комплексов, отложения венда — нижнего кембрия, нижнего — среднего ордовика, нижнего — среднего девона и сам прорван позднемеловыми гранитоидными интрузиями джугджурского комплекса.

В составе массива выделяются три фазы.

Первая фаза — габбро, лейкогаббро, диориты — распространена в основном в центральной части массива. В наиболее крупном выходе габброидов наблюдаются многочисленные пластообразные останцы вмещающих пород, представленных ордовикскими песчаниками. Габбро в основном мелкозернистые, часто порфиоровидные, как правило, амфиболитизированные. В них наблюдаются уплотненные шпирсы с вкрапленностью титаномангнетита и ильменита. В зонах расщелачивания габброиды превращены в полосчатые кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые сланцы. К первой фазе относятся дайки габбродолеритов и долеритов. Они, как и габбро, претерпели дислокационный метаморфизм. По химическому составу габброиды соответствуют базальтам нормального ряда щелочности с повышенным содержанием двуокиси титана, которое достигает 5,28 % (М. К. Жевержеева и др., 1994).

Вторая фаза — гранодиориты-диориты, слагающие северо-восточную часть Лантарского массива. Наиболее распространены связанные взаимопереходами кварцевые диориты и гранодиориты. Диориты встречаются близ контактов массива с вмещающими породами. Для всех пород фазы характерны в различной степени выраженные гнейсовидность и катаклаз.

Третья фаза — граниты — преобладает в юго-западной части Лантарского массива, где граниты прорывают габброиды первой фазы и раннеархейские кварцевые диориты токско-алгаминского комплекса. Наиболее крупный интрузив локализован в зоне Джугджурского разлома и представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении трещинное тело. Интрузивы сложены светло-серыми массивными гранитами

с крупными (до 1 см) выделениями биотита, придающими им своеобразный пятнистый облик. Все породы принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой серии с натриевым типом щелочности.

Лантарский массив имеет рвущие контакты с карбонатно-терригенными отложениями ранне-го-среднего девона и перекрывается средне-позднеюрской джелонской свитой. Значения К-Аг возраста гранодиоритов, гранитов, кварцевых диоритов, определенные по валовым пробам, колеблются от 370 до 105 млн лет. Опираясь на геологические данные и наиболее древнюю радиологическую датировку, возраст лантарского комплекса со значительной долей условности принят позднедевонским.

Нижний карбон. *Усть-дзялакская толща* выделена в Шевлинской зоне в изолированных выходах [12]. В ее составе резко преобладают песчаники при подчиненной роли дресвяников, мелкогалечных конгломератов и алевролитов. Отложения залегают на раннедевонских (?) плагиогранитах. Базальные слои, представленные дресвяниками и мелкогалечными конгломератами, переполнены продуктами размыва гранитоидов. Вышележащая часть толщи сложена зеленовато-серыми и серыми, мелко- и среднезернистыми, редко крупнозернистыми песчаниками, в которых встречаются единичные пласты алевролитов и линзы валунно-галечных конгломератов. Мощность толщи 700 м. Песчаники содержат остатки *Schellwinella* cf. *crenistris* (Phill.), *Camarotoechia* cf. *mutata* (Hall), *Prospira* cf. *tornacensis* (Kon.), *Syringothyris* aff. *hannibalensis* Sow. и др. верхов турне — низов визе.

Верхний карбон. *Ландорская свита* выделена в Лантарской зоне на крайне ограниченной площади (не выражается в масштабе 1:1 000 000) у г. Ландор (в районе пос. Аян) [3; 17]. Свита представлена темно-серыми, почти черными углесто-глинистыми и глинистыми сланцами мощностью до 200 м. С подстилающими образованиями контакт свиты дизъюнктивный, перекрывается она меловыми эффузивами. Из пород свиты в разные годы были собраны многочисленные флористические остатки, которые разные исследователи относили к среднему и позднему карбону, ранней перми или перми в целом. В [16; 17] для свиты принят позднекаменноугольный возраст.

Структура. Структура Аяно-Шевлинского прогиба излагается полностью по материалам ГКК-1000/3 [10-12], поэтому ссылки на источники ниже не даются. В формационном ряду *Шевлинской зоны* преобладают красноцветные и сероцветные карбонатные и терригенные формации, в нижней же части распространены базальтоиды. Отложения несогласно залегают на Баладекском выступе и в свою очередь перекрываются Удским краевым и Джелонским вулканическим прогибами. В пределах зоны условно выделяются нижнепалеозойский и среднепалеозойский структурные этажи. Кембрийские и нижнеордовикские отложения первого слагают синклиналь северо-

восточного простирания, близкую к брахиформной, юго-восточное крыло которой моноклинально погружается на северо-запад под углами 35–45°, редко до 60°. В ядерной части углы наклона слоев уменьшаются до 20°, а на северо-западном крыле возрастают до 60°. Складка осложнена многочисленными дизъюнктивами. На северо-западе с ней сопряжена брахиантиклиналь, большая часть которой перекрыта более молодыми образованиями. Строение среднепалеозойского этажа восстановить невозможно из-за разобщенности и небольших размеров выходов силурийских, девонских и каменноугольных отложений, слагающих этаж.

Немериканская зона образует единый структурный этаж. Формационно и в структурном отношении вещественное выполнение ее близко к образованиям Шевлинской зоны. Оно представлено верхнерифейскими формациями кварцевых песчаников, доломитовой и турбидитовой и вендской базальтовой. В наиболее крупных выходах в бассейне р. Мая верхнерифейские отложения смяты в крупные (шириной в несколько километров) разнообразные по форме складки – от простых брахиформных до сжатых линейных с углами погружения крыльев 30–60°; они осложнены складками шириной в сотни метров, среди которых нередко гребневидные асимметричные. Мелкие складки (шириной до 3 м), особенно в турбидитах, зачастую имеют изоклинальный облик. В вендских базальтоидах складчатость более пологая (углы погружения крыльев не превышают 40°).

В структуре *Лантарской зоны* выделяются два структурных этажа: вендско-раннепалеозойский (слагается карбонатно-терригенной и терригенно-карбонатной формациями венда – нижнего кембрия) и среднепалеозойский (такие же по составу формации нижнего – среднего ордовика, силура, девона и верхнего карбона). В первом распространены линейные, обычно асимметричные, иногда запрокинутые на юго-восток складки северо-восточного простирания с углами погружения крыльев 70–85° и амплитудой до 2 км. Отложения, слагающие среднепалеозойский этаж, смяты в линейные складки северо-восточного простирания с относительно пологими (до 60°) крыльями. Своды антиклиналей зачастую почти полностью уничтожены эрозией, и от складок сохранились только крылья, представляющие собой выдержанные моноклинали. Наиболее крупными дизъюнктивами, оказавшими влияние на формирование и современную структуру Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, являются Улигданский, Южно-Удский, Джугджурский и Прибрежный глубинные разломы. *Улигданский глубинный разлом* – краевой шов Сибирской платформы [15]. При протяженности около 500 км ширина его зоны заведомо превышает 10 км. Этот разлом хорошо выражен в гравитационном (контрастная ступень в поле силы тяжести) и магнитном (ступень, осложненная полосовыми аномалиями ΔT) полях. Наиболее изученная

его часть (около 150 км – от верхнего течения р. Угохан до р. Гербикан) охватывает Баладекский выступ (практически полностью располагающийся в зоне разлома) и прилегающие к нему участки Монголо-Охотской складчатой системы, Аяно-Шевлинского перикратонного и Удского краевого прогибов. Здесь зона разлома представлена серией субпараллельных крутопадающих тел ультрабазитов, контролирующих положение тел ультрабазитов архейского баладекского комплекса и девонских(?) гранитоидов. Зоны отдельных дизъюнктивов представлены полосовидными телами милонитов, катаклазитов, метаморфизованных пород баладекского комплекса; линейные тела серпентинитов и серпентинизированных пород дезинтегрированы, местами превращены в серпентинитовый меланж. Для допозднеюрских этапов по зоне Улигданского глубинного разлома предполагаются правосдвиговые смещения большой амплитуды, для более поздних – преимущественно сбросовые. *Джугджурский глубинный разлом* северо-восточного простирания с северо-запада ограничивает Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб. Этот разлом хорошо выражен в рельефе серией крутых уступов, приуроченных к зонам дробления и милонитизации шириной до 1–2 километров. Дизъюнктив является крутым сбросом, юго-восточное крыло которого опущено не менее чем на 1,5 км. Характерно кулисообразное строение зоны разлома. Поперечными дизъюнктивами она разбита на отрезки длиной от 10 до 45 км, смещенные относительно друг друга на 2–5 км. *Прибрежный глубинный разлом* с юго-востока ограничивает Аяно-Шевлинский прогиб и по своей морфологии сходен с Джугджурским разломом, существенно уступая ему по размерам. *Южно-Удский глубинный разлом* является восточным окончанием Северо-Турурингского глубинного разлома, служащего южным краевым швом Сибирской платформы. В гравитационном и магнитном полях дизъюнктив выражен достаточно резкими ступенями. На поздних этапах развития он проявлен как надвиг с южным падением поверхности сместителя. Сочленение Улигданского и Южно-Удского глубинных разломов обуславливает характерную клювообразную форму самого южного выступа Сибирской платформы и резкое сужение Монголо-Охотской складчатой системы в бассейне р. Шевли.

Анализ. Приведенные материалы о геологическом строении Аяно-Шевлинского прогиба свидетельствуют о сомнениях как в единстве этого структурного элемента, так и в его тектонической позиции.

1) Пространственно 3 зоны Аяно-Шевлинского прогиба разобщены. Наиболее близко расположены северо-восточный выход немериканской свиты венда (Немериканская зона) и юго-западный выход ийкандинской свиты верхнего девона (Лантарская зона) (рис. 4). В [12] последний включен в Немериканскую зону, что вряд ли правомерно, учитывая огромный возрастной разрыв в формировании этих отложений. Объединяет

данные структурные элементы единство формационного содержания (преимущественно пестроцветные шельфовые, прибрежно-морские, лагунные и наземные фации), а также примерно одинаковая степень дислоцированности образований. Неамериканскую и Шевлинскую зоны связывает присутствие в их разрезах базальтов; для гальки базальтов в силурийских и девонских конгломератах Лантарской зоны установить источник сноса вряд ли возможно. Стратиграфически разрезы зон слабо коррелируются, объемы разновозрастных стратонов, их состав, положение и длительность перерывов различны. Скорее всего, осадочные образования Шевлинской и Лантарской зон формировались в разных фрагментах морского бассейна, разделенных участком суши. В то же время общим для них является присутствие близких по возрасту интрузивных формаций, хотя и резко различающихся по составу. Таким образом, объединение всех трех зон в единый структурный элемент представляется искусственным, прямыми геологическими данными оно подтверждено быть не может. Однако такое объединение имеет теоретический смысл: оно облегчает исследование геологической истории этой части Сибирской платформы.

2) Аяно-Шевлинский прогиб является частью пограничной системы, связывающей Сибирскую платформу с Монголо-Охотской (и, возможно, Верхояно-Колымской) складчатой системой. Пограничные системы очень разнообразны (в [19] на примере Сибирской платформы выделены 16 их типов). То, какие элементы этих систем отнести к платформе, а какие – к соседним областям, обычно вызывает длительные (и, как правило, бесплодные) дискуссии. Конкретные ситуации различны. Так, Юдомо-Майский перикратонный прогиб в нижней (вендско-кембрийской) части разреза обнаруживает полное единство с Учуро-Майской плитой (в них выделяются одни и те же стратоны, различающиеся лишь мощностью и степенью дислоцированности отложений), а для более высоких частей разреза он очень близок к Верхояно-Колымской складчатой системе, в связи с чем на современных схемах тектонического районирования считается частью (Юдомо-Майской структурно-формационной зоной) последней [10; 18]. Основанием для этого служит наличие Нельканского глубинного разлома (рис. 1), отделяющего Юдомо-Майский прогиб от Учуро-Майской плиты и являющегося (по крайней мере, в пределах платформенного чехла в этом регионе) краевым швом Сибирской платформы. В то же время Аяно-Шевлинский прогиб, напротив, отделен краевым швом – Улигданским глубинным разломом – от Монголо-Охотской складчатой системы (рис. 1) и поэтому локализован целиком в пределах платформы. В приграничных с платформой частях Монголо-Охотская складчатая система представляет собой коллизионный комплекс, элементы которого формировались в каких-то отдаленных морских бассейнах. Многочислен-

ные олистолиты кембрийских и ордовикских пород в силурийских и девонских отложениях Монголо-Охотской складчатой системы содержат комплексы ископаемых остатков, существенно отличающихся от комплексов, собранных в породах Шевлинской зоны [12].

3) Следует ли относить Аяно-Шевлинский прогиб к категории перикратонных? С терминологической точки зрения – безусловно, т. к. он локализован именно около окраины древней платформы. Сомнения вызваны необычным составом выполнения прогиба, аналогов которому вроде бы не известно. Появление интрузивных образований вряд ли связано с развитием собственно прогиба: становление раннедевонских(?) гранитоидов, локализованных в зоне Улигданского глубинного разлома, скорее всего, обусловлено процессами коллизии, а позднедевонский лантарский комплекс, локализованный в зоне Джугджурского глубинного разлома, видимо, сформировался в процессе эволюции кристаллических образований Алдано-Станового щита. В то же время широкое развитие базальтового вулканизма в венде – кембрии – именно характерная особенность выполнения Аяно-Шевлинского прогиба. Не ставя под сомнение отнесение этого прогиба к типу перикратонных, его, возможно, следовало бы выделить в качестве отдельной разновидности. Это вопрос не принципиальный, и, на взгляд автора, не заслуживает подробного обсуждения.

Заключение. Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб по положению в общей структуре Сибирской платформы, составу большей части выполнения и тектонической структуре сходен с известными перикратонными прогибами других древних платформ (например, с расположенным вблизи него Юдомо-Майским), выделяясь лишь присутствием магматических образований. Существенное отличие его от других перикратонных прогибов – то, что включаемые в состав Аяно-Шевлинского прогиба образования располагаются прямо на кристаллическом фундаменте платформы (Алдано-Становом щите и Баладекском выступе); какая-либо видимая связь этих образований с плитным комплексом Сибирской платформы отсутствует. Объединяемые в составе Аяно-Шевлинского прогиба разрозненные выходы позднекембрийских и палеозойских образований достаточно хорошо изучены предшествующими региональными исследованиями, и надеяться на получение принципиально новых данных не приходится. Конечно, можно уточнить детали строения разрезов, а новые находки органических остатков и современные радиологические датировки могут обосновать выделение небольших выходов отложений какого-либо иного возраста (как с алевролитовой толщей в Шевлинской зоне), но вряд ли это сможет существенно изменить имеющиеся представления.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГиГ ДВО РАН.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 книгах. Кн. 1 / под ред. А. И. Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006. — 572 с. + цв. карта.

2. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-53 — Нелькан / Н. С. Шпак, В. И. Гольденберг, С. В. Нужнов и др. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.

3. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Листы О-53-XXXVI, О-54-XXXI. Объяснительная записка / В. И. Гольденберг, И. П. Пугачева, Б. С. Неволин и др. — М.: ВАГТ, 1971. — 115 с.

4. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-54 — Охотск / Г. Н. Чертовских при участии В. Т. Шейхановой. — М.: Госгеолтехиздат, 1961.

5. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист О-54-XXV. Объяснительная записка / В. И. Гольденберг, И. П. Пугачева. — М.: ВАГТ, 1978. — 107 с.

6. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист N-53 — Шантарские острова / Л. И. Красный, Д. А. Кириков, В. Н. Мошкин и др. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.

7. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53-XIV. Объяснительная записка / Ф. С. Фролов. — М.: Союзгеолфонд, 1983. — 101 с.

8. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53-XIX. Объяснительная записка / В. Ф. Сигов. — М.: Союзгеолфонд, 1974. — 93 с.

9. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Удская. Лист N-53-XX. Объяснительная записка / Ю. А. Мамонтов. — М.: Союзгеолфонд, 1975. — 108 с.

10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 — Нелькан / В. А. Дымович, А. Ф. Васкин, Е. С. Опалихина и др. Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. — 364 с. + 2 вкл., основн. и дополн. карты.

11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-54 — Охотск. Объяснительная записка / В. Н. Зелепугин, В. А. Дымович, Б. Г. Лопатин и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. — 504 с. + вкл. + основн. и дополн. карты.

12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 — Шантарские острова / В. Ю. Забродин, А. М. Бородин, В. А. Гурьянов и др. Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. — 448 с. + 6 вкл. и 1 вкладка, основн. и дополн. карты.

13. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-VIII (устье р. Лимну). Объяснительная записка / Б. Л. Годзевич. — М.: Союзгеолфонд, 1983. — 95 с.

14. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-IX. Объяснительная записка / В. Н. Гончаров. — Л.: Картфабрика Аэрогеологии, 1978. — 75 с.

15. Забродин В. Ю. Структура зоны сочленения юго-восточной окраины Сибирской платформы с Монголо-Охотской складчатой системой // Региональная геология и металлогения. — 2011. — № 45. — С. 3—11.

16. Кисляков С. Г. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) (актуализирована на 01.01.2009 г.). В 3-х кн. — Хабаровск: Дальгеофизика, 2010. — 226+26+110 с.

17. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). — Хабаровск: ХГГПП, 1994. — 124 с. + 38 стратигр. схем.

18. Роганов Г. В., Васкин А. Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья,

о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. 1 : 3 000 000. — Хабаровск: Дальгеофизика, 2008.

19. Соловьев В. А., Бондаренко Н. А., Боровиков А. М. Систематика пограничных структур платформ и их нефтегазоносных комплексов (на примере Сибирской платформы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 2005. — Т. 80, вып. 2. — С. 18—29.

20. Стратиграфический кодекс России. Изд. третье, исправл. и дополн. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. — 96 с.

1. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii: v 2 knigakh. Kn. 1 [Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the East of Russia: in 2 books. Book 1] Ed.: A. I. Khanchuk. Vladivostok, Dalnauka, 2006, 572 p. + color map.

2. Shpak N. S., Goldenberg V. I., Nuzhnov S. V. et al. (eds.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 1 000 000. List O-53 — Nel'kan [Geological Map of the USSR, Scale 1:1,000,000. Sheet O-53 — Nelkan]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 1959.

3. Goldenberg V. I., Pugacheva I. P., Nevolin B. S. et al. (eds.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Dzhugdzhurskaya. Listy O-53-XXXVI, O-54-XXXI. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Dzhugdzhurskaya Series. Sheets O-53-XXXVI, O-54-XXXI. Explanatory Notes]. / Moscow, VAGT, 1971, 115 p.

4. Chertovskikh G. N., Sheikhanova V. T. (eds.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 1 000 000. List O-54 — Okhotsk [Geological Map of the USSR, Scale 1:1,000,000. Sheet O-54 — Okhotsk]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 1961.

5. Goldenberg V. I., Pugachev I. P. (eds.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Priokhotskaya. List O-54-XXV. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Priokhotskaya Series. Sheet O-54-XXV. Explanatory Notes]. Moscow, VAGT, 1978, 107 p.

6. Krasnyi L. I., Kirikov D. A., Moshkin V. N. et al. (eds.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 1 000 000. List N-53 — Shantarskie ostrova [Geological Map of the USSR, Scale 1:1,000,000. Sheet N-53 — Shantar Islands]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 1959.

7. Frolov F. S. (ed.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Udsкая. List N-53-XIV. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Udsкая Series. Sheet N-53-XIV. Explanatory Notes]. Moscow, Soyuzgeolfond, 1983, 101 p.

8. Sigov V. F. (ed.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Udsкая. List N-53-XIX. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Udsкая series. Sheet N-53-XIX. Explanatory Notes]. Moscow, Soyuzgeolfond, 1974, 93 p.

9. Mamontov Yu. A. (ed.). Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Udsкая. List N-53-XX. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Udsкая series. Sheet N-53-XX. Explanatory Notes]. Moscow, Soyuzgeolfond, 1975, 108 p.

10. Dymovich V. A., Vas'kin A. F., Opalikhina E. S. et al. (eds.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Mashtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List O-53 — Nel'kan. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (3rd Generation). Far Eastern Series. Sheet O-53 — Nelkan. Explanatory Notes]. St. Petersburg, VSEGEI, 2012, 364 p. + 2 insets, main and supplementary maps.

11. Zelepugin V. N., Dymovich V. A., Lopatin B. G. et al. (eds.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Mashtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List O-54 — Okhotsk. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (3rd Generation). Far Eastern Series. Sheet O-54 —

Okhotsk / Explanatory Notes]. St. Petersburg, VSEGEI, 2021, 504 p. + insert, main and supplementary maps.

12. Zabrodin V. Yu., Borodin A. M., Guryanov V. A. et al. (eds.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Dal'nevostochnaya. List N-53 – Shantarskie ostrova. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (3rd Generation). Far Eastern Series. Sheet N-53 – Shantar Islands. Explanatory Notes]. St. Petersburg: VSEGEI, 2007, 448 p. + 6 insets and 1 loose insert, main and supplementary maps.

13. Godzevich B. L. (ed.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Dzhugdzhurskaya. List N-53-VIII (ust'e r. Limnu). Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Dzhugdzhurskaya series. Sheet N-53-VIII (Limnu River mouth). Explanatory Notes]. Moscow, Soyuzgeolfond, 1983, 95 p.

14. Goncharov V. N. (ed.). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Dzhugdzhurskaya. List N-53-IX. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the USSR, Scale 1:200,000. Dzhugdzhurskaya Series. Sheet N-53-IX. Explanatory Notes]. Leningrad, Aerogeology Mapping Factory, 1978, 75 p.

15. Zabrodin V. Yu. Struktura zony sochleneniya yugovostochnoy okrainy Sibirskoy platformy s Mongolo-Okhotskoy

skladchatoy sistemoy // *Regional Geology and Metallogeny*, 2011, no. 45, pp. 3–11. (In Russian).

16. Kislyakov S. G. Legenda Dal'nevostochnoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1 000 000 (tret'e pokolenie) (aktualizirovana na 01.01.2009 g.). V trekh knigakh. Khabarovsk, Dal'geofizika, 2010, 226+26+110 p.

17. Resheniya Chetvertogo mezhdedomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu i fanerozoju yuga Dal'nego Vostoka i Vostochnogo Zabaykal'ya (Khabarovsk, 1990 g.). Khabarovsk, KhGGGP, 1994, 124 p. + 38 stratigr. skhem.

18. Roganov G. V., Vas'kin A. F. Skhema geologo-strukturnogo rayonirovaniya Priamur'ya, Zapadnogo Priokhot'ya, o. Sakhalin i prilgayushchikh uchastkov dna Okhotskogo i Yaponskogo morey. 1 : 3 000 000. Khabarovsk, Dal'geofizika, 2008.

19. Solov'ev V. A., Bondarenko N. A., Borovikov A. M. Sistematika pogranichnykh struktur platform i ikh neftegazonosnykh kompleksov (na primere Sibirskoy platformy). *Byull. MOIP. Ord. geol.*, 2005, vol. 80, no. 2, pp. 18–29. (In Russian).

20. Stratigraficheskiy kodeks Rossii. Izd. tret'e, ispravl. i dopoln. Utverzhden Byuro MSK 18 oktyabrya 2005 g. [Stratigraphic Code of Russia. Third edition with amendments and additions approved by the ISC Bureau on October 18, 2005]. St. Petersburg, VSEGEI, 2019, 965 p.

Zabrodin Vladimir Yur'evich – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН). Ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, Россия, 680000. <VZabrodin@rambler.ru>

Zabrodin Vladimir Yur'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS (ITiG FEB RAS). 65 Ul. Kim Yu Chen, Khabarovsk, Russia, 680000. <VZabrodin@rambler.ru>

Конодонты лландовери (нижний силур) обнажения 229 на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала)

В результате изучения конодонтов установлено присутствие двух местных и одной региональной конодонтовых зон в обнажении 229 (лландоверийский отдел, нижний силур) р. Кожым, что позволило палеонтологически обосновать региональные стратиграфические подразделения – лолашорский, филиппельский и маршрутнинский горизонты, ранее выделенные в обнажении преимущественно по литологическим признакам.

Ключевые слова: биостратиграфия, конодонты, лландовери, р. Кожым, западный склон Приполярного Урала.

L. V. SOKOLOVA (IG FRC Komi SC UB RAS)

Llandovery conodonts from the outcrop 229 of the River Kozhym (Western slope of Subpolar Ural)

As a result of conodont studies, the presence of deposits of two local and one regional conodont zones was established in the outcrop of 229 of the River Kozhym, which made it possible to the regional stratigraphic units – Lolashor, Filipp'el' and Marshrutnyj regional stages, previously identified in the outcrop mainly by lithological features.

Keywords: biostratigraphy, conodonts, Llandovery, River Kozhym, Western slope of the Subpolar Ural.

Для цитирования: Соколова Л. В. Конодонты лландовери (нижний силур) обнажения 229 на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 45–51. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_45-51

Введение. Разрез силура на р. Кожым является опорным для западного склона Приполярного Урала [8]. Биостратиграфическое расчленение и обоснование возраста региональных подразделений западного склона Урала основано на комплексах брахиопод [1]. В связи с развитой вторичной доломитизацией нижнесилурийских толщ в бассейне р. Кожым макрофауна часто перекристаллизована и большое значение для биостратиграфии района приобретает изучение конодонтовой микрофауны, устойчивой к диагнетическому преобразованию пород.

Лландоверийские конодонты в бассейне р. Кожым (рис. 1) известны из обнажений 108, 109, 212, 217 и 229 [4, 7, 10, 12]. Наиболее полно эта группа изучена в обнажениях 109 и 217. В обн. 217 установлена стратиграфическая последовательность конодонтов в интервале верхняя часть яренейского горизонта (лландовери) – войвывский горизонт (венлок). На основе этой последовательности нижний силур западного склона Приполярного Урала был подразделен на три экозоны [7].

В обн. 109 изучена последовательность лландоверийских конодонтов в интервале верхняя половина лолашорского горизонта – маршрутнинский горизонт [12, 13]. Эта последовательность, с учетом опубликованных данных С. В. Мельникова по

обн. 217, положена в основу местной конодонтовой зональности опорного разреза р. Кожым [14].

В 2004 г. Т. М. Безносовой, Т. В. Майдль, П. Мянником, А. И. Пашниным и Е. В. Антроповой подробно описано и опробовано обн. 229. Ранее разрез изучали А. И. Першина, Б. Я. Дембовский, Т. М. Безносова, А. И. Антошкина [9].

Целью изучения конодонтов в обн. 229 явилось уточнение систематического состава и стратиграфического распространения этой группы в лландоверийских отложениях опорного разреза р. Кожым и палеонтологическое обоснование возраста региональных подразделений, выделенных в обнажении преимущественно по литологическим признакам. Результаты изучения конодонтов были использованы автором при написании диссертации и статей [13, 14], однако полное стратиграфическое распределение конодонтов в обн. 229 и его биостратиграфическое расчленение публикуются впервые.

Материалы и методы. Коллекция из 24 образцов была отобрана П. Мянником и А. И. Пашниным (полевой дневник П. Мянника, 2004 г.) и передан автору для изучения. Конодонты получены из 7 образцов. Для извлечения конодонтовых элементов применялась методика растворения проб в два этапа. На первом этапе каменный

материал обрабатывался в 8-процентной уксусной кислоте по стандартной методике [6]. На втором этапе нерастворимый остаток, состоящий в основном из кристаллов доломита, растворялся в муравьиной кислоте по методике, предложенной Л. Джемпсоном [15]. Коллекция конодонтов № 694 хранится в музее им. А. А. Чернова Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Съемка конодонтовых элементов производилась на сканирующих электронных микроскопах в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

В статье принята утвержденная унифицированная схема расчленения силурийских отложений западного склона Урала [8], с изменениями и уточнениями по Т. М. Безносовой [1, 2].

Результаты и обсуждение. Разрез 229 расположен на правом берегу р. Кожым в устье р. Сывью (рис. 1) и вскрывает отложения яренейского,

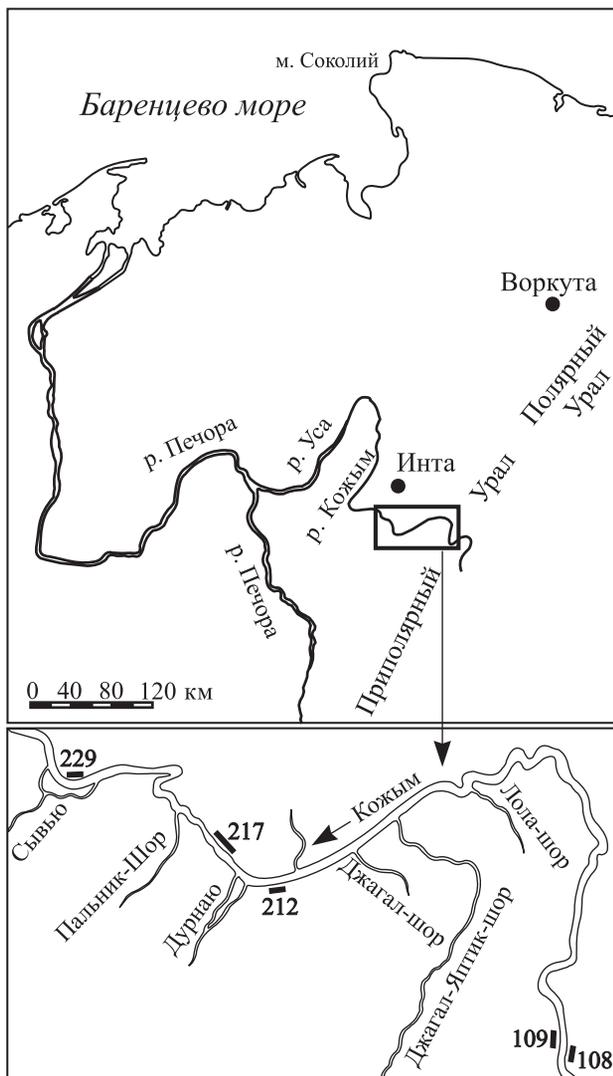


Рис. 1. Фрагмент карты Тимано-Североуральского региона с местоположением Приполярного Урала [по 7] и схема расположения обнажений 108, 109, 212, 217 и 229 в бассейне р. Кожым [по 1, 9]

лолашорского, филиппьельского и маршрутнинского горизонтов [9]. Отложения яренейского горизонта обоснованы находками брахиопод [1].

Конодонты изучены в интервале верхняя часть лолашорского – филиппьельский – нижняя часть маршрутнинского горизонтов. Нижняя граница филиппьельского горизонта проведена по появлению первых строматолитовых колоний, верхняя граница – по кровле слоя с тонкослоистыми доломитами и строматолитовыми колониями, выше которых появляются строматопоридеи и створки пелеципод *Megalomus*, характерные для отложений маршрутнинского горизонта [1]. Мощности горизонтов высчитаны по полевому дневнику П. Мянника (2004 г.).

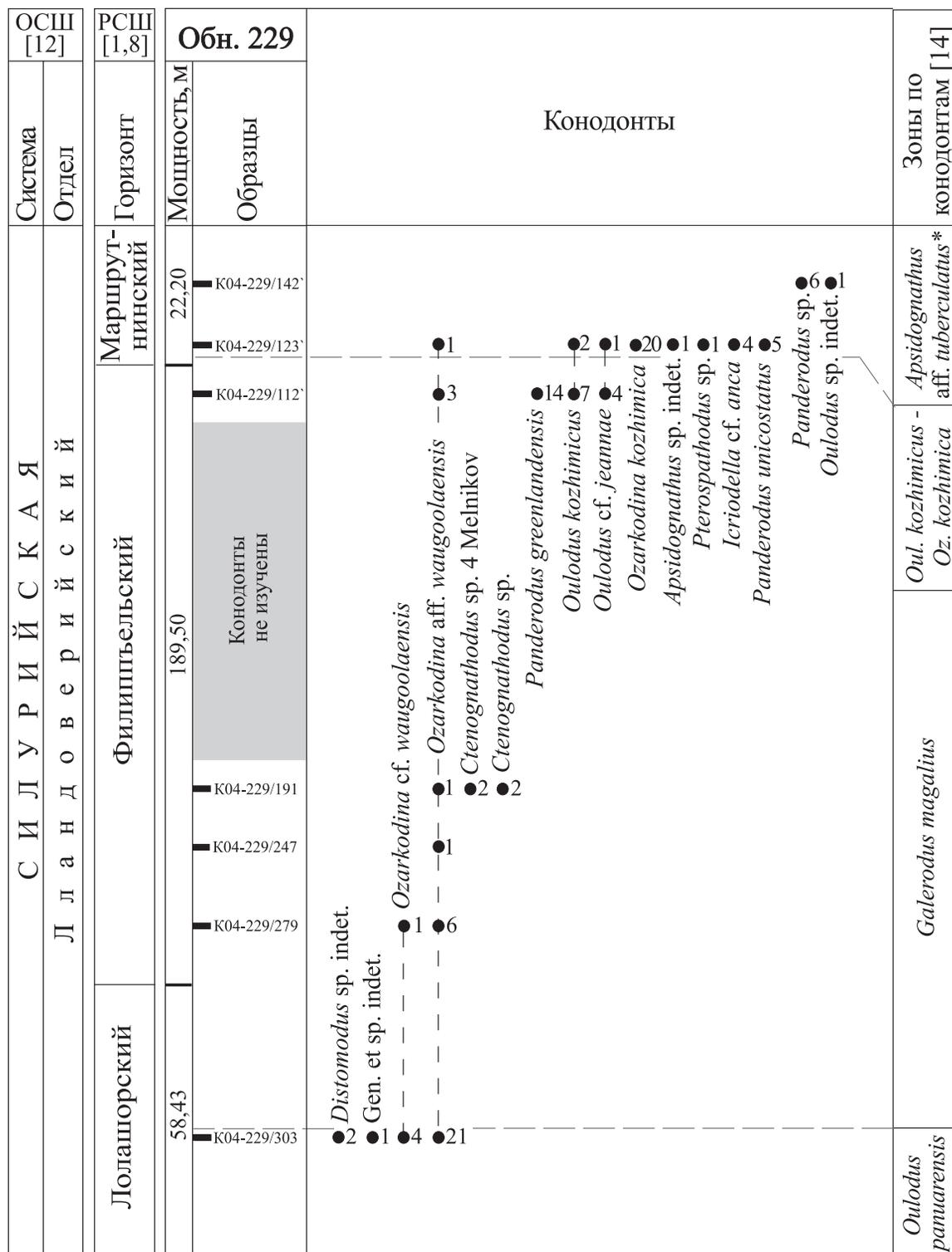
В разрезе установлены отложения двух местных и одной региональной конодонтовой зоны. Так как разрез в настоящее время не имеет послонной характеристики по конодонтам, границы зон проведены предположительно.

Отложения **местной зоны *Oulodus panuarensis*** (рис. 2) диагностированы по характерным для зонального комплекса конодонтам рода *Distomodus* и вида *Ozarkodina* cf. *waugoolaensis* Bischoff. Верхняя граница зоны в разрезе проведена по находкам этих таксонов, нижняя граница не установлена. Зона *Oul. panuarensis* прослеживается в разрезах 109 и 217 р. Кожым и охватывает объем лолашорского горизонта [14]. Впервые в составе зонального комплекса лолашорского горизонта определен вид *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis* Bischoff. Он описан в составе филолинии *Oz. waugoolaensis* – *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis* – *Oz. kozhimica* Melnikov из лландовери опорного разреза р. Кожым. Первые находки вида ранее были известны из отложений филиппьельского горизонта [19].

Породы с *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis*, *Stenognathodus* sp. 4 Melnikov и *Stenognathodus* sp. (обр. K04-229/279, K04-229/247, K04-229/191) по присутствию вида *Stenognathodus* sp. 4 Melnikov, встречающегося в отложениях филиппьельского горизонта р. Кожым [5, 14], и по положению в разрезе отнесены к **местной зоне *Galerodus magalius*** (рис. 2). Зона прослеживается в разрезах 109 и 217 р. Кожым и отвечает большей, нижней части филиппьельского горизонта.

К **местной зоне *Oul. kozhimicus* – *Oz. kozhimica*** отнесены отложения с комплексом конодонтов, включающим зональные таксоны *Oul. kozhimicus* Melnikov и *Oz. kozhimica* и виды *Panderodus greenlandensis* Armstrong, *Oulodus* cf. *jeannae* Schönlaub (обр. K04-229/112'). Вид широко распространен в венлоке Тимано-Североуральского региона [7]. В разрезе р. Кожым первое появление *Oul. kozhimicus* приурочено к верхней части филиппьельского горизонта и, возможно, связано с его отделением от вида *Oul. jeannae* [13]. Зона описана в обн. 109 р. Кожым в верхней части филиппьельского горизонта.

Отложения региональной **биозоны *Apsidognathus* aff. *tuberculatus*** установлены по находкам родов *Apsidognathus* и *Pterospathodus*. Нижняя гра-



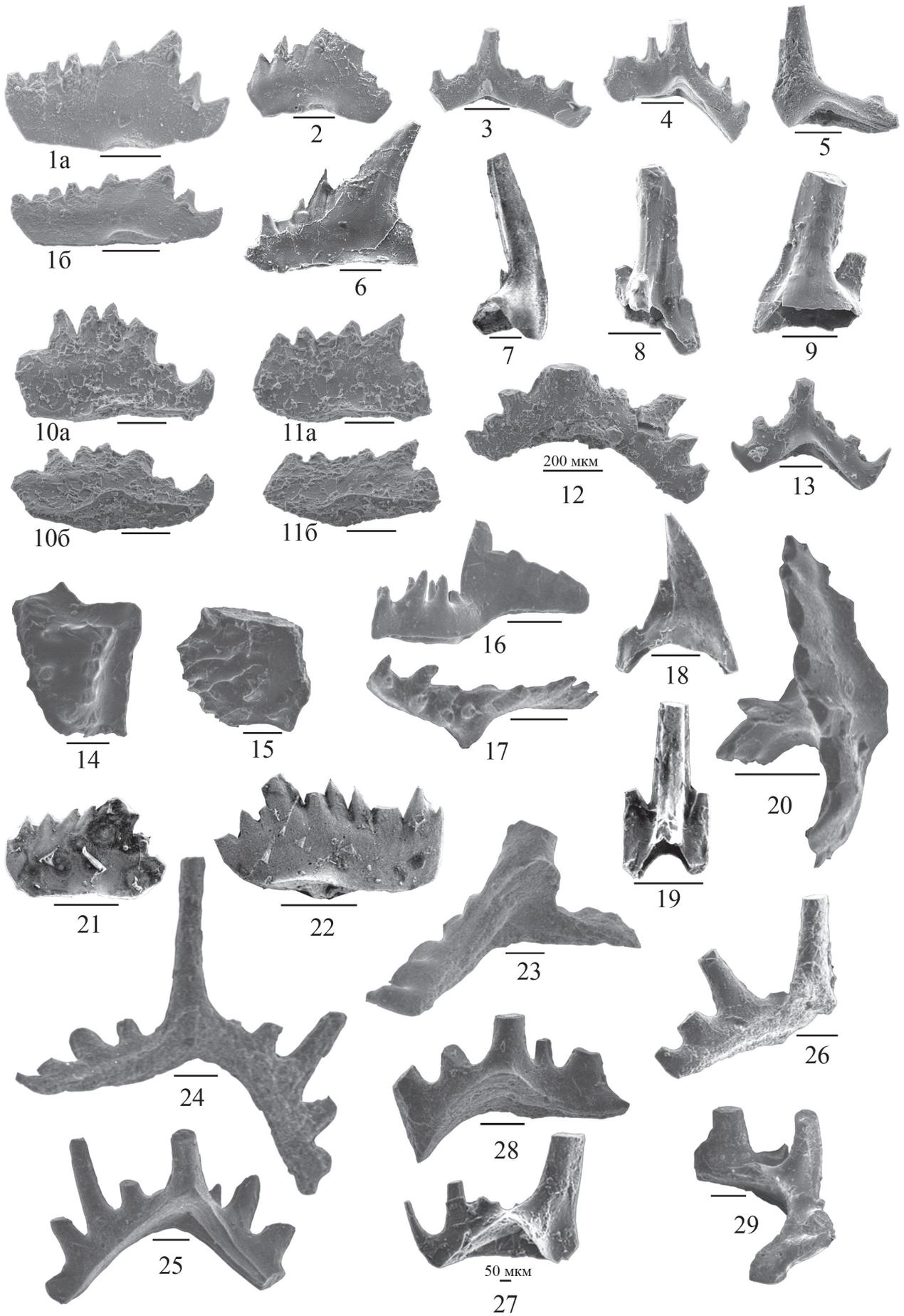
— литологические границы

--- границы конодонтовых зон

●21 число экземпляров вида в образце

Рис. 2. Распределение конодонтов в лландоверийских отложениях обн. 229

* — зона выделена С. В. Мельниковым



ница зоны практически совпадает с литологической границей между филиппбельским и маршрутнинским горизонтами в обн. 229. Верхняя граница не установлена. В разрезе р. Кожым бионона отвечает объему маршрутнинского горизонта и прослеживается в обн. 217 [7].

Конодонты лландоверийского рода *Apsidognathus* имеют важное значение для стратиграфии региона. По данным С. В. Мельникова [16], полное стратиграфическое распространение этого рода в Тимано-Североуральском регионе, возможно, охватывает интервал от основания филиппбельского до верхней границы маршрутнинского горизонтов. В опорном разрезе р. Кожым стратиграфическое распространение рода приурочено к маршрутнинскому горизонту, в объеме которого С. В. Мельниковым выделена эконна *Apsidognathus* [7]. По мнению П. Мянника, первое появление конодонтов рода *Apsidognathus* в основании маршрутнинского горизонта связано с развитием позднелландоверийской трансгрессии в Тимано-Североуральском бассейне [17]. Вид *Icriodella* cf. *anca* Melnikov впервые определен в составе конодонтового комплекса маршрутнинского горизонта кожымского разреза. В опорном разрезе р. Кожым род *Icriodella* был ранее установлен в ордовике [7]. На территории Северного Тимана и Тимано-Печорской провинции вид *I. anca* распространен в отложениях филипп-

бельского горизонта [17]. В верхнем лландовери архипелага Северная Земля конодонты *Icriodella* cf. *anca* известны в составе комплекса с *Apsidognathus* и *Pterospathodus* из отложений средненской и нижней части самойловичской свит [19].

Выводы. Таким образом, в результате изучения конодонтов палеонтологически обоснованы отложения лолашорского, филиппбельского и маршрутнинского горизонтов в обн. 229. В лландоверийских отложениях опорного разреза р. Кожым впервые установлены конодонты рода *Icriodella* и уточнено стратиграфическое распространение вида *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis*.

Замечания к некоторым таксонам конодонтов из лландоверийских отложений обн. 229.

Gen. et sp. indet.

Рис. 3, фиг. 9

З а м е ч а н и е. Конусовидный элемент по внешней морфологии близок к Sb элементу *Rotundacodina* sp. 3 Melnikov (Мельников, 1999, с. 78, табл. 27, фиг. 25). По строению базальной полости — тонкостенная, широкая, глубокая, занимает всю нижнюю часть элемента, возможно, принадлежит к аппарату рода *Galerodus* Melnikov, 1987.

Рис. 3. Лландоверийские конодонты обн. 229 р. Кожым. Музейная коллекция № 694. Размерная линейка соответствует значению 100 мкм. В других случаях рядом с чертой указано значение

Фиг. 1–5. *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis* Bischoff, 1986, обр. K04-229/303: 1 — Pa-элемент: а — вид сбоку, б — вид со стороны базальной полости, музейный номер 694-I/9, 2 — Pb-элемент, вид с внешней стороны, музейный номер 694-I/12, 3 — Sa-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/13, 4 — Sb-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/17, 5 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/24;

Фиг. 6. *Ozarkodina* cf. *waugoolaensis* Bischoff, 1986, обр. K04-229/303, Pb-элемент, вид с внешней стороны, музейный номер 694-I/4;

Фиг. 7–8. *Distomodus* sp. indet., обр. K04-229/303: 7 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/1, 8 — S-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/2;

Фиг. 9. Gen. et sp. indet., обр. K04-229/303, конусовидный элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-I/31;

Фиг. 10–11. *Ctenognathodus* sp. 4 Melnikov, 1999, обр. K04-229/191: 10 — Pa-элемент: а — вид сбоку, б — вид со стороны базальной полости, музейный номер 694-IV/2, 11 — Pa-элемент: а — вид сбоку, б — вид со стороны базальной полости, музейный номер 694-IV/3;

Фиг. 12–13. *Ctenognathodus* sp., обр. K04-229/191: 12 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-IV/5, 13 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-IV/6;

Фиг. 14–15. *Apsidognathus* sp. indet., обр. K04-229/123': 14 — фрагмент платформенного элемента, вид сверху, музейный номер 694-VI/1, 15 — фрагмент лириформного(?) элемента, вид сверху, музейный номер 694-VI/2;

Фиг. 16–17. *Icriodella* cf. *anca* Melnikov, 1999, обр. K04-229/123': 16 — Pa-элемент, вид сбоку, музейный номер 694-VI/6, 17 — Pa-элемент, вид сверху, музейный номер 694-VI/7;

Фиг. 18–20. *Pterospathodus* sp., обр. K04-229/123': 18 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/4, 19 — Sa/Sb-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/5, 20 — P-элемент, вид сверху, музейный номер 694-VI/3;

Фиг. 21–22. *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, 1999, обр. K04-229/123': 21 — Pb-элемент, вид с внешней стороны, музейный номер 694-VI/51, 22 — Pa-элемент, вид сбоку, музейный номер 694-VI/22;

Фиг. 23. *Oulodus* cf. *jeannae* Schönlaub, 1975, обр. K04-229/112', Pa-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-V/27;

Фиг. 24–29. *Oulodus kozhimicus* (Melnikov), 2011, фиг. 24–26, 28–30 — обр. K04-229/112', фиг. 27 — обр. K04-229/123': — 24 — Pa-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-V/20, 28 — Pa-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/21, 25 — Pa-b-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-V/22, 26 — Sa-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/45, 27 — M-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/24, 29 — Sb-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 694-VI/24.

Местонахождение. Западный склон Приполярного Урала, р. Кожым, обн. 229, обр. К04-229/303.

Материал: 1 элемент.

Семейство *Spathognathodontidae* Hass 1959

Род *Ozarkodina* Branson and Mehl, 1933

Типовой вид *Ozarkodina typica*

Branson et Mehl, 1933

Ozarkodina aff. *waugoolaensis* Bischoff, 1986

Рис. 3, фиг. 1–5

З а м е ч а н и я. Задний отросток Ра-элемента и боковые отростки S- и М-элементов вида несут дискретные зубчики, разделенные U-образными промежутками, что более характерно для рода *Stenognathodus*.

Местонахождение. Западный склон Приполярного Урала, р. Кожым, обн. 229, обр. К04-229/303.

Материал. 2 Ра-элемента, 1 Рb-элемент, 7 М-элементов, 4 Sa-элементов, 4 Sb-элементов, 3 Sc-элементов.

Род *Stenognathodus* (Fay, 1959) sensu Viira

Типовой вид *Stenognathus murchisoni* Pander, 1856

Stenognathodus sp. 4 Melnikov, 1999

Рис. 3, фиг. 10–11

З а м е ч а н и я. Экземпляры вида из отложений филипппельского горизонта р. Кожым (Мельников, 1999, с. 78, табл. 25, фиг. 25–26) отличаются от экземпляров из одновозрастных отложений р. Рыбная п-ова Канин меньшим количеством зубчиков на переднем отростке Ра-элемента и большей их массивностью.

Местонахождение. Западный склон Приполярного Урала, р. Кожым, обн. 229, обр. К04-229/191.

Материал: 2 Ра-элемента.

Автор благодарна доктору геол.-минерал. наук Т. М. Безносовой и PhD П. Мяннику за возможность ознакомиться с полевыми дневниками по обн. 229 и переданные образцы, ст. науч. сотр. В. Н. Филиппову и мл. науч. сотр. А. С. Шуйскому за снимки конодонтов на электронном микроскопе.

Источник финансирования. Работа выполнена по теме Государственного задания «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления». Регистрационный номер в системе ЕГИСУ НИОКТР – 1021062311460-9-1.5.3; FUUU-2022-0056.

2. Безнослова Т. М., Лукин В. Ю. Войвывский горизонт – новое стратиграфическое подразделение // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. – С. 15–18.

3. Безнослова Т. М., Мянник П. Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // ДАН. – 2005. – Т. 401, № 5. – С. 1–4.

4. Безнослова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В. Граница ордовикской и силурийской систем // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19, № 4. – С. 21–39.

5. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). – М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. – 110 с.

6. Иванов К. С. Методы поисков и выделения конодонтов. Методические рекомендации. – Свердловск, 1987. – 117 с.

7. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. – 136 с.

8. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) / Сост. Н. Я. Анцыгин. – Екатеринбург, 1994. – 95 с.

9. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Черных. – Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. – 94 с.

10. Пашнин А. И. Конодонты пограничных отложений лландовери и венлока на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2003. – № 10. – С. 12, 21.

11. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 48 с.

12. Соколова Л. В. Нижнесилурийские конодонты в обнажении Кожым-109 на западном склоне Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2011. – № 6. – С. 2–5.

13. Соколова Л. В. Конодонты рода *Oulodus* Branson et Mehl, 1933 из лландовери западного склона Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2011. – № 10. – С. 21–24.

14. Соколова Л. В. Зональное расчленение лландоверийских отложений р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) по конодонтам // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2012. – № 2. – С. 24–27.

15. Jeppsson L., Anehus R. A buffered formic acid technique for conodont extraction // Journal of Paleontology. – 1995. – Vol. 64. – No 4. – Pp. 790–794.

16. Melnikov S. V., Zhemchugova V. A. Lower Silurian stratigraphy of the Timan-Northern Ural region and eustatic fluctuation // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology. – 2000. – No. 49/2. – Pp. 85–104.

17. Männik P., Antoshkina A. I., Beznosova T. M. The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian Arctic // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology. – 2000. – No. 49/2. – Pp. 104–112.

18. Männik P., Bogolepova O. K., Põldevere A., Gubanov A. P. New data on Ordovician–Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic // Geological Magazine. – 2009. – Vol. 146. – No. 4. – Pp. 497–516. DOI:10.1017/S0016756809006372.

19. Sokolova L. V. The Early Silurian *Ozarkodina kozhimska* group (Conodonta) from the Subpolar Urals // Вестник Института геологии. – 2018. – № 10. – С. 30–34. DOI:10.19110/2221-1381-2018-10-30-34.

1. Безнослова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 217 с.

1. Beznosova T. M. Soobschestva brachiopod i biostratigraphiya verkhnego ordovika, silura i nizhnego devona severo-vostochnoj okrainy paleokontinenta Baltiya. Ekaterinburg, UrO RAN, 2008, 217 p.

2. Beznosova T. M., Lukin V. Yu. Vojvyyksij gorizont – no-voe stratigraphicheskoe podrazdelenie. Geologiya i mineral'nye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka Rossii: Materialy XV Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi. T. II. Syktyvkar, IG Komi NTC UrO RAN, 2009, pp. 15–18.
3. Beznosova T. M., Myannik P. Granitca llandoveri i venloka na severe paleokontinenta Baltiya. DAN. 2005, vol. 401, no. 5, pp. 1–4.
4. Beznosova T. M., Myannik P., Majdl' T. V. Granitca ordovikskoj i silurijskoj system. Stratigraphiya. Geologicheskaya korrelyatciya. 2011, vol. 19, no. 4, pp. 21–39.
5. Zhemchugova V. A., Mel'nikov S. V., Danilov V. N. Nizhnij paleozoj Pechorskogo nephtegazonosnogo bassejna (stroenie, usloviya obrazovaniya, nephtegazonosnost'). Moscow, Izd-vo Akademii gornyx nauk, 2001, 110 p.
6. Ivanov K. S. Metody poiskov i vydeleniya konodontov. Metodicheskaya rekomendacii. Sverdlovsk, 1987, 117 p.
7. Melnikov S. V. Konodony ordovika i silura Timano-Severoural'skogo regiona. St. Petersburg, Izd-vo Sankt-Peterburgskoj kartographicheskoi phabriki VSEGEI, 1999, 136 p.
8. Ob'yasnitel'naya zapiska k stratigraphicheskim skhemam Urala (dokembrij, paleozoj). Sost. N. Ya. Antcygin. Ekaterinburg, 1994, 95 p.
9. Opornye razrezy verkhnego ordovika i nizhnego silura Pripolyarnogo Urala. Otv. redaktory V. S. Tsyganko, V. A. Chernnykh. Syktyvkar, Komi philial AN SSSR, 1987, 94 p.
10. Pashnin A. I. Konodony pogranychykh otlozhenij llandoveri i venloka na Pripolyarnom Urale. Vestnik Instituta geologii Komi NTC UrO RAN, 2003, no. 10, pp. 12, 21.
11. Postanovleniya Mezhdvdomstvennogo stratigraphicheskogo komiteta i ego postoyannykh komissij. Vyp. 41. St. Petersburg, Izd-vo VSEGEI, 2012, 48 p.
12. Sokolova L. V. Nizhnesilurijskie konodony v obnazhenii Kozhym–109 na zapadnom sklone Pripolyarnogo Urala. Vestnik Instituta geologii Komi NTC UrO RAN, 2011a, no. 6, pp. 2–5.
13. Sokolova L. V. Konodony roda Oulodus Branson et Mehl, 1933 iz llandoveri zapadnogo sklona Pripolyarnogo Urala. Vestnik Instituta geologii Komi NTC UrO RAN, 2011b, no. 10, pp. 21–24.
14. Sokolova L. V. Zonal'noe raschlenenie llandoverijskikh otlozhenij r. Kozhym (zapadnyj sklon Pripolyarnogo Urala) po konodontam. Vestnik Instituta geologii Komi NTC UrO RAN, 2012, no. 2, pp. 24–27.
15. Jeppsson L., Anehus R. A buffered formic acid technique for conodont extraction. Journal of Paleontology, 1995, vol. 64, no. 4, pp. 790–794.
16. Melnikov S. V., Zhemchugova V. A. Lower Silurian stratigraphy of the Timan-Northern Ural region and eustatic fluctuation. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 2000, no. 49/2, pp. 85–104.
17. Männik P., Antoshkina A. I., Beznosova T. M. The Llandoveri–Wenlock boundary in the Russian Arctic. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 2000, no. 49/2, pp. 104–112.
18. Männik P., Bogolepova O. K., Põldever A., Gubanov A. P. New data on Ordovician–Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic. Geological Magazine, 2009, vol. 146, no. 4, pp. 497–516. DOI:10.1017/S0016756809006372.
19. Sokolova L. V. The Early Silurian Ozarkodina kozhimica group (Conodonta) from the Subpolar Urals. Vestnik Instituta geologii Komi NTC UrO RAN, 2018, no. 10, pp. 30–34. DOI:10.19110/2221-1381-2018-10-30-34.

Соколова Любовь Вячеславовна – канд. геол.-минерал. наук, науч. сотрудник, лаборатория стратиграфии, Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук – обособленного подразделения ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Ул. Первомайская, д. 54, г. Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 167982. <sokolova@geo.komisc.ru>

Sokolova Lyubov Vyacheslavovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher at the Laboratory of Stratigraphy, Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences – a separate subdivision of the FRC Komi SC UB RAS (IG FRC Komi SC UB RAS). 54 Ul. Pervomayskaya, Syktyvkar, Komi Republic, Russia, 167982. <sokolova@geo.komisc.ru>

В. Е. ГУЗЕВ, А. В. МОЛЧАНОВ, Е. И. ХОРОХОРИНА,
В. В. СЕМЕНОВА (ВСЕГЕИ)

Петролого-геохимические характеристики карбонатитов Мальджангарского массива (Анабарский щит)

В работе представлены результаты петролого-геохимического исследования карбонатитов Мальджангарского массива, расположенного в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа (юго-восточная периферия Анабарского щита). Формирование карбонатитов, согласно результатам U-Pb датирования пирохлора (SHRIMP II), произошло около 167 млн лет назад. Установлено, что карбонатиты представлены тремя минеральными типами: кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые. Состав карбонатитов эволюционировал от ранних кальцитовых к кальцит-доломитовым и доломитовым. Геохимическое сходство всех разновидностей карбонатитов указывает на то, что исходным для карбонатитов являлся один и тот же расплав. Карбонатиты обогащены широким спектром элементов: LREE, Nb, Sr, As, MREE, Th, Ba, Ta, Y, Zr, Pb и Au. Геохимические особенности карбонатитов хорошо согласуются с минеральным составом. Ведущим и имеющим промышленный интерес полезным компонентом выступают LREE. В качестве попутных компонентов промышленный интерес могут представлять Nb, Ta, Y, P, Sr и Ba. Полученные данные позволяют рассматривать Мальджангарский карбонатитовый массив как источник редкоземельных и редкометалльных элементов.

Ключевые слова: Анабарский щит, Мальджангарский массив, карбонатиты, REE, оруденение

V. E. GUZEV, A. V. MOLCHANOV, E. I. KHOROKHORINA,
V. V. SEMENOVA (VSEGEI)

Petrological and geochemical characteristics of carbonatite in the Maldzhangar massif (Anabar shield)

The paper presents results of the petrological and geochemical study of the Maldzhangar carbonatite located in the southeastern part of the Billyakh zone of tectonic melange (southeastern periphery of the Anabar shield). According to results of the U-Pb pyrochlore dating (SHRIMP II), the carbonatite generated about 167 Ma ago. It is established that the carbonatite is represented by three mineral types: calcite, dolomite and calcite-dolomite. The carbonatite composition evolved from early calcitic to calcite-dolomitic and dolomitic. The geochemical similarity of all the varieties of carbonatite indicates that all of them originated from the same melt. The carbonatite is enriched in a wide range of elements: LREE, Nb, Sr, As, MREE, Th, Ba, Ta, Y, Zr, Pb, and Au. Carbonatite geochemical features closely match the mineral composition. LREEs are the major and useful component of commercial interest. Nb, Ta, Y, P, Sr, and Ba may be of commercial interest as minor components. The data obtained suggest that the Maldzhangar carbonatite massif is a source of rare earth and rare metal elements.

Keywords: Anabar shield, Maldzhangar massif, carbonatite, REE, mineralization

Для цитирования: Гузев В. Е. Петролого-геохимические характеристики карбонатитов Мальджангарского массива (Анабарский щит) / В. Е. Гузев, А. В. Молчанов, Е. И. Хорохорина, В. В. Семенова // Региональная геология и металлогения. — 2022. — № 91. — С. 52–67.
DOI: 10,52349/0869-7892_2022_91_52-67

Введение. Комплексы ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов широко развиты на платформах, срединных массивах и в обрамляющих их областях завершённой складчатости [16; 17; 23; 24; 26; 28; 30; 40; 41]. Эти комплексы представлены сложными магматическими и гидротермальными образованиями, часто связанными с глубинными разломами. В северной части Сибирской платформы известны две обособленные провинции ультраосновных–щелочных

пород и карбонатитов — Маймеча-Котуйская (более 20 самостоятельных массивов центрального типа, включая Гулинский, Ыраас, Маган, Ессей и др.) в западном обрамлении Анабарского щита и Уджинская (Томторский, Богдо и Промежуточный массивы) в восточном обрамлении [16]. Эти провинции возникли в разные геологические эпохи и характеризуются различными особенностями структурного и пространственного размещения [3; 10; 22; 27]. Помимо рассматриваемых

провинций, по всему обрамлению восточного Прианабарья известно множество интрузий кимберлит-карбонатитового состава (160–146 млн лет назад) [6; 7; 25]. Этот пик эндогенной активности рассматривается авторами как этап плюмового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Карбонатиты представляют практический и научный интерес, так как с ними связаны крупнейшие месторождения REE, Ta, Nb, Zr, P, Al, Pt, Cu и других рудных элементов [1; 10; 20; 33–36]. Одним из проявлений карбонатитового магматизма юго-восточной периферии Анабарского щита является Мальджангарский массив, расположенный в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа. Впервые массив был обнаружен в 1980-е годы [19], позднее его изучением занимался ряд исследователей [2; 4; 5; 12; 13; 18]. В настоящей работе приводится петролого-геохимическая характеристика карбонатитов Мальджангарского массива, а также сделаны

предположения о закономерностях локализации рудной минерализации в пределах интрузии.

Геологическое положение и строение Мальджангарского карбонатитового массива. Анабарский щит представляет собой выступ докембрийского кристаллического фундамента, расположенный на севере Сибирской платформы, который имеет сложное строение и подразделен на ряд террейнов, различающихся составом слагающих их комплексов и историей геологического развития. В структуре Анабарского щита выделены три крупных террейна: Маганский (тоналит-трондьемит-гнейсовый), Далдынский (эндербит-гнейсовый) и Хапчанский (гранулит-парагнейсовый). Образование главных структурных элементов Анабарского щита обусловлено коллизией террейнов, которые ограничены Котуйканской, Маганской и Билляхской зонами тектонического меланжа [14].

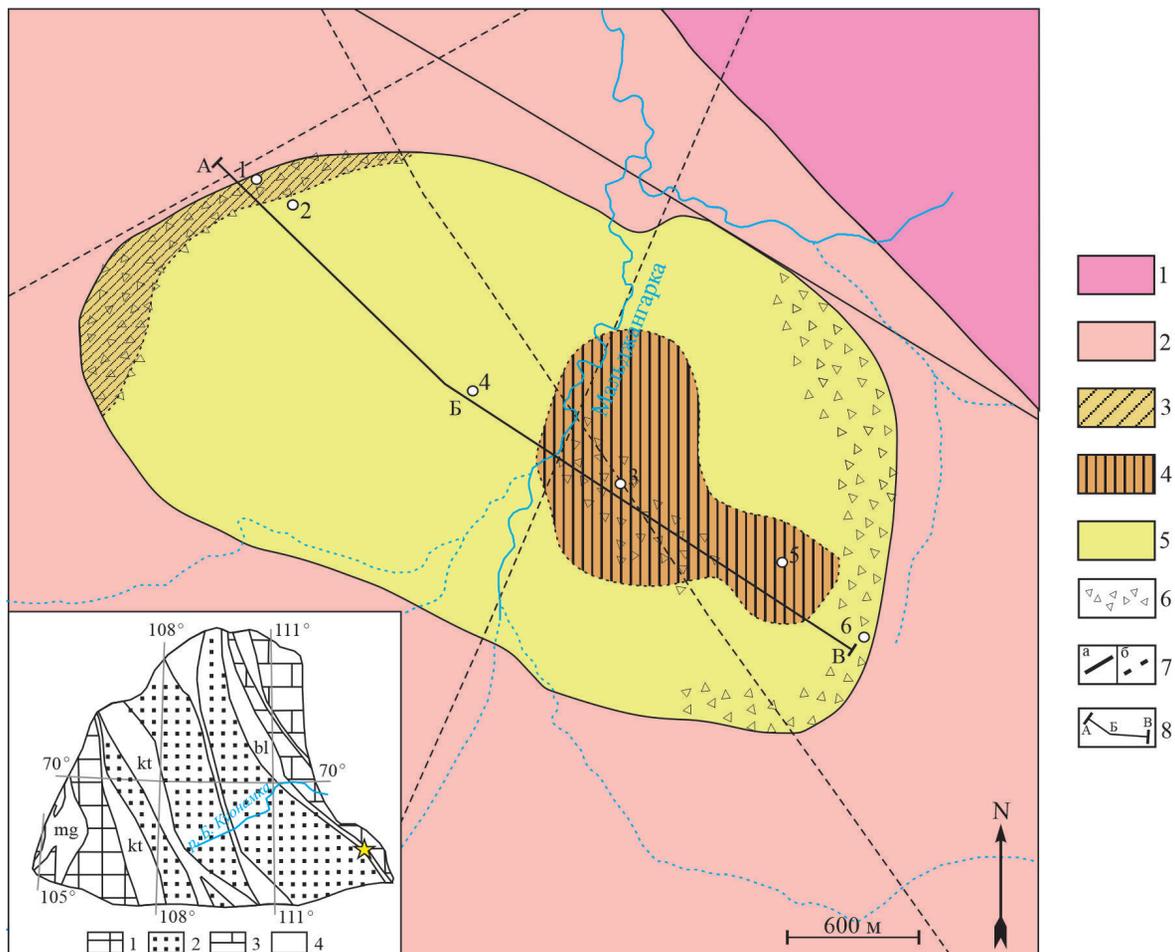


Рис. 1. Схема геологического строения Мальджангарского карбонатитового массива (по материалам [18] с дополнениями авторов)

1 – протерозойские метаморфические породы эйминской толщи; 2 – раннепротерозойские метаморфические породы верхнеламуйского комплекса (Билляхская зона тектонического меланжа); 3 – кальцитовые карбонатиты; 4 – доломитовые карбонатиты; 5 – кальцит-доломитовые карбонатиты; 6 – зоны брекчирования; 7 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – потенциальные); 8 – линия разреза А–Б–В. Белыми кружками показаны скважины и их номера.

На врезке приведена тектоническая схема Анабарского щита: 1–3 – террейны: 1 – Маганский, 2 – Далдынский, 3 – Хапчанский; 4 – зоны тектонического меланжа (mg – Маганская, kt – Котуйканская, bl – Билляхская). Желтой звездочкой отмечена изучаемая территория

Билляхская зона тектонического меланжа, разделяющая Хапчанский и Далдынский террейны, прослежена в северо-западном направлении на расстоянии 250 км, а ширина достигает 30 км. Формирование Билляхской зоны тектонического меланжа на основании датировок циркона (U-Pb SHRIMP II метод) происходило 1985–1970 млн лет назад [15]. Зона приурочена к системе сближенных разрывных нарушений с тектоническими блоками и пластинами, сложенными метаморфитами верхнеанабарской и хапчанской серий. Региональные разломы определяют структурный план изучаемой территории, а также контролируют позднеюрский карбонатитовый магматизм, с которым генетически связано редкоземельное и редкометалльное оруденение [2]. Одним из проявлений такого магматизма является Мальджангарский карбонатитовый массив, расположенный в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа. Формирование массива по результатам U-Pb изотопного датирования пироклора произошло около 167 млн лет назад [13]. Следует отметить, что вблизи рассматриваемой интрузии выделено девять геофизических аномалий, интерпретируемых как нескрытые эрозией карбонатитовые массивы, что существенно увеличивает потенциал территории как источника редкометалльных и редкоземельных элементов [18].

Мальджангарский карбонатитовый массив располагается в бассейне р. Мальджангарка (правый приток р. Дюкен). В плане интрузия имеет овальную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении на 4,1 км при ширине 2,3 км (рис. 1). На современном эрозионном срезе массив образует пологую возвышенность в центре округлой заболоченной депрессии [19]. Коренные выходы, за исключением приконтактных частей, практически отсутствуют, что существенно осложняет его изучение. Интрузия прорывает метаморфический верхнеламауйкский мигматит-гнейсовый комплекс (2000–1850 млн лет): чередование биотитовых, биотит-амфиболовых и биотит-гранатовых гнейсов и сланцев с повсеместно проявленной мигматизацией [6].

Мальджангарский массив характеризуется концентрически-зональным строением – центральная часть сложена карбонатитами с реликтами кварц-полевошпатовых пород с эгирином; краевые зоны – породами кварц-гематитового и кварц-карбонат-микроклин-гематитового состава [18]. Породы массива прорваны более поздними телами альнеитов: маломощные (0,2–0,5 м) жилы (до 30 м), хонолиты (до 15 м) и трубки взрыва (до 20 м). В экзоконтактной зоне массива отмечены проявления фенитизации [18]. По минеральному и химическому составу в работах предшественников карбонатиты разделяются на кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые [2; 4]. Существуют и переходные разновидности.

Методика исследований. Аналитические исследования были выполнены в Центральной

аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). В основу статьи положены результаты исследования каменного материала Мальджангарского карбонатитового массива, собранного Амакинской геологоразведочной экспедицией в 2003–2004 гг. в ходе детальных геологических работ, включая малоглубинное разведочное бурение (шесть скважин глубиной до 100 м). Также использована коллекция магматических пород и метасоматитов, собранных сотрудниками Анабарской партии отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «ВСЕГЕИ» во время полевых работ в 2003–2007 гг., в ходе выполнения договорных работ с Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА».

Минералого-петрографическое изучение исходных горных пород и гидротермально-метасоматических образований проводилось на основе тщательного микроскопического анализа 269 прозрачно-полированных шлифов (ППШ) на микроскопе Leica DM 2500. Детальное исследование рудной минерализации проводилось на приборе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.).

Химический состав главных петрогенных окислов в наиболее представительных образцах определен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARL-9800 (12 обр.). Определение химического состава редких и редкоземельных элементов произведено масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN-6100 DRC (269 обр.). Статистические расчеты выполнялись с использованием программных средств MS Excel, StatSoft Statistica 6 и ArcGis.

Петрографо-минералогическая характеристика карбонатитов. Карбонатиты Мальджангарского массива характеризуются средне-мелкозернистой гипидиоморфнозернистой, гранобластовой, с элементами аллотриоморфнозернистой и панидиоморфнозернистой микроструктурами и массивной, полосчатой текстурами. По минеральному составу карбонатиты подразделяются на три типа: кальцитовые (рис. 2, а), доломитовые (рис. 2, в, г) и кальцит-доломитовые (рис. 2, б). Кальцитовые доломиты состоят преимущественно из кальцита и апатита (5–10 %). Доломитовые карбонатиты представлены доломитом (до 90 %) и отличаются от кальцитовых повышенным содержанием апатита (до 20 %). Кальцит-доломитовые карбонатиты являются наиболее распространенными разновидностями пород, которые состоят из кальцита (10–50 %), доломита (10–50 %) и апатита (5–10 %).

Карбонатиты демонстрируют близость состава, как по второстепенным, так и по аксессуарным и рудным минералам. Второстепенные минералы представлены калиевым полевым шпатом, биотитом, кварцем, актинолитом, стронцианитом, хлоритом, баритом, флогопитом, эгирином,

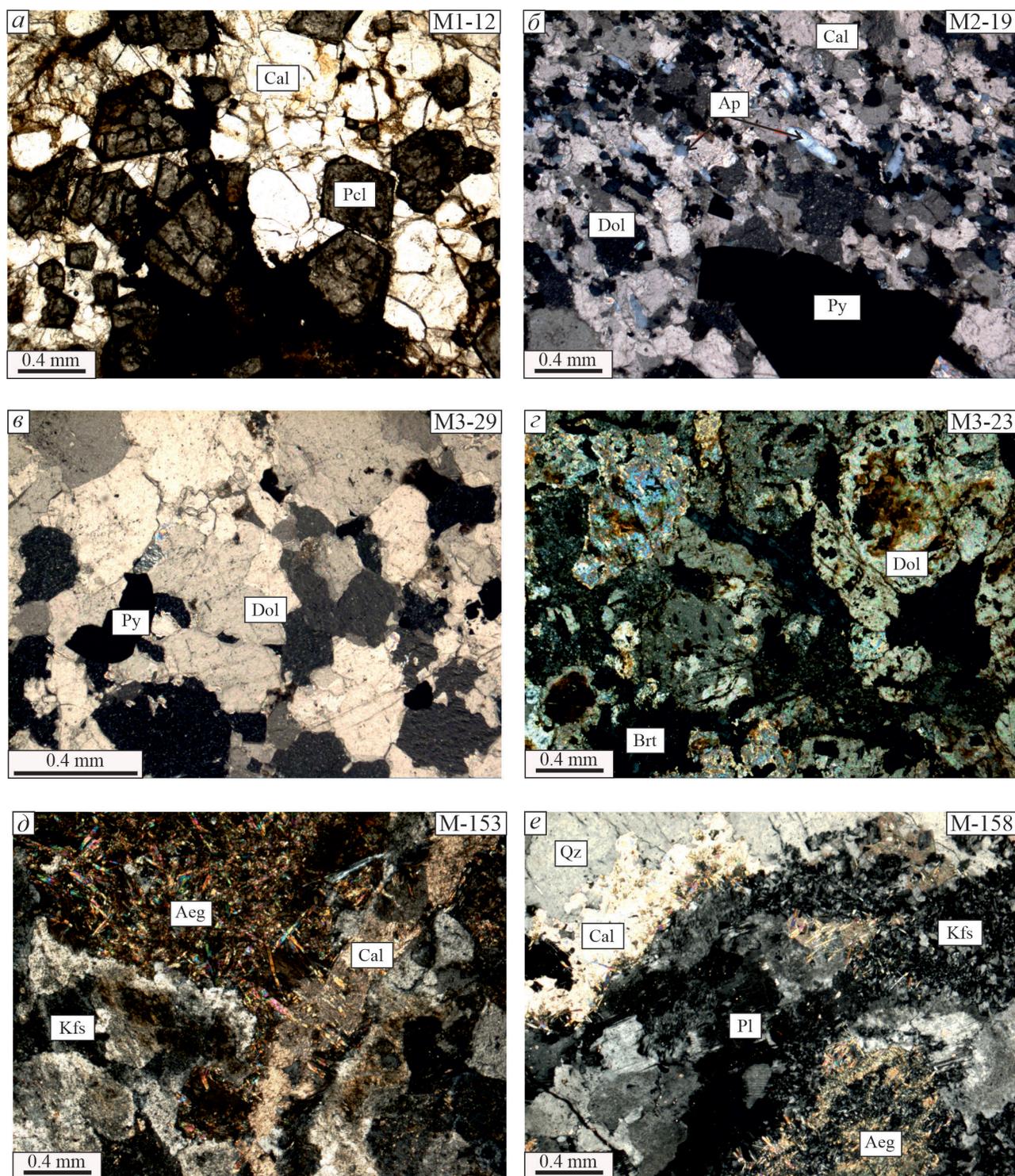


Рис. 2. Микрофотографии основных разновидностей карбонатов и гидротермально-метасоматических образований (с анализатором), принимающих участие в строении Мальджангарского массива

a – кальцитовые карбонаты; *b* – кальцит-доломитовые карбонаты; *в, г* – доломитовые карбонаты; *д, e* – околоинтрузивная фенитизация. Dol – доломит, Cal – кальцит, Ap – апатит, Pcl – пирохлор, Py – пирит, Brt – барит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц, Aeg – эгирин, Pl – плагиоклаз

целестином и рибекитом; аксессуарные минералы – пироксеном (фторкальциопироксен), монацитом, цирконом, бадделейтом, бастнезитом, ферротритом, колумбитом, рутилом, титанитом и магнетитом; рудные минералы – пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом [2; 4; 5; 13; 18]. Кальцит и доломит составляют основную массу породы в виде пластинчатых зерен неправильной формы размером от долей мм до нескольких см. Апатит представлен удлиненными, призматическими зернами (0,2–6,0 мм), реже в виде отдельных овальных кристаллов размером от 0,1 до 2,0 мм, а также встречаются скопления более мелких зерен. Минерал приурочен к контактам кальцита и доломита. Пироксен представлен фенокристаллами кубической, тетраэдрической и псевдогексагональной формы, размером от 0,2 до 2,0 мм, реже встречается в виде обломочных, дезинтегрированных, иногда округлых зерен до 1,0 мм. В проходящем свете кристаллы пироксена полупрозрачные до непрозрачных с красно-коричневым цветом. Монацит образует как отдельные кристаллы размером от 0,1 до 0,3 мм, так и многочисленные сноповидные и игольчатые агрегаты. Бастнезит характеризуется звездчатыми и ежевидными формами (до 0,1 мм), которые приурочены к отчетливо заметным пустотам и залеченным трещинам в кальците и доломите. Барит развивается по трещинам в кальците и доломите в виде тонкозернистых агрегатов (до 1,0 мм) с редкими более крупными таблитчатыми и призматическими зернами (до 3,0 мм), с отчетливой спайностью по двум направлениям. Эгирин представлен бесцветными с пятнистой светло-зеленой окраской призматическими и игольчатыми зернами (до 0,3 мм). Биотит встречается в виде отдельных чешуек (0,03–2,0 мм), рассеянных в основной массе породы. Чешуйки биотита таблитчатой формы часто смяты и деформированы, цвет зеленовато-коричневый, с плеохроизмом до светло-желтого, почти бесцветного. По периферии кристаллов биотит замещается хлоритом. Халцедоновидный кварц с концентрически-зональным строением размером от долей до 2,0 мм развивается по трещинам и пустотам в основной массе породы. Сульфиды (пирит, халькопирит) образуют зерна (0,1–6,0 мм) неправильной формы, реже с ровными отдельными гранями, близкие к кубической форме. Магнетит распространен в породе в виде изометрических, иногда таблитчатых, игольчатых зерен, достигающих 4,0 мм в поперечнике. В минерале наблюдаются включения рутила.

Во вмещающих породах и экзоконтактах интрузии развиты ореолы фенитизации. Фениты, замещающие метаморфиты верхнеламауйского мигматит-гнейсового комплекса, представляют собой светло-серые, светло-розовые, зеленоватые разнозернистые породы, часто сохраняющие реликтовый текстурно-структурный рисунок исходной породы. Основными породообразующими минералами фенитов выступают калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин), альбит,

рибекит, эгирин и кварц (рис. 2, *д, е*). В меньшем количестве отмечаются биотит, апатит, титанит, магнетит и пирит.

Петрогеохимическая характеристика карбонатитов. Содержания петрогенных и редких элементов в наиболее представительных карбонатитах Мальджангарского массива приведены в табл. 1. Согласно классификационной диаграмме [40], кальцитовые карбонатиты относятся к кальциокарбонатитам, кальцит-доломитовые карбонатиты по своему составу варьируют от магнезиокарбонатитов до феррокарбонатитов, а фигуративные точки доломитовых карбонатитов ложатся в поле магнезиокарбонатитов (рис. 3).

По содержанию большинства петрогенных элементов карбонатиты Мальджангарского массива значимо не различаются между собой, за исключением вариаций CaO и MgO. В кальцитовых карбонатитах содержания CaO и MgO составляют 48,9–50,4 масс. % и 1,96–3,83 масс. % соответственно при содержаниях SiO₂ = 2,16–4,29 масс. %, Al₂O₃ = 0,13–0,41 масс. %, MnO = 0,43–0,94 масс. % и TiO₂ = 0,09–0,19 масс. %. Кальцит-доломитовые карбонатиты характеризуются низкими содержаниями Al₂O₃ = 0,14–1,40 масс. %, MnO = 0,19–0,62 масс. % и TiO₂ = 0,11–0,42 масс. %, при вариации CaO от 41,6 до 42,1 масс. %, MgO от 6,82 до 8,04 масс. % и SiO₂ от 3,54 до 7,50 масс. %. В доломитовых карбонатитах содержания CaO и MgO составляют 29,6–32,5 масс. % и 13,9–15,7 масс. % соответственно при содержаниях SiO₂ = 3,20–7,56 масс. %, Al₂O₃ = 0,23–0,74 масс. %, MnO = 0,43–0,78 масс. % и TiO₂ = 0,06–0,45 масс. %. Магнезиальность (Mg[#]) кальцитовых карбонатитов варьирует от 0,30 до 0,37, кальцит-доломитовых – от 0,48 до 0,65, доломитовых – от 0,67 до 0,77. Для всех разновидностей карбонатитов присущи вариации содержания P₂O₅ и FeO_{общ}, отражающие переменное количество апатита и рудных минералов. Содержание K₂O в кальцитовых карбонатитах до 0,43 масс. %, Na₂O менее 0,43 масс. %; в кальцит-доломитовых и доломитовых карбонатитах содержания K₂O достигают 0,24 и 0,15 масс. %, Na₂O – 0,41 и 1,13 масс. % соответственно. Отношение K₂O/Na₂O для среднего состава кальцитовых карбонатитов равно 2, для кальцит-доломитовых – 0,8, доломитовых – 0,5.

Графики распределения редкоземельных и редких элементов в карбонатитах Мальджангарского массива, несмотря на незначительные вариации спектров, тождественны для всех рассматриваемых образцов (рис. 4). Наблюдается преобладание LREE над MREE (La/Sm от 7,59 до 27,0) и значительное преобладание LREE над HREE (La/Yb от 60,0 до 5282) при суммарном содержании REE от 848 до 38 646 ppm (рис. 4, *а*). В подавляющем большинстве изученных образцов слабо проявлена отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0,67–0,96), в то время как образцы 9 и 10 характеризуются наличием слабо

Химический состав карбонатитов Мальджангарского массива

Элементы	Образцы											
	Кальцитовые				Кальцит-доломитовые				Доломитовые			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Содержание петрогенных оксидов, % масс.												
SiO ₂	3,94	2,16	4,29	3,20	7,50	4,20	3,54	6,48	4,97	4,21	7,56	3,20
TiO ₂	0,09	0,13	0,17	0,19	0,42	0,15	0,24	0,11	0,06	0,45	0,36	0,27
Al ₂ O ₃	0,30	0,41	0,28	0,13	1,40	0,29	0,18	0,14	0,26	0,74	0,58	0,23
Fe ₂ O ₃	1,94	3,32	1,74	2,48	0,95	4,72	3,47	2,70	3,64	2,19	3,08	2,51
FeO	2,74	4,71	1,29	2,46	2,78	3,28	2,75	1,52	2,74	1,82	2,63	3,74
MnO	0,72	0,43	0,94	0,58	0,34	0,56	0,19	0,62	0,53	0,78	0,72	0,43
MgO	2,32	3,83	1,96	3,29	7,49	8,04	6,82	7,03	14,1	15,7	13,9	15,6
CaO	49,64	50,40	48,96	50,31	41,64	42,02	42,14	41,83	29,58	31,26	32,54	31,06
Na ₂ O	0,07	0,25	0,43	0,29	0,15	0,24	0,31	0,41	0,53	0,22	0,06	1,13
K ₂ O	0,28	0,43	0,35	0,38	0,20	0,16	0,19	0,24	0,08	0,12	0,07	0,15
P ₂ O ₅	1,78	3,50	0,98	4,32	2,10	3,27	3,02	2,96	3,74	3,26	3,55	4,01
LOI	35,96	30,45	38,12	32,03	34,18	32,74	37,01	35,92	39,54	38,75	34,51	36,96
Сумма	99,78	100,0	99,51	99,66	99,15	99,67	99,86	99,96	99,77	99,50	99,56	99,29
F	0,21	0,35	0,26	0,14	0,19	0,09	0,17	0,23	0,28	0,42	0,15	0,13
Содержание элементов-примесей, ppm												
Be	1,27	3,73	1,38	3,99	1,98	4,50	1,78	1,88	7,15	5,12	1,96	17,5
Sc	23,0	11,7	14,5	21,4	8,84	21,9	63,4	7,62	15,6	12,9	8,36	28,0
V	74,1	33,6	15,0	110	16,7	47,6	153	86,6	41,8	26,9	20,5	31,8
Cr	36,0	2,51	4,94	114	2,13	7,43	31,0	1,12	7,52	8,27	3,44	12,0
Co	17,2	8,92	5,23	19,3	4,77	12,7	5,02	5,93	9,44	4,08	5,44	13,8
Ni	22,8	10,7	4,27	72,5	1,94	2,95	3,25	2,61	2,58	1,45	2,00	18,1
Cu	23,6	6,17	2,84	92,2	3,06	1,32	1,94	1,79	3,96	3,45	4,36	28,7
Zn	71,2	49,0	140	258	122	186	115	83,5	89,4	86,1	39,0	197
Rb	44,7	17,2	24,8	45,5	2,65	19,5	54,9	11,6	18,1	46,5	27,3	28,9
Sr	10 600	125 000	52 200	9200	13 300	13 200	1120	19 200	3090	3050	4070	935
Y	16,1	157	42,4	18,6	86,3	96,2	10,9	98,7	37,2	88,9	44,4	20,0
Zr	85,1	65,0	16,6	85,0	81,9	143	142	133	46,4	85,2	35,7	88,8
Nb	263	22,3	10,7	198	4930	2170	231	727	2150	6060	3100	975
Ba	9950	88 200	26 100	16 400	4440	8990	2020	5610	9950	8490	7350	9470
La	3190	14300	7500	1610	1000	1670	474	1030	257	315	289	211
Ce	4970	9100	5700	2360	1920	2710	727	1650	540	677	585	388
Pr	439	5250	2710	220	202	270	68,1	160	59,2	77,1	65,6	44,7
Nd	1290	7900	6170	632	666	858	210	496	212	282	234	155
Sm	118	980	285	65,5	72,6	99,8	20,9	54,8	29,8	41,5	29,6	18,4
Eu	26,0	199	53,4	15,6	19,1	26,9	5,03	14,9	9,34	13,4	8,56	4,92
Gd	65,3	685	209	37,5	53,2	67,3	20,3	40,8	24,1	38,8	25,4	14,1
Tb	3,39	36,3	9,88	2,53	5,30	6,34	1,04	4,09	2,60	4,49	2,57	1,38
Dy	13,4	162	47,1	9,45	23,1	27,0	3,04	20,2	11,0	22,4	12,0	5,87
Ho	0,86	9,86	2,44	0,76	3,18	3,84	0,45	3,27	1,63	3,37	1,85	0,79
Er	2,16	18,4	5,38	1,81	8,00	9,68	1,10	8,93	3,62	8,37	4,29	1,88
Tm	0,17	0,93	0,29	0,17	0,84	0,96	0,15	1,21	0,40	0,95	0,44	0,22
Yb	0,66	3,87	1,42	1,09	4,08	5,29	0,95	5,97	2,26	5,21	2,46	1,47
Lu	0,11	0,64	0,18	0,14	0,49	0,66	0,09	0,74	0,34	0,67	0,35	0,21
Ta	1,32	1,18	1,04	0,26	6,26	1,33	0,46	38,2	5,15	13,9	17,2	2,88
Pb	36,6	270	51,0	44,6	21,7	43,5	9,52	24,7	32,3	15,1	11,8	12,9
Th	99,4	1220	278	123	111	107	34,4	75,2	53,1	157	97,9	22,1
U	0,48	2,48	0,92	0,34	5,56	7,73	0,63	30,9	2,04	4,49	4,79	1,28
ΣREE	10 119	38 646	22 694	4956	3978	5756	1532	3491	1153	1490	1261	848
La/Sm	27,0	14,6	26,3	24,6	13,8	16,7	22,7	18,8	8,62	7,59	9,76	11,5
La/Yb	4833	3695	5282	1477	245	316	499	172	114	60,0	117	143
Eu/Eu*	0,91	0,74	0,67	0,96	0,94	1,00	0,75	0,96	1,07	1,02	0,95	0,93

Примечание. Eu/Eu* = EuN/√(SmN*GdN). Mg# = MgO/(MgO + FeOобш + MnO), мол. кол-ва. 1 – обр. M1/26, 2 – обр. M1/28, 3 – обр. M1/29, 4 – обр. M1/31, 5 – обр. M2/19, 6 – обр. M2/21, 7 – обр. M2/26, 8 – обр. M2/30, 9 – обр. M3/4, 10 – обр. M3/7, 11 – обр. M3/10, 12 – обр. M3/12.

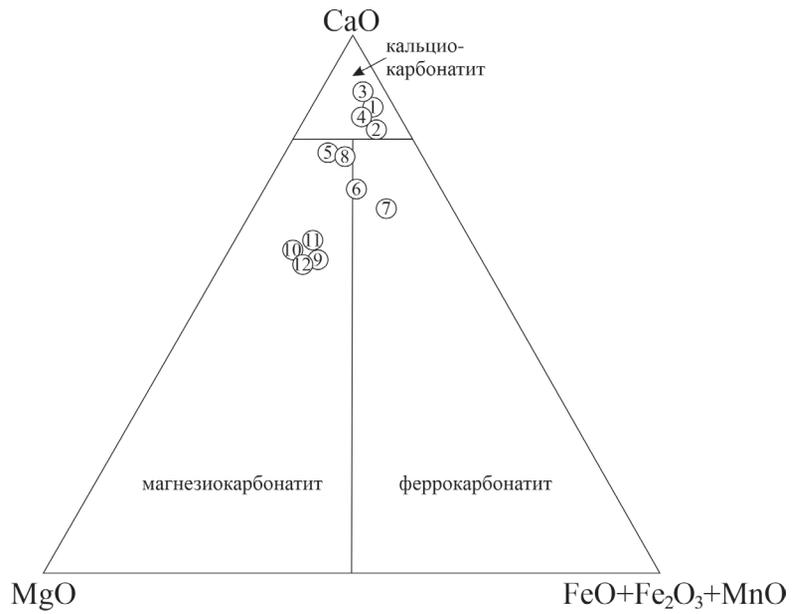


Рис. 3. Классификация и номенклатура карбонатитов [38]

Кальцитовые карбонатиты: 1 – обр. M1/26, 2 – обр. M1/28, 3 – обр. M1/29, 4 – обр. M1/31. Кальцит-доломитовые карбонатиты: 5 – обр. M2/19, 6 – обр. M2/21, 7 – обр. M2/26, 8 – обр. M2/30. Доломитовые карбонатиты: 9 – обр. M3/4, 10 – обр. M3/7, 11 – обр. M3/10, 12 – обр. M3/12

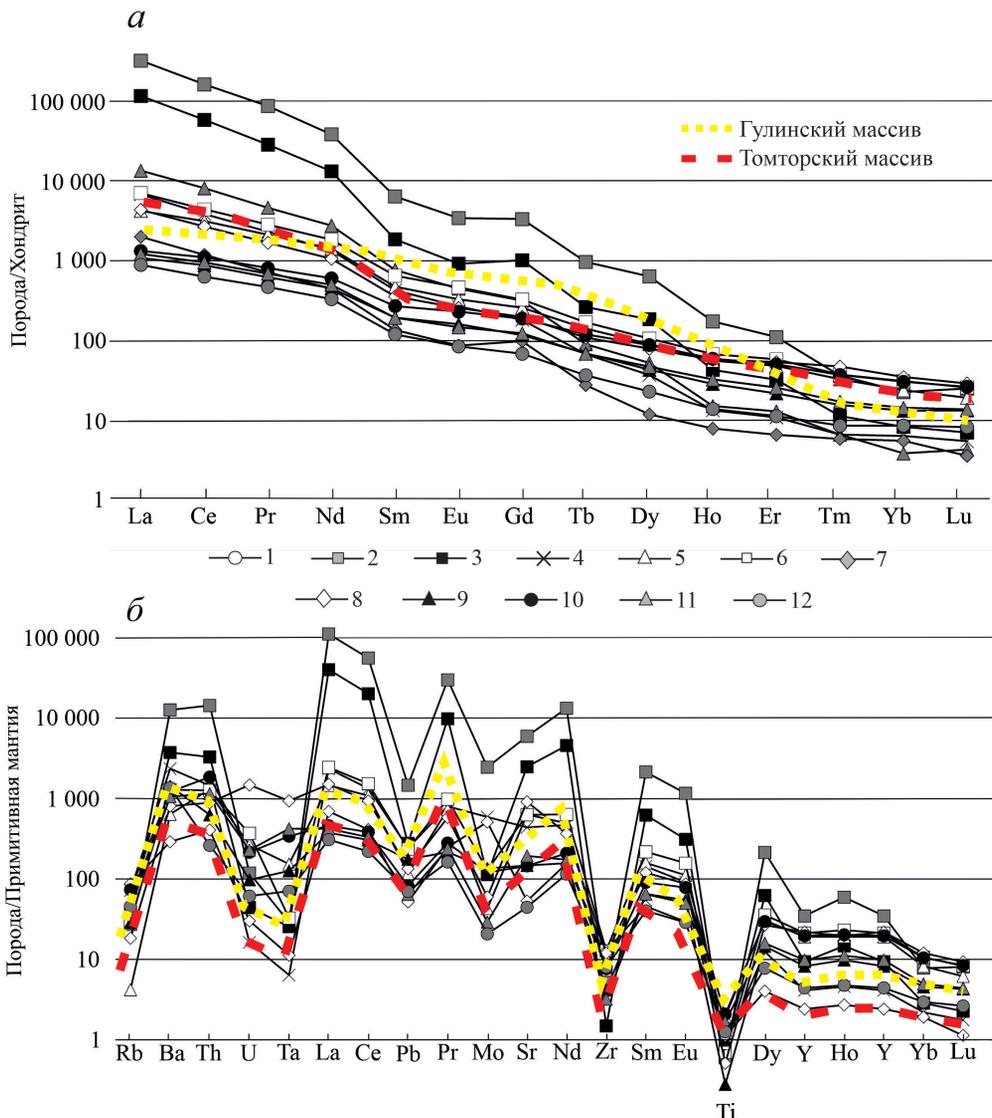


Рис. 4. Нормированные распределения редкоземельных (а) и редких элементов (б) в карбонатитах Мальджангарского массива. Нормировано по данным [29]

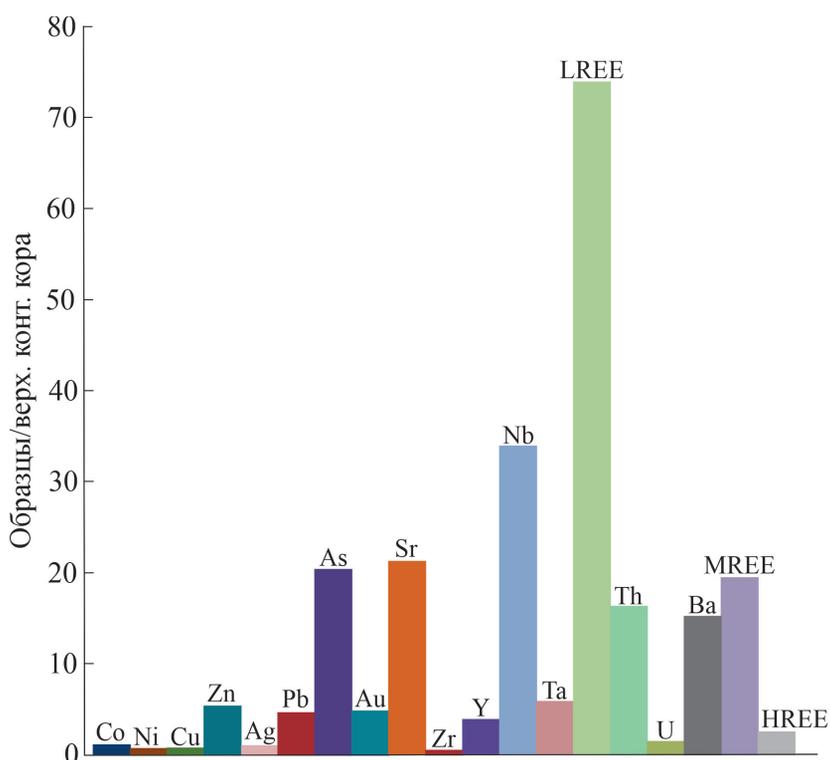


Рис. 5. Распределение основных микроэлементов в карбонатах Мальджангарского массива, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры [37]

Таблица 2
Общие статистические параметры основных микроэлементов Мальджангарского карбонатитового массива

Элемент	Минимальное	Максимальное	Медиана	Среднее значение	Стандартное отклонение
Co	1,37	104	10,0	12,9	11,4
Ni	1,06	116	6,81	12,3	16,8
Cu	1,02	211	5,88	12,5	19,9
Zn	18,6	4050	153	278	419
Ag	0,018	2,88	0,12	0,22	0,31
Pb	7,88	1300	44,4	77,8	123
As	3,87	494	26,4	40,7	44,9
Au	0,002	0,21	0,006	0,012	0,02
Sr	326	125 000	3430	6737	11 498
Zr	3,95	952	82,8	110	107
Y	6,23	346	59,4	80,3	69,9
Nb	10,7	6060	506	881	1 071
Ta	0,10	186	1,31	8,68	21,6
LREE	551	102 450	3599	9624	14 448
MREE	23,2	2072	170	244	231
HREE	0,94	57,3	10,2	12,3	10,8
Th	11,7	2480	110	168	210
U	0,13	37,7	2,17	3,85	5,08
Ba	999	88 200	7030	10 182	12 181

Примечание. Среднее значение – в г/т, n = 269

выраженной положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 1,02-1,07$). В распределении редких элементов (рис. 4, б) наблюдаются пики по Ba, Th, La, Ce, Pr, Nd и отрицательные аномалии по U, Ta, Pb, Mo, Zr и Ti.

В изучаемых образцах Zr/Nb отношение (0,01–2,9) варьирует в небольшом диапазоне и близко к «среднему карбонату» [21]. Отношение Ti/Eu (3,9–329) значительно ниже, чем в примитивной мантии, а Y/Ho (15,9–30,2) в целом близко к мантийным. Отношение Rb/Sr (0,0001–0,05) чрезвычайно низкое, Sm/Nd отношение (0,05–0,15) близко к среднекоровым значениям.

Карбонатиты Мальджангарского массива обогащены достаточно широким спектром элементов (LREE, Nb, Sr, As, MREE, Th, Ba, Ta, Y, Zn, Pb, Au) (рис. 5), по сравнению со средними значениями верхней коры [37]. Среднее содержание микроэлементов приведено в табл. 2.

LREE, как правило, наиболее распространенная группа металлов в карбонатах Мальджангарского массива, их максимальные содержания достигают 10,2%. Среднее значение LREE составляет 9624 г/т, а медиана – 3599 г/т. При этом концентрации MREE и HREE низкие (до 2072 г/т MREE и 57,3 г/т HREE), при среднем содержании 244 и 12,3 г/т соответственно. Среднее значение содержаний Y составляет 80,3 г/т, и около 37,5% образцов имеют значение выше среднего. Концентрации Ta составляют от 0,10 до 186 г/т, при среднем значении – 8,68 г/т.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции основных микроэлементов Мальджангарского карбонатитового массива

	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Pb	As	Au	Sr	Zr	Y	Nb	Ta	LREE	MREE	HREE	Th	U
Co	1	0,40	0,50	0,19	0,37	0,19	0,30	0,15	0,03	-0,07	0,06	-0,05	0,03	0,20	0,19	0,11	0,20	0,16
Ni	0,40	1	0,45	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	-0,15	-0,01	-0,12	-0,11	-0,04	0	-0,03	-0,09	-0,07	-0,06
Cu	0,50	0,45	1	0,15	0,14	0,05	0,06	0,05	-0,13	0,04	-0,03	-0,05	0,02	0,01	0,02	0,04	-0,02	-0,02
Zn	0,19	0,04	0,15	1	0,14	0,38	0,40	0,43	-0,08	-0,02	0,04	-0,09	0,02	0,24	0,31	0,07	0,36	0,34
Ag	0,37	0,03	0,14	0,14	1	0,13	0,08	0,14	0,17	-0,06	0,05	0,03	-0,03	0,05	0,05	0,06	0,07	0,03
Pb	0,19	0,04	0,05	0,38	0,13	1	0,28	0,24	-0,05	0,05	0,21	0,02	-0,02	0,11	0,26	0,23	0,31	0,21
As	0,30	0,02	0,06	0,40	0,08	0,28	1	0,28	0,04	0,09	0,44	0,05	-0,04	0,78	0,80	0,46	0,68	0,30
Au	0,15	0,03	0,05	0,43	0,14	0,24	0,28	1	-0,04	-0,07	-0,04	-0,12	0,03	0,24	0,20	-0,06	0,27	0,15
Sr	0,03	-0,15	-0,13	-0,08	0,17	-0,05	0,04	-0,04	1	0,06	0,08	0,07	-0,01	0,07	0,07	0,07	0,02	0,09
Zr	-0,07	-0,01	0,04	-0,02	-0,06	0,05	0,09	-0,07	0,06	1	0,26	-0,02	0,04	0,04	0,21	0,25	0,18	0,05
Y	0,06	-0,12	-0,03	0,04	0,05	0,21	0,44	-0,04	0,08	0,26	1	0,25	0,03	0,40	0,74	0,99	0,59	0,17
Nb	-0,05	-0,11	-0,05	-0,09	0,03	0,02	0,05	-0,12	0,07	-0,02	0,25	1	0,24	-0,05	0,08	0,26	0,21	0,26
Ta	0,03	-0,04	0,02	0,02	-0,03	-0,02	-0,04	0,03	-0,01	0,04	0,03	0,24	1	-0,11	-0,05	0,06	0,16	0,66
LREE	0,20	0	0,01	0,24	0,05	0,11	0,78	0,24	0,07	0,04	0,40	-0,05	-0,11	1	0,81	0,39	0,63	0,15
MREE	0,19	-0,03	0,02	0,31	0,05	0,26	0,80	0,20	0,07	0,21	0,74	0,08	-0,05	0,81	1	0,74	0,81	0,26
HREE	0,11	-0,09	0,04	0,07	0,06	0,23	0,46	-0,06	0,07	0,25	0,99	0,26	0,06	0,39	0,74	1	0,59	0,21
Th	0,20	-0,07	-0,02	0,36	0,07	0,31	0,68	0,27	0,02	0,18	0,59	0,21	0,16	0,63	0,81	0,59	1	0,46
U	0,16	-0,06	-0,02	0,34	0,03	0,21	0,30	0,15	0,09	0,05	0,17	0,26	0,66	0,15	0,26	0,21	0,46	1

Примечание. Закрашенные квадраты: 0,2–0,4 – слабая прямая (положительная) корреляционная связь, 0,4–0,6 – умеренная прямая (положительная) корреляционная связь, 0,6–0,8 – сильная прямая (положительная) корреляционная связь, 0,8–1,0 – тесная прямая (положительная) корреляционная связь

Химический состав минералов из карбонатитов Мальджангарского массива, масс. %

Монацит											
Номер образца	Анализ	O	P	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Y	Th	Сумма
M3/17	16	29,47	12,31	1,15	12,07	28,94	1,67	12,06	1,26	1,07	100
	18	29,35	12,23	1,02	12,18	29,03	1,92	12,18	1,15	0,94	
	19	29,26	12,48	1,05	12,46	29,36	1,53	12,15	1,09	0,62	

Феррогорит								
Номер образца	Анализ	Si	Fe	Zr	Nd	Th	O	Сумма
M2/27	24	5,97	4,87	5,43	1,61	62,31	19,81	100
	27	6,04	4,42	4,86	0,94	63,95	19,79	

Пирит						
Номер образца	Анализ	Fe	Zr	Ni	Co	Сумма
M2/29	7	44,16	54,06	1,10	0,68	100
	11	44,29	55,03	0,46	0,22	

Фторкальциопирохлор									
Номер образца	Анализ	F	Na	Ca	Ti	O	Nb	Th	Сумма
M3/21	21	3,25	8,42	11,59	0,61	30,13	51,25	0,21	100
	22	3,52	8,73	11,72	0,57	30,04	50,96	0,36	
	23	3,48	8,16	11,28	0,38	30,27	51,08	0,14	

Бастнезит											
Номер образца	Анализ	Ce	La	Nd	O	F	Fe	Ca	Y	Th	Сумма
M4/16	46	39,46	19,24	3,91	24,82	7,68	1,27	1,57	0,84	1,21	100
	47	40,07	19,35	3,52	25,68	7,62	1,04	1,08	0,75	0,89	

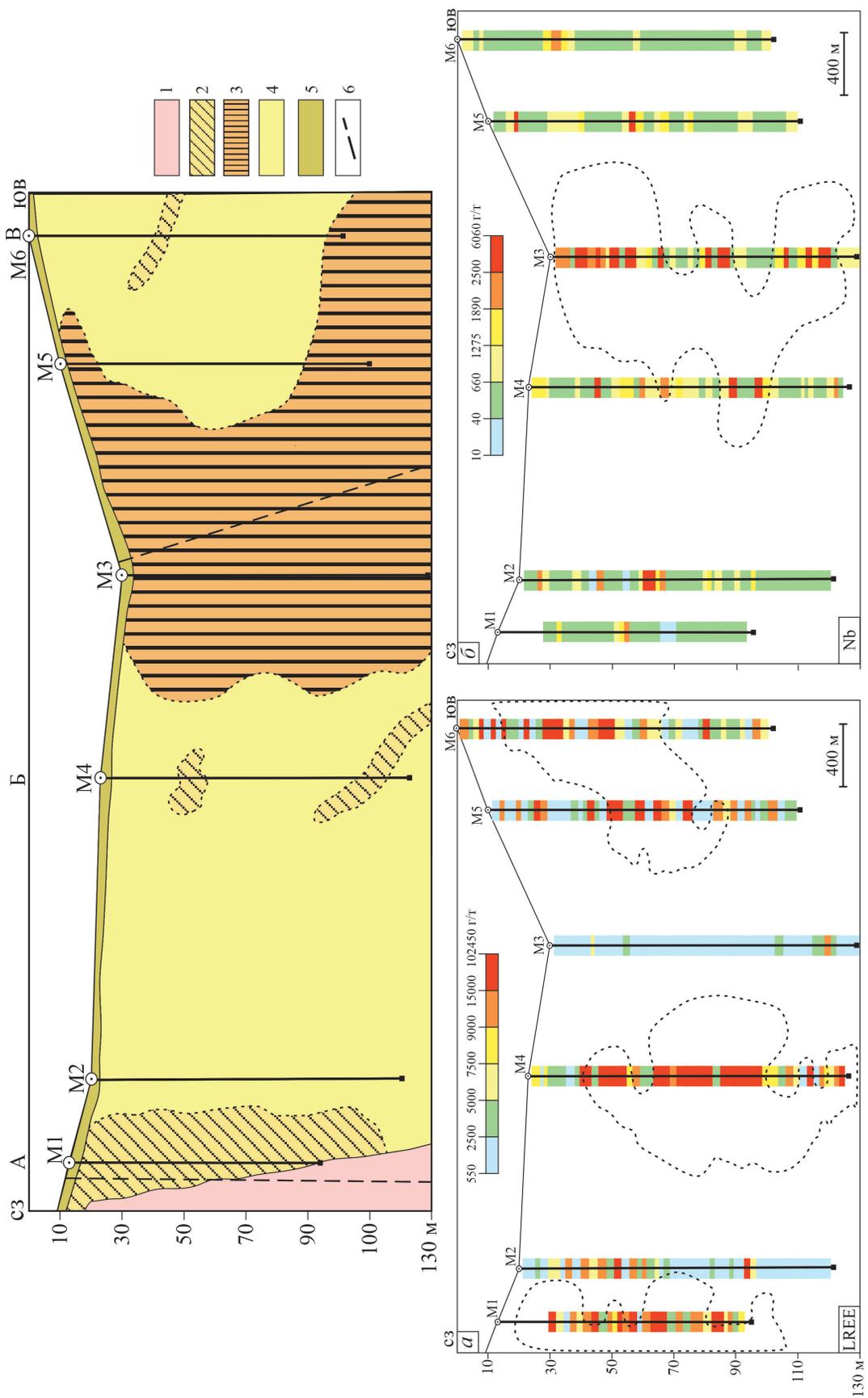
Колумбит						
Номер образца	Анализ	Nb	Fe	O	U	Сумма
M3/21	32	54,42	16,14	29,07	0,37	100
	37	53,61	16,65	28,95	0,79	

Среднее значение содержаний Nb составляет 881 г/т, и около 30,8 % образцов имеют значения выше среднего. Карбонатиты обогащены Sr и Ba (до 125 000 и 88 200 г/т соответственно) с большими вариациями Sr/Ba (0,28–11,2), что характерно для метасоматических образований. Zr показывает среднее значение 110 г/т, варьируя от 3,95 до 952 г/т.

Содержание Ag низкое – в среднем 0,22 г/т, где около 26,8 % выборки выше среднего значения. Среднее содержание Au также низкое, 0,012 г/т, при этом менее 15,2 % образцов равномерно распределяются выше этого значения. Концентрации As составляют от 3,87 до 494 г/т. Среднее значение As составляет 40,7 г/т, а медиана – 26,4 г/т. Содержания Co варьируют

от 1,37 до 104 г/т (в среднем 12,9 г/т), Ni – от 1,06 до 116 г/т (в среднем 12,3 г/т), Cu – от 1,02 до 211 г/т (в среднем 12,5 г/т), Zn – от 18,6 до 4050 г/т (в среднем 278 г/т), Pb – от 7,88 до 1300 г/т (в среднем 77,8 г/т), U – от 0,13 до 37,7 г/т (в среднем 3,85 г/т). Th присутствует всегда, иногда и в высоких концентрациях – до 2480 г/т (в среднем 168 г/т), где около 31,6 % выборки выше среднего значения. В данную выборку не попадают содержания P из-за ограниченного количества проанализированных проб, тем не менее в некоторых образцах концентрация P₂O₅ достигает 20 %.

REE проявляют высокую корреляцию с такими элементами как As, Y и Th (табл. 3), что можно объяснить тем, что они тесно ассоциируют в соб-



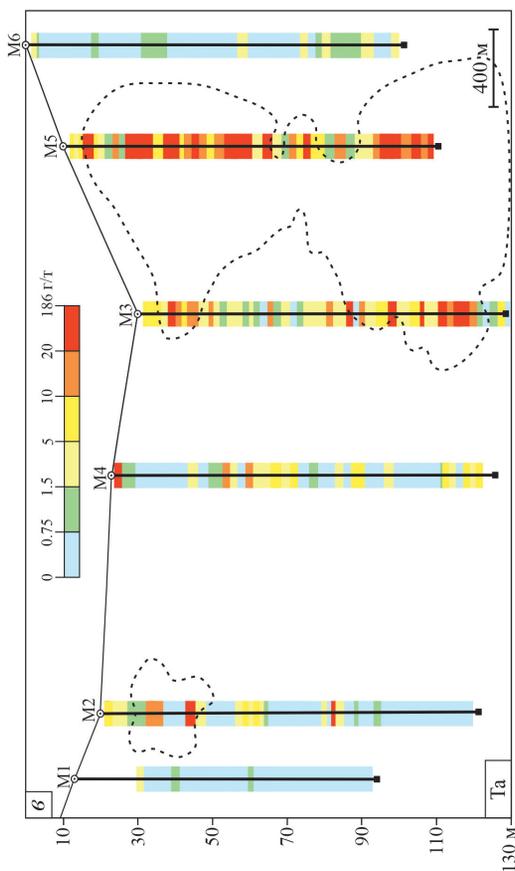
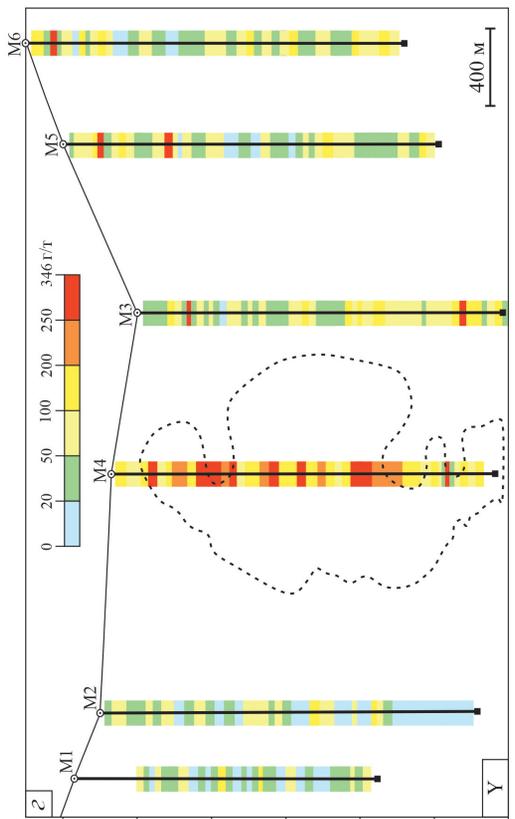


Рис. 6. Схематический геологический разрез Мальджангарского карбонатитового массива с контурами распределения элементов: LREE (а), Nb (б), Ta (в) и Y (г)
 1 – раннепротерозойские метаморфические породы верхнекаменноугольного комплекса; 2 – доломитовые карбонатиты; 3 – доломитово-доломитовые карбонатиты; 4 – кальцитовые карбонатиты; 5 – четвертичные и неоген-четвертичные отложения; 6 – потенциальные разрывные нарушения. Пунктирной линией показаны геохимические аномалии

ственных минералах (монацит, бастнезит) и обнаружены в виде примеси в ферроторите (табл. 4). Y также демонстрирует сильную корреляцию с REE и Th, так как встречается в монаците и бастнезите. Ta – показывает сильную корреляцию с U и слабую корреляцию с Nb. Сильная положительная корреляция между Ta и U ($r = 0,66$) отражает тесную связь U с танталосодержащим минералом – колумбитом. Th демонстрирует сильную корреляцию с REE, As и Y, так как обнаружен в виде примеси в монаците и бастнезите. Au не коррелирует с большинством элементов, за исключением умеренной корреляции с Zn и слабой корреляции со Pb, As, REE и Th. Несмотря на то, что Co и Ni обнаружены в низких концентрациях, они представлены в виде примеси в пирите. Sr, Zr, Ag, Pb и Nb не коррелируют с другими элементами, так как эти элементы находятся в различных минералах или встречаются в виде примесей.

Распределение LREE, Nb, Ta и Y (рис. 6) в пределах Мальджангарского массива показывает, что минерализация не сгруппирована в сплошное рудное тело. В результате были выявлены три крупные аномалии LREE (рис. 6, а), первая из которых расположена в центральной части массива вдоль скв. М4 (до 6,60 %) и прослеживается на глубину более 130 м. Вторая аномалия сконцентрирована в северо-западной части массива с максимальными значениями (до 10,2 %) на глубине 60 м. Третья аномалия на юго-востоке простирается в восточном направлении, с концентрацией до 8,10 %. Nb сконцентрирован в крупной аномалии, которая расположена в центральной части массива (между скважинами М3 и М4) со значениями до 6060 г/т (рис. 6, б). Крупная аномалия Ta протягивается вдоль скважин М3 и М5 с концентрациями до 186 г/т и прослеживается на глубину (более 115 м) (рис. 6, в). Еще одна небольшая аномалия (мощностью около 20 м) расположена в северо-западной части массива вдоль скв. М2 с более низкими содержаниями: до 39 г/т. Y имеет только одну крупную аномалию вдоль скв. М4 с концентрациями до 346 г/т (в среднем 165 г/т), которая совпадает с аномалией LREE (рис. 6, г). В юго-восточной части массива концентрация Y не превышает 100 г/т, за исключением нескольких точек – до 329 г/т.

Обсуждение результатов и выводы. Карбонатиты Мальджангарского массива представлены тремя минеральными типами: кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые. Проведенные исследования не позволили установить описанные

в работах предшественников [2; 4] анкеритовые и сидеритовые карбонатиты. Предполагается, что состав карбонатитов эволюционировал от ранних кальцитовых к кальцит-доломитовым и доломитовым. Во вмещающих породах и экзоконтактах интрузии наблюдаются ореолы фенитизации. Геохимия изученных карбонатитов в целом соответствует критериям отнесения их к первичным карбонатитовым расплавам, описанных [31; 41], которые включают в себя высокие La/Yb, Ca/Al и низкие Ti/Eu. Отношения Y/Ho и Sm/Nd близки к мантийным. Высокие содержания Nb, Ta и LREE в карбонатитах указывают на низкую степень частичного плавления вещества мантийного источника и возможное изменение субстрата мантийным метасоматозом [9]. В то же время отношения Nb/La и Sm/Nd в изученных образцах отражают вероятную контаминацию их расплавов коровым материалом [32]. Значение Eu/Eu* варьирует и достигает минимальных значений 0,67, что свойственно для поздних гидротермальных стадий карбонатитообразования. Для пород массива зафиксировано фракционированное распределение REE со значительным преобладанием LREE над HREE. Сходные, хорошо выдержанные спектры распределения REE свидетельствуют о близких составах их первичных источников.

Судя по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов, карбонатиты Мальджангарского массива по составу схожи с карбонатитами Томторского и Гулинского массивов. Это сходство подтверждает возможную роль плюм-литосферного взаимодействия в формировании карбонатитосодержащих магматических комплексов в пределах рассматриваемого региона. Формирование карбонатитов в широком временном интервале (в позднем рифее, девоне, на рубеже палеозоя и мезозоя, а также в поздней юре) свидетельствует о неоднократной плюмовой активности на северо-востоке Сибирской платформы.

Полученные геохимические данные демонстрируют, что внедрение карбонатитового расплава привело к перераспределению в породах интрузии целого ряда химических элементов, и, как результат, к формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов. Карбонатиты обогащены широким спектром элементов: LREE, Nb, Sr, As, MREE, Th, Ba, Ta, Y, Zr, Pb и Au. Ведущим и имеющим промышленный интерес полезным компонентом выступают LREE, поскольку их содержания достигают 10 %. Основными REE-минералами являются монацит и бастнезит. В качестве попутных компонентов промышленный интерес могут представлять Nb, Ta, Y, P, Sr и Ba. Обогащение Nb в карбонатитах в значительной степени связано с минералами группы пироклора. Состав изученных зерен пироклора соответствует фторкальциопироклору [13], практически без какой-либо зональности и примеси REE и Sr, что может служить указанием на его кристаллизацию в раннюю магматическую высокотемпературную стадию формирования карбонатитов массива. Повышен-

ные содержания фосфора связаны с присутствием апатита, а колумбит — главный рудный минерал тантала. Вышесказанное позволяет предполагать рассматриваемую интрузию благоприятной для выявления комплексного редкоземельного и редкометалльного оруденения в пределах одноименного потенциального ураноносного торий-редкоземельно-редкометалльного узла [12].

1. Вильямс Т., Когарко Л. Н. Новые данные о редкометалльной минерализации карбонатитов Гулинского массива (Полярная Сибирь) // Геохимия. — 1996. — № 6. — С. 483–491.

2. Владыкин Н. В., Ходжаев Д. К. Новая провинция рудоносных редкометалльных карбонатитов ЮВ-части Анабарского щита // Геохимия щелочных пород: тезисы докладов XXV международной конференции. — СПб., 2008. — С. 24–26.

3. Владыкин Н. В. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U–Pb- и ⁴⁰Ar–³⁹Ar-исследований / Н. В. Владыкин, А. Б. Котов, А. С. Борисенко, В. В. Ярмолюк, Н. П. Похиленко, Е. Б. Сальникова, А. В. Травин, С. З. Яковлева // Докл. РАН. — 2014. — Т. 454, № 2. — С. 195–199.

4. Владыкин Н. В. Минералого-геохимические особенности карбонатитов Мальджангарского массива, ЮВ часть Анабарского щита // Щелочной магматизм Земли: тезисы докладов XXXIII международной конференции. — М., 2016. — С. 20–23.

5. Владыкин Н. В., Лепехина Е. Н., Антонов А. В. Новый карбонатитовый этап на Анабарском щите // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты, ИГЕМ РАН. — 2017. — С. 32–35.

6. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXV, XXVI. Объяснительная записка / Г. М. Музыка, М. С. Машак, А. А. Потуроев, Ивлиев К. А. (ред.). — М., 1978. — 70 с.

7. Граханов С. А., Смелов А. П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. — 2011. — № 5. — С. 56–63.

8. Зайцев А. И. О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) // Отечественная геология. — 2006. — № 5. — С. 16–20.

9. Когарко Л. Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. — 2006. — № 1. — С. 5–13.

10. Лазарева Е. В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) / Е. В. Лазарева, С. М. Жмодик, Н. Л. Добрецов, А. В. Толстов, Б. Л. Щербов, Н. С. Карманов, Е. Ю. Герасимов, А. В. Брянская // Геология и геофизика, 2015. — Т. 56, № 6. — С. 1080–1115.

11. Малич К. Н. Результаты датирования ториянита и бадделейта карбонатитов Гулинского массива (Россия) / К. Н. Малич, В. В. Хиллер, И. Ю. Баданина, Е. А. Белосусов // Докл. РАН. — 2015. — Т. 464, № 4. — С. 464–467.

12. Молчанов А. В. Перспективы промышленной ураноносности севера Центральной Сибири (на примере Анабарского щита и Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области) / А. В. Молчанов, В. Ф. Прокурнин, А. В. Гавриш, Ф. Д. Лазарев, Д. К. Ходжаев // Региональная геология и металлогения. — 2007. — № 32. — С. 88–103.

13. Молчанов А. В. Мальджангарский карбонатитовый массив (Анабарский щит): возраст магматизма и оруденения (U-Pb и Re-Os изотопные системы) / А. В. Молчанов, В. Е. Гузев, Е. Н. Лепехина, Р. Ш. Крымский, А. В. Антонов, Б. В. Беляцкий, Е. И. Хорохорина // Геология и геофизика. — 2022. — Т. 63, № 12. — С. 85–99.
14. Розен О. М. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона / О. М. Розен, Д. З. Журавлев, М. К. Суханов, Е. В. Бибииков, В. И. Злобин // Геология и геофизика. — 2000. — Т. 41, № 2. — С. 163–180.
15. Смелов А. П. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны Тектонического меланжа, Анабарский щит / А. П. Смелов, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач, В. И. Березкин, А. А. Кравченко, В. Н. Добрецов, С. Д. Великославинский, С. З. Яковлева // Петрология. — 2012. — Т. 20, № 3. — С. 315–330.
16. Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. — М.: НИИ-Природа. — 2003. — 494 с.
17. Фролов А. А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз) / А. А. Фролов, А. В. Лапин, А. В. Толстов, Н. Н. Зинчук, С. В. Белов, А. А. Бурмистров. — М.: НИИ-Природа. — 2005. — 540 с.
18. Ходжаев Д. К. Рудоносность Мальджангарского карбонатитового массива (Анабарский щит, Республика Саха — Якутия) / Д. К. Ходжаев, А. В. Молчанов, Н. Е. Морозова, И. В. Рыбакова, А. С. Ивановский // Региональная геология и металлогения. — 2007. — № 32. — С. 103–107.
19. Шахотько Л. И., Багдасаров Ю. А. Новый карбонатитовый массив Анабарского щита // ДАН СССР. — 1983. — Т. 273, № 1. — С. 186–189.
20. Anenburg M., Broom-Findley S., Chen W. Formation of rare earth deposits in carbonatites // Elements. — 2021. — Vol. 17. — Pp. 327–332.
21. Chakhmouradian A. R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chemical Geology. — 2006. — Vol. 235. — Pp. 138–160.
22. Dalrymple B. G., Czamanske G. K., Fedorenko V.A., Simonov O. N., Lanphere M. A., Likhachev A. P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim Cosmochim Acta. — 1995. — Vol. 59. — No. 10. — Pp. 2071–2083.
23. Ernst R. E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Mineralogy and Petrology. — 2010. — Vol. 98. — Pp. 55–76.
24. Foley S. F., Fischer T. P. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle // Nature Geoscience. — 2017. — Vol. 10. — Pp. 897–902.
25. Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. — 1999. — Vol. 310. — No. 1–4. — Pp. 1–35.
26. Humphreys-Williams E. R., Zahirovic S. Carbonatites and global tectonics // Elements. — 2021. — Vol. 17. — Pp. 339–344.
27. Kogarko L. N., Zartman R. E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Mineralogy and Petrology. — 2007. — Vol. 89. — Pp. 113–132.
28. Kogarko L. N., Veselovskiy R. V. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute palaeotectonic reconstructions // Journal of Geodynamics. — 2019. — Vol. 125. — Pp. 13–21.
29. McDonough W. F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. — 1995. — Vol. 120. — Pp. 223–253.
30. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geology Reviews. — 2014. — Vol. 63. — Pp. 265–295.
31. Rudnick R. L., McDonough W. F., Chappell B. W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics // Earth Planet. Sci. Lett. — 1993. — Vol. 114. — Pp. 463–475.
32. Rudnick A. W. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Vol. 3. The crust. Eds: H. D. Holland, K. K. Turekian — Amsterdam: Elsevier, 2002. — Pp. 1–64.
33. Smith M. P., Campbell L. S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: multistage processes and outstanding questions // Ore Geology Reviews. — 2015. — Vol. 64. — Pp. 459–476.
34. Stoppa F., Pirajno F., Schiazza M., Vladykin N. V. State of the art: Italian carbonatites and their potential for critical-metal deposits // Gondwana Research. — 2016. — Vol. 37. — Pp. 152–171.
35. Vladykin N. V. Potassium alkaline lamproite-carbonatite complexes: petrology, genesis, and ore reserves // Russian Geology and Geophysics. — 2009. — Vol. 50. — Pp. 1119–1128.
36. Wang Z.-Y., Fan H.-R., Zhou L., Yang K.-F., She H.-D. Carbonatite-related REE deposits: an overview // Minerals. — 2020. — Vol. 10. — Pp. 965–995.
37. Wedepohl K. H. The Composition of the Continental Crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 1995. — No. 7. — Vol. 59. — Pp. 1217–1232.
38. Woolley A. R., Kempe D. R. C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution. — London, 1989. — Pp. 1–46.
39. Woolley A. R., Kjarsgaard B. A. Carbonatite occurrences of the world: map and database // Geol. Surv. Can. Open File. — 2008. — 5796. — Pp. 1–21.
40. Woolley A. R., Bailey D. K. The crucial role of lithospheric structure in the generation and release of carbonatites: geological evidence // Mineralogical Magazine. — 2012. — Vol. 76. — No. 2. — Pp. 259–270.
41. Yaxley G. M., Green D. H. Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime // Earth Planet. Sci. Lett. — 1994. — Vol. 128. — Pp. 313–325.

1. Vil'yams T., Kogarko L. N. Novye dannye o redkometal'noj mineralizacii karbonatitov Gulinskogo massiva (Polyarnaya Sibir'). *Geochemistry International*, 1996, no. 6, pp. 483–491. (In Russian).

2. Vladykin N. V., Hodzhaev D. K. Novaya provinciya rudosnyh redkometal'nyh karbonatitov YUV-chasti Anabarskogo shchita. Geohimiya shchelochnyh porod: tezisy dokladov XXV mezhdunarodnoy konfircencii. St. Petersburg, 2008, pp. 24–26. (In Russian).

3. Vladykin N. V., Kotov A. B., Borisenko A. S., Yarmolyuk V. V., Pohilenko N. P., Sal'nikova E. B., Travin A. V., Yakovleva S. Z. Vozrastnye rubezhi formirovaniya shchelochno-ul'traosnovnogo massiva Tomtor: rezul'taty geohronologicheskikh U-Pb- i ^{40}Ar - ^{39}Ar -issledovaniy. *Doklady Earth Sciences*, 2014, vol. 454, no. 2, pp. 195–199. (In Russian).

4. Vladykin N. V. Mineralogo-geohimicheskie osobennosti karbonatitov Mal'dzhangarskogo massiva, YUV chast' Anabarskogo shchita. Shchelochnoj magmatizm Zemli: tezisy dokladov XXXIII mezhdunarodnoy konfircencii. Moscow, 2016, pp. 20–23. (In Russian).

5. Vladykin N. V., Lepekhina E. N., Antonov A. V. Novyj karbonatitovyj etap na Anabarskom shchite. Osnovnye problemy v uchenii ob endogennyh rudnyh mestorozhdeniyah: novye gorizonty, IGEM RAN. 2017, pp. 32–35. (In Russian).

6. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Anabarskaya. R-49-XXV, XXVI. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the map of the USSR. Scale 1 : 200 000. Anabarskaya series, sheets R-49-XXV, XXVI.

Explanatory note]. Eds.: G. M. Muzyka, M. S. Mashchak, A. A. Poturoev, K. A. Ivliev (eds.). Moscow, 1978, 70 p.

7. Grahanov S. A., Smelov A. P. Vozrast prognoziruemykh korennykh istochnikov almazov na severe YAKUTII. *Otechestvennaya geologiya*, 2011, no. 5. pp. 56–63. (In Russian).

8. Zajcev A. I. O vozraste magmatitov Ebelyahskogo i Orto-Yarginnskogo polej (severo-vostok YAKUTSKOJ kimberlitovoj provincii). *Otechestvennaya geologiya*, 2006, no. 5, pp. 16–20. (In Russian).

9. Kogarko L. N. Shchelochnoj magmatizm i obogashchenye mantijnye rezervuary. Mekhanizmy vozniknoveniya, vremya poyavleniya i glubiny formirovaniya. *Geochemistry International*, 2006, no. 1, pp. 5–13. (In Russian).

10. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobrecov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Glavnye rudoobrazuyushchie mineraly anomal'no bogatykh rud mestorozhdeniya Tomtor (Arkticheskaya Sibir'). *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 6, pp. 1080–1115. (In Russian).

11. Malich K. N., Hiller V. V., Badanina I. Yu., Belousov E. A. Rezul'taty datirovaniya torianita i baddeleita karbonatitov Gulinskogo massiva (Rossiya). *Doklady Earth Sciences*, 2015, vol. 464, no. 4, pp. 464–467. (In Russian).

12. Molchanov A. V., Proskurnin V. F., Gavriash A. V., Lazarev F. D., Hodzhaev D. K. Perspektivy promyshlennoj uranonosnosti severa Central'noj Sibiri (na primere Anabarskogo shchita i Tajmyro-Severozemel'skoj skladchato-nadvigovoj oblasti). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2007, no. 32, pp. 88–103. (In Russian).

13. Molchanov A. V., Guzev V. E., Lepekhina E. N., Krymskij R. Sh., Antonov A. V., Belyackij B. V., Horohorina E. I. Mal'dzhangarskij karbonatitovyy massiv (Anabarskij shchit): vozrast magmatizma i orudneniya (U-Pb i Re-Os izotopnye sistemy). *Russian Geology and Geophysics*, 2022, vol. 63, no. 12, pp. 85–99. (In Russian).

14. Rozen O. M., Zhuravlev D. Z., Suhanov M. K., Bibikov E. V., Zlobin V. I. Izotopno-geohimicheskie i vozrastnye karakteristiki ranneproterozojkskih terrejnov, kollizionnykh zon i svyazannykh s nimi anortozitov na severo-vostoke Sibirskogo kratona. *Russian Geology and Geophysics*, 2000, vol. 41, no. 2, pp. 163–180. (In Russian).

15. Smelov A. P., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Kovach V. P., Berezkin V. I., Kravchenko A. A., Dobrecov V. N., Velikoslavinskij S. D., Yakovleva S. Z. Vozrast i prodolzhitel'nost' formirovaniya Billyahskoj zony Tektonicheskogo melanzha, Anabarskij shchit. *Petrology*, 2012, vol. 20, no. 3, pp. 315–330. (In Russian).

16. Frolov A. A., Tolstov A. V., Belov S. V. Karbonatitovye mestorozhdeniya Rossi. Moscow, NIA-Priroda, 2003, 494 p. (In Russian).

17. Frolov A. A., Lapin A. V., Tolstov A. V., Zinchuk N. N., Belov S. V., Burmistrov A. A. Karbonatity i kimberlity (vzaimootnosheniya, minerageniya, prognoz). Moscow, NIA-Priroda, 2005, 540 p. (In Russian).

18. Hodzhaev D. K., Molchanov A. V., Morozova N. E., Rybakova I. V., Ivanovskij A. S. Rudonosnost' Mal'dzhangarskogo karbonatitovogo massiva (Anabarskij shchit, Respublika Saha – Yakutiya). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2007, no. 32, pp. 103–107. (In Russian).

19. Shahot'ko L. I., Bagdasarov Yu. A. Novyj karbonatitovyy massiv Anabarskogo shchita. *DAN SSSR*, 1983, vol. 273, no. 1, pp. 186–189. (In Russian).

20. Anenburg M., Broom-Findley S., Chen W. Formation of rare earth deposits in carbonatites. *Elements*, 2021, vol. 17, pp. 327–332.

21. Chakhmouradian A. R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chemical Geology*, 2006, vol. 235, pp. 138–160.

22. Dalrymple B. G., Czamanske G. K., Fedorenko V. A., Simonov O. N., Lanphere M. A., Likhachev A. P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, vol. 59, no. 10, pp. 2071–2083.

23. Ernst R. E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 2010, vol. 98, pp. 55–76.

24. Foley S. F., Fischer T. P. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2017, vol. 10, pp. 897–902.

25. Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 1999, vol. 310, no. 1–4, pp. 1–35.

26. Humphreys-Williams E. R., Zahirovic S. Carbonatites and global tectonics. *Elements*, 2021, vol. 17, pp. 339–344.

27. Kogarko L. N., Zartman R. E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia. *Mineralogy and Petrology*, 2007, vol. 89, pp. 113–132.

28. Kogarko L. N., Veselovskiy R. V. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute palaeotectonic reconstructions. *Journal of Geodynamics*, 2019, vol. 125, pp. 13–21.

29. McDonough W. F., Sun S.-S. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 1995, vol. 120, pp. 223–253.

30. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview. *Ore Geology Reviews*, 2014, vol. 63, pp. 265–295.

31. Rudnick R. L., McDonough F., Chappell B. W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett*, 1993, vol. 114, pp. 463–475.

32. Rudnick A. W. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry. Vol. 3. The crust. Eds.: Holland H. D., Turekian K. K. Amsterdam, Elsevier, 2002, pp. 1–64.

33. Smith M. P., Campbell L. S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: multistage processes and outstanding questions. *Ore Geology Reviews*, 2015, vol. 64, pp. 459–476.

34. Stoppa F., Pirajno F., Schiazza M., Vladykin N. V. State of the art: Italian carbonatites and their potential for critical-metal deposits. *Gondwana Research*, 2016, vol. 37, pp. 152–171.

35. Vladykin N. V. Potassium alkaline lamproite-carbonatite complexes: petrology, genesis, and ore reserves. *Russian Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, pp. 1119–1128.

36. Wang Z.-Y., Fan H.-R., Zhou L., Yang K.-F., She H.-D. Carbonatite-related REE deposits: an overview. *Minerals*, 2020, vol. 10, pp. 965–995.

37. Wedepohl K. H. The Composition of the Continental Crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, no. 7, vol. 59, pp. 1217–1232.

38. Woolley A. R., Kempe D. R. C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution. Carbonatites: genesis and evolution, London, 1989, pp. 1–46.

39. Woolley A. R., Kjarsgaard B. A. Carbonatite occurrences of the world: map and database. *Geol. Surv. Can. Open File*, 2008, 5796, pp. 1–21.

40. Woolley A. R., Bailey D. K. The crucial role of lithospheric structure in the generation and rebase of carbonatites: geological evidence. *Mineralogical Magazine*, 2012, vol. 76, no. 2, pp. 259–270.

41. Yaxley G. M., Green D. H. Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime. *Earth Planet. Sci. Lett*, 1994, vol. 128, pp. 313–325.

Гузов Владислав Евгеньевич – вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <vladislav_guzev@vsegei.ru>

Молчанов Анатолий Васильевич – доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Хорохорина Елена Ивановна – вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <elena_horohorina@vsegei.ru>

Семенова Валентина Васильевна – вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <valentina_semenova@vsegei.ru>

Guzev Vladislav Evgen'evich – Leading Geologist, VSEGEI¹. <vladislav_guzev@vsegei.ru>

Molchanov Anatoly Vasilyevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, head of department, VSEGEI¹.

<anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Khorokhorina Elena Ivanovna – Leading Engineer, VSEGEI¹. <elena_horohorina@vsegei.ru>

Semenova Valentina Vasilievna – Leading Engineer, VSEGEI¹. <valentina_semenova@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

В. А. ДУШИН, С. Г. СУСТАВОВ, Д. И. ПРОКОПЧУК,
А. К. ТРУТНЕВ, В. С. КОЗЬМИН (УГГУ)

Первая находка алмаза из нижнепермских отложений в районе истоков р. Сылва (Свердловская область)

В статье рассматривается первая находка алмаза в коренных отложениях нижней перми, установленная в истоках р. Сылва в пределах восточного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии. Работа основана на результатах собственных исследований, обобщения материалов, как по алмазности Предуральского прогиба и Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны, так и геологии и петрографии вмещающих породных комплексов, их структурно-тектонической позиции в зоне влияния Главного Западно-Уральского надвига. В статье использованы результаты исследований на сканирующем электронном микроскопе VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments и рентгеновской установке УРС-55 в камере РКД в лаборатории УГГУ. Минералого-петрографическое изучение грубообломочных пород, вмещающих алмаз, идентифицированных как туфобрекчии, показало их флюидно-магматический генезис, на что указывают структурно-текстурные и минералогические особенности пород, включая каплевидные эллипсообразные выделения вулканического стекла, пульпообразный, тонкодисперсный характер основной массы (связующий материал), несортированные, слабоокатанные до остроугольных обломки магматических и осадочных пород, присутствие таких аксессуаров, как кианит, рутил, монацит, циркон, апатит, титанит, золото, хромшпинелиды, муассонит, магнитные и стеклянные микросферулы. Полученные данные свидетельствуют о вероятном проявлении фреатического вулканизма, приведшего к транспортировке алмаза и его спутников в ослабленную активизированную зону перед фронтом Главного Западно-Уральского надвига.

Ключевые слова: алмаз, туфобрекчии, туффизиты, микросферулы, Юрюзано-Сылвенская депрессия, Главный Западно-Уральский надвиг

V. A. DUSHIN, S. G. SUSTAVOV, D. I. PROKOPCHUK,
A. K. TRUTNEV, V. S. KOZMIN (URSMU)

First discovery of a diamond from Lower Permian deposits in the area of the Sylva River headwaters (Sverdlovsk Region)

The article deals with the first discovery of a diamond in Lower Permian bedrock in the Sylva River headwaters within the eastern wing of the Yuryuzan-Sylva depression. The work is based on results of authors' studies, generalization of materials, both on the diamond potential of the Cis-Ural Trough and the West Ural structural megazone, and on geology and petrography of the host rock assemblages, their structural and tectonic position in the zone of influence of the Main West Ural Thrust. The paper uses results of studies on a TESCAN VEGA LMS scanning electron microscope with an Xplore 30 energy-dispersive attachment from Oxford Instruments and a URS-55 X-ray unit in an RCD chamber in the URSMU laboratory. The mineralogical and petrographic study of coarse clastic rocks hosting the diamond, identified as tuff breccias, showed their fluid-magmatic genesis, as evidenced by the textural, structural and mineralogical features of the rocks, including drop-shaped elliptical volcanic-glass segregations, pulp-like finely dispersed nature of the groundmass (binding material), ungraded, weakly rounded to acute-angled fragments of igneous and sedimentary rocks, occurrence of such accessories as kyanite, rutile, monazite, zircon, apatite, titanite, gold, chrome spinel, moissonite, magnetic and glass microspherules. The data obtained indicate the probable phreatic volcanism, which led to the transportation of the diamond and its satellites to a weakened activated zone in the forefront of the Main West Ural Thrust.

Keywords: diamond, tuff breccia, tuffizite, microspherule, Yuryuzan-Sylva depression, Main Western Ural Thrust

Для цитирования: Душин В. А. Первая находка алмаза из нижнепермских отложений в районе истоков р. Сылва (Свердловская область) / В. А. Душин, С. Г. Сустанов, Д. И. Прокопчук, А. К. Трутнев, В. С. Козьмин // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 68–78. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_68-78

Введение. Проблема поисков коренных источников уральских алмазов насчитывает не одно столетие. Начиная от первой находки, состоявшейся в 1829 году (по данным Г. Е. Щуровского), это важное направление в геологии продолжает интересовать исследователей. По мнению большинства геологов, основу минерально-сырьевой базы Урала составляют месторождения современных и погребенных россыпей, первоисточниками которых выступают промежуточные коллекторы [6], кимберлиты или лампроиты восточного обрамления Русской платформы [1; 8], а также, вероятно, щелочно-базит-ультрабазитовый магматизм, включая лампроиты и перидотиты (косвинский тип) Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны [14; 15; 21]. Не менее популярны концепции метаморфогенного (кумдыкольский тип) либо ударно-метаморфогенного (попигайский тип) происхождения [14].

Большой интерес и значительное усиление геологических и тематических работ на алмазы вызвало появление в 1995–1996 гг. «туффизитовой» концепции, предложенной В. Р. Остроумовым и А. Я. Рыбальченко [11; 15] для объектов Красновишерского района. В этой связи переосмыслением материалов предшествующих работ активно занялись геологи АО Уралалмаза, ПГГСП «Геокарта», ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ТОО «Прогноз Д», УКГСЭ, ИГиМ (Миасс), ЦНИГРИ, ИГ (Сыктывкар), СНИГЭ (УГГУ), ПГУ (г. Пермь) [5; 9; 14; 18; 20; 21].

Детальное изучение материалов из уральских россыпей показало их морфологическую обособленность (округлые формы), высокий средний вес, изотопный состав, отличающий последние от других алмазоносных провинций. Все это, наряду с определением областей питания и тенденций переноса материала, указывало на местный источник формирования известных месторождений Красновишерского района [2; 4; 9]. Подобный вывод подтверждается последними данными о наличии как специфического магматизма, так и особенностями глубинного строения Западно-Уральской надвиговой мегазоны. Последняя представляет собой окраину сложнопостроенной палеорифтовой структуры, сформированной на гетерогенном архейско-раннепротерозойском основании [7; 19; 23].

Одна из наиболее хорошо изученных в отношении алмазоносности территорий — район Западного склона Среднего и отчасти Северного Урала, где выявлены россыпные месторождения в Вишерском, Чикманском и других районах Пермского края. Здесь активно проводились поиски коренных источников и были обнаружены единичные алмазы и минералы — спутники в туфобрекчиях пикритов благодатского и кусьинского комплексов [10; 14], а также установлены проблематичные вторичные коллекторы в базальных частях колчимской (S_1) и такатинской (D_1) свит. Тем не менее, многие исследова-

тели продолжали высказывать сомнения в достоверности подобных источников из вторичных коллекторов. Дальнейшие работы в районе привели к выявлению жил, стратиформных и экстрезивных тел так называемых туффизитов, контролируемых зонами разломов и пологих надвигов. Они были установлены [9; 15] среди осадочных пород верхнего рифея, венда, нижнего силура, нижнего и верхнего девона и нижнего карбона. Все эти своеобразные породы сопряжены с россыпными неоген-четвертичными месторождениями алмазов. Судя по литературным источникам [9; 22; 23], включая и исследования авторов данной статьи по Полярному и Приполярному Уралу [5], вопросы происхождения первоисточников алмазов остаются до настоящего времени дискуссионными, и обнаруженный нами алмаз в своеобразных кластогенных породах нижней перми усложнит понимание проблемы, переведя ее на новый уровень.

Методика исследований. Данное сообщение посвящено геологическому строению истоков р. Сылва и характеристике обнаруженного в коренных породах нижней перми алмаза. Исследования проводились в рамках геологического доизучения листа О-40-XXIX (Шалинская площадь) масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200/2) и программы «Приоритет 2030 УГГУ на 2021–2030 гг.» в пределах восточного крыла Юрюзано-Сылвенской депрессии. В результате маршрутных исследований при документации и опробовании коренных пород белокатайской свиты (P_1bk) в районе выс. 404,5 по аз. 80 ручным способом была отобрана бороздовая проба весом 40 кг. Проба дробилась в щековой, а затем на валковых дробилках до размерности $-0,5$ мм с последующим отмучиванием и обогащением в бромформе, затем проводился полуколичественный минералогический анализ в лаборатории кафедры ГПР МПИ УГГУ (аналитик С. В. Акулова). Исследование ставило широкий круг задач от изучения геологического строения, литологии и петрографии породных образований до выяснения их геохимического, минералогического составов, а также тектонических и геоморфологических особенностей территории.

Изучение морфологии, внутреннего строения, химического состава как алмаза, так и вмещающих породных комплексов проведено в лабораториях УГГУ. Морфологическое изучение кристалла было проведено с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, при определении состава использовался BSE детектор $U = 20$ kV, $I = 3$ nA (аналитик И. А. Влахов, УГГУ). Рентгенографическое исследование выполнено методом монокристалла на установке УРС-55 в камере РКД, излучение $Fe_{\alpha+\beta}$, $U = 40$ kV, $I = 10$ mA (аналитик С. Г. Сустанов, УГГУ).

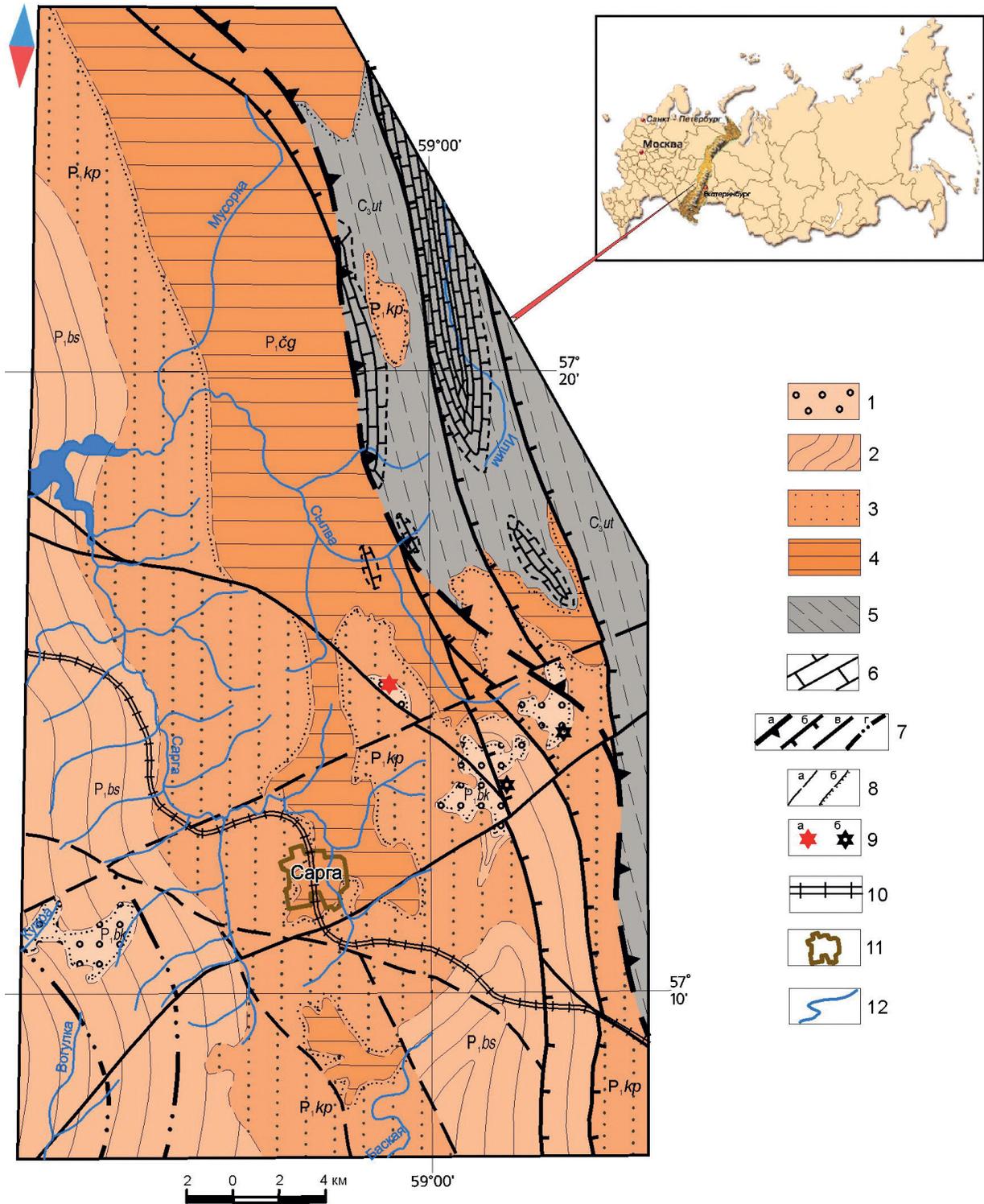


Рис. 1. Геологическая карта истоков р. Сылва (В. А. Душин по материалам СНИГЭ УГГУ и Н. А. Мамина)
 1 – белокатайская свита (P₁bk): алевролиты, песчаники, разногалечные конгломераты, в том числе вулканомиктовые; 2 – бисертская свита (P₁bs): алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников; 3 – капысовская свита (P₁kp): алевролиты, прослои песчаников, редкие горизонты конгломератов; 4 – чигишанская свита (P₁cg): полимиктовые песчаники, аргиллиты, глинистые известняки; 5 – уткинская свита (C₃ut): глинистые известняки, алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников; 6 – известняки; 7 – тектонические нарушения: а – основной шов Главного Западно-Уральского надвига (ГЗУН), б – второстепенные швы ГЗУН, в – тектонические нарушения различной морфологии, г – элементы Куарской кольцевой структуры; 8 – границы вещественных комплексов: а – согласные, б – несогласные; 9 – места находок алмазов в коренных (а) и аллювиальных (б) отложениях; 10 – железная дорога; 11 – населенные пункты; 12 – реки

Петрографические работы осуществлены на микроскопах DM2700P, S9i, M205C фирмы Leica.

Объект исследования. В геологическом строении рассматриваемой территории, расположенной в районе верхнего течения и истоков р. Сылва, принимают участие структурно-вещественные комплексы восточной приконтактной части Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральского прогиба и западные фрагменты сложнопостроенной системы Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны, реализованной в Язьвенско-Чусовской складчато-надвиговой зоне. Данные комплексы расчленены на ряд стратиграфических подразделений, почти повсеместно перекрытых маломощным чехлом четвертичных осадков (рис. 1). Наиболее древние отложения, слагающие Западно-Уральский сегмент – песчано-алевролит-карбонатные отложения уткинской свиты верхнего карбона, принадлежащие к глинисто-известково-доломитовой формации. Данные осадки обладают характерной ритмичностью и локализованы в субпараллельных тектонических пластинах шириной 2–5 км. При этом карбонатные отложения рифогенной природы скорее всего являются олистоплаками наряду с терригенными останцами нижнепермских отложений чигишанской и капысовской свит. Отложения Предуральской мегазоны в Юрюзано-Сылвенской депрессии представлены терригенными комплексами, чигишанской

(P₁çg), капысовской (P₁kp), бисертской (P₁bs) и белокатайской (P₁bk) свит гжельского, ассельского, сакмарского и артинского ярусов, содержащих широкий спектр фораминифер, миоспор, фузулинид, кораллов, мшанок и брахиопод.

Основные перерывы в осадконакоплении установлены в основании капысовской и белокатайской свит. При этом последняя наряду с широким развитием псаммито-псефитовых осадков молассоидного типа, как правило, имеет тектонизированные соотношения с нижележащими комплексами. Само же проявление алмазонасных пород представляет собой плосковершинный останец размером 120 × 27 м и высотой до 5 м, напоминающий по форме выхода небольшую пологозалегающую экструзию. Отдельные замёры на вершине элементов залегания составляют аз. пад – 300–310 ∠7–10°. Породы лимонитизированы. Рыхлые отложения, перекрывающие верхнепалеозойские осадки и покрывающие почти всю территорию в виде маломощного чехла, вскрыты вблизи дер. Пермьяки серией шурфов. Это неоплейстоценовые отложения валдайского надгоризонта, в составе которого выделены склоновые образования табулдинского горизонта. Они представлены серыми, коричневыми, желтовато-коричневыми, умеренно плотными суглинками или глинами с обломками как местных коренных пород, так и галечным материалом среднепалеозойских отложений Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны.

Таблица 1

Содержание петрогенных оксидов (в масс. %) в туфизитах Вишерского района (1–3) и в туфобрекчиях верховья р. Сылва (4–6)

Оксиды	Участки*			Верховья р. Сылва**		
	Волынка № 3	Южная Рассольная	Чурочная	18–50	18–205	20–707
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,15	65,8	61,5	65,95	61,34	64,05
TiO ₂	0,82	0,70	0,73	0,552	0,693	0,615
Al ₂ O ₃	16,25	16,30	18,90	13,12	16,94	15,04
Fe ₂ O ₃ *	4,21	4,80	5,10	4,28	6,12	5,67
FeO	0,1	2,0	0,56	–	–	–
MnO	0,0044	0,016	0,033	0,08	0,125	0,124
MgO	1,65	2,2	1,5	1,65	1,81	1,74
CaO	1,54	0,38	0,58	3,25	1,19	1,16
Na ₂ O	0,04	1,1	1,2	3,36	3,94	3,66
K ₂ O	4,15	2,1	3,3	3,12	2,97	3,27
P ₂ O ₅	0,05	0,072	0,28	0,238	0,498	0,379
ППП	6,35	4,0	6,4	4,2	4,4	4,3
Сумма	100,3	99,5	100,1	100,9	100,06	100,05

*Анализ рентгеноспектральный выполнен в лабораториях ВСЕГЕИ [9] (1–3) и ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН (4–6).

**Fe₂O₃ общее.

Коренные обломочные отложения, содержащие алмаз, представлены породами светло-серого, светло-серо-желтого оттенка от крупно-средне-мелкогалечной до гравийной и галечно-щебневой структуры и массивной, неяснослоистой, брекчевидной текстуры. В шлифах наблюдается неравномернoзернистая и среднeзернистая микроструктура и от конгломератовой до брекчиевой текстура. В породах отсутствует сортировка по размеру, и ксенолиты обладают различной степенью окатанности. Содержание обломков составляет от 80–85 до 90 %. Они имеют остроугольную, изометричную либо призматическую форму. Наиболее крупные обломки (от 2–4 до 10 см) представлены кварцитами (30–35 %), кремнями различных оттенков (25–30 %), базальтами (25–30 %), известняками (5–10 %), риолитами (до 3 %), долеритами (до 3 %), трахитами (до 3 %) и алевролитами (до 3 %).

Псаммитовая фракция (0,052 см) сложена небольшими обломками и зернами базальта, кварцита, алевролита, песчаника, молочно-белого кварца, халцедона, опала, кавернозного известняка. Связующее вещество (матрица) составляет 7–10 % от объема породы и представлена призматическими лейстами плагиоклазов (25–30 %) от альбита до андезина, изометричными зернами кварца (20 %), призматическими чешуйками гастингсита (10 %), игольчатыми чешуйками паргасита (5–7 %), призматическими чешуйками Mg-Fe слюды флогопита, тонкочешуйчатыми

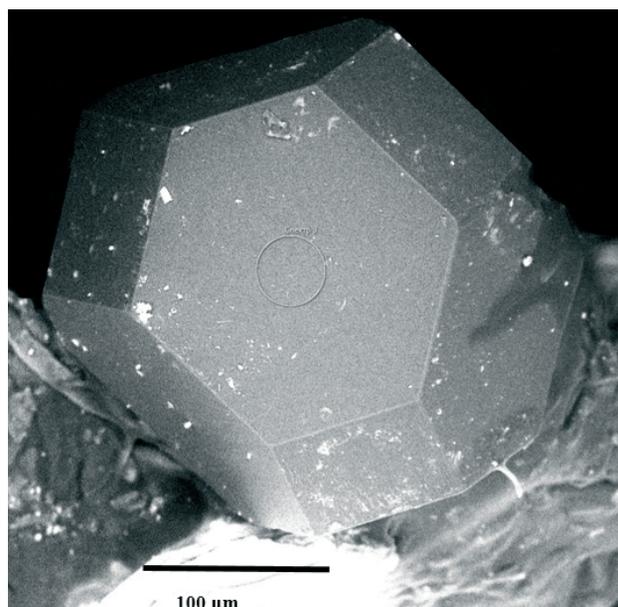


Рис. 2. Снимок алмаза, выполненный с помощью электронного микроскопа

зернами мусковита (5–7 %), а также изотропным, каплевидной и эллипсоидальной формы вулканическим стеклом (10–20 %). В шлифах встречены округлые (оплавленные по краям?) сферические стеклофазы кварца и алюмосиликатов, размером от 0,1–0,2 до 0,4 мм. Также фиксируются лейсты новообразованных зерен альбита и олигоклаза,

Таблица 2

Химический состав хромшпинелидов

Спектр	83	85	87	90	91	92
MgO	6,1	7,3	4,5	4,3	5,7	5,8
FeO	25,8	24,2	27,4	27,4	25	25,1
MnO	–	–	–	–	0,6	0,5
Fe ₂ O ₃	4,5	3,7	1	1	1,9	1,8
Al ₂ O ₃	19,7	22,2	12,4	12,4	13,7	15
Cr ₂ O ₃	43,2	42	54,7	54,9	52,9	51,5
V ₂ O ₃	0,3	0,3	–	–	0,2	0,3
TiO ₂	0,4	0,3	–	–	–	–
Сумма	100	100	100	100	100	100
Герценит FeAl ₂ O ₄	37,7	41,6	24,9	24,9	27,1	29,4
Магнетит FeFe ₂ O ₄	5,5	4,4	1,3	1,3	2,4	2,3
Хромит FeCr ₂ O ₄	25,9	18,2	50,9	52,0	41,7	39,1
Магнезиохромит MgCr ₂ O ₄	29,5	34,7	22,9	21,8	28,5	28,9
Ульвошпинель Fe ₂ TiO ₄	1,0	0,7	0,0	–	–	–
Кульсонит FeV ₂ O ₄	0,4	0,4	0,0	–	0,3	0,3

Примечание: – не обнаружено.

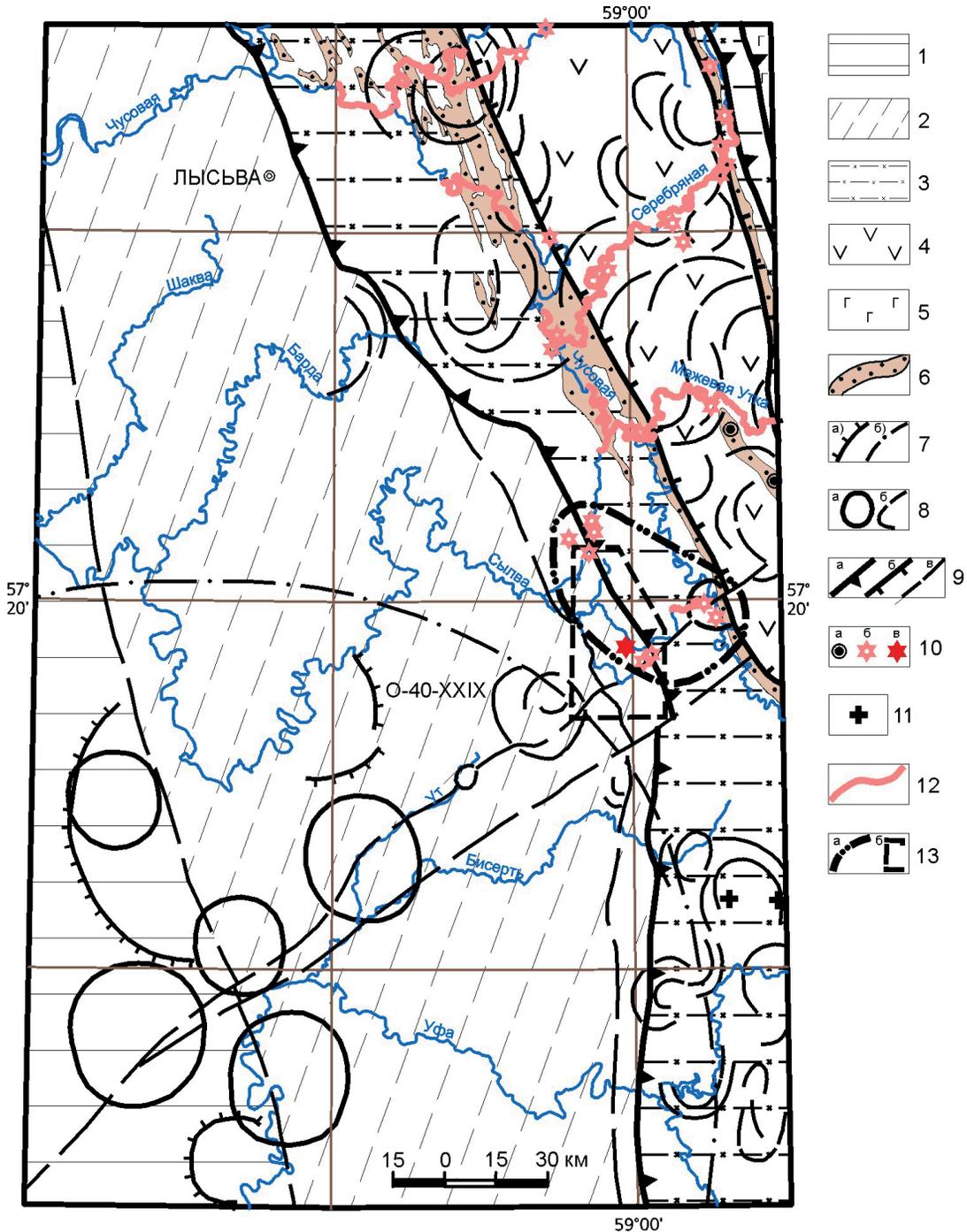


Рис. 3. Геолого-структурная схема алмазности (по материалам [3; 17])

Породные ассоциации: 1 – Восточно-Европейской платформы (P_2); 2 – Предуральского краевого прогиба (P_{1-2}); 3 – Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны ($O-C_2$); 4 – Центрально-Уральской мегазоны ($RF-C_1$); 5 – Тагильской мегазоны (PZ_1); 6 – терригенные комплексы (такатинской (D_1), федоровской (RF_3) свит; 7 – купольные морфоструктуры: а – положительные, б – крупные кольцевые структуры, выявленные в рельефе поверхности гнейсово-гранулитового комплекса [3]; 8 – кольцевые структуры, контролируемые кимберлит-лампроитовый магматизм, выявленные по данным АГП: а – перспективные, б – менее перспективные [3]; 9 – тектонические нарушения: а – надвиги главные, б – надвиги второстепенные, в – диагональные тектонические элементы глубинного заложения; 10 – места находок алмазов: а – в аллювиальных отложениях, б – в терригенных породах (промежуточные коллектора), в – в туфобрекчиях нижней перми; 11 – выходы магматических пород щелочно-базит-ультрабазитового состава; 12 – россыпи алмазов аллювиальные, аллювиально-делювиальные; 13 – контуры: а – Сылвенского алмазорудно-россыпного узла потенциального, б – геологической карты истоков р. Сылва (см. рис. 1).

чешуйки мусковита, флогопита, расположенные по периферии и пронизывающие различные обломки и зерна, а сами минералы — без трещин и цемента внутри. Основная масса — цемент (10–15 %) от контурного, смешанного до закрытого порового типа кварц-полевошпат-глинистого состава. Часто наблюдаются распад и дробление обломков и зерен с проникновением в них цемента. Химический состав цемента приведен в табл. 1.

При этом рентгеновская диагностика (фазовый анализ) тонкой фракции свидетельствует о присутствии в пробе кварца, кислого плагиоклаза с примесью калиевого полевого шпата либо лейцита, анальцима, а также значительное количество монтмориллонита. Подобная характеристика позволяет более-менее достоверно идентифицировать породу (с учетом брекчиевой текстуры) как туфобрекчию, аналогичную во многим породам участка «Чурочная» Вишерского района [9]. Изучение проб-протолок показало наличие следующих акцессорных минералов: магнетит, апатит, титанит, лейкоксен, циркон, эпидот, пирит, рутил, гематит. В единичных пробах встречаются золото, молибденит, ильменит, монацит, алмаз, корунд, вулканическое стекло, серпентин, муассанит, магнитные и стеклянные сферулы, хромшпинелиды.

Диагностика акцессорных минералов из протолок была произведена оптическими методами, а монокристалла алмаза — дополнительно с привлечением рентгеноструктурного анализа. Для последнего был рассчитан дифракционный спектр, в котором присутствуют следующие $K\alpha$ линии: 2,05 (10)—1,263 (7)—1,077 (10), что однозначно идентифицирует его как алмаз. Это плоскогранный кристалл (рис. 2) размером ~0,4 мм в поперечнике. Ограничение его составляют две простые формы: октаэдр $o\{111\}$ и куб $a\{100\}$. Ребра простых форм на кристалле равны, а площадь граней октаэдра в ограничении кристалла в 4 раза больше площади граней куба, поэтому грани октаэдра доминируют в ограничении кристалла.

Кристалл развит неравномерно и несколько удлинен по одной из осей четвертого порядка, что приводит к искажению граней куба, так как некоторые из них приобретают форму прямоугольника; также искажается симметрия граней октаэдра. Последние имеют зеркальную поверхность, в то время как строение граней куба мелкошероховатое. Одна из граней октаэдра сколота полностью, на другой сколотой частично видна совершенная спайность. На ней также присутствует мелкое треугольное углубление с индукционной поверхностью от минерала, росшего одновременно с внешней зоной кристалла. Отдельные ребра притупляются узкие мелкие грани гексаоктаэдра $s\{321\}$. Остальные ребра на кристалле острые, что указывает на незначительное перемещение кристалла с места образования.

Подобной формы плоскогранные октаэдры были описаны только из россыпей Среднего Урала, где их количество в россыпи составляет 3 %, находки кубических кристаллов единичны, а находок этих двух форм в комбинации друг с другом (тем более, в цветных кристаллах) не отмечены вообще [3; 12].

Необычна и окраска кристалла, который имеет зеленовато-желтый цвет. Кристалл прозрачен. Внутри видны следы хрупких деформаций вокруг белого веретенообразного включения и двух мелких изометричных включений, требующих дальнейшего исследования. При изучении химического состава как алмаза, так и его приповерхностного слоя, кроме углерода, никаких других элементов на кристалле не обнаружено.

В результате минералого-петрографического изучения грубообломочных пород, вмещающих алмаз, их структурно-текстурных особенностей, характера кварц-полевошпат-слюдистой основной массы (цемента), а также минерального своеобразия отложений — наличие в них оплавленных силикатных микросферул, каплевидного и эллипсоидального вулканического стекла (до 20 %), флогопита, флоренсита, серпентина, корунда, хромшпинелида, рутила и др. — можно с определенной долей условности диагностировать данные породы как вулканомиктовые туфобрекчии или туффизиты, по терминологии А. Я. Рыбальченко и др. [15], близкие по многим параметрам к алмазоносным породам Красновишерского района. Кроме того, изучение составов отдельных акцессорных минералов-спутников алмаза, таких как хромшпинелиды (табл. 2) и ильменит, показало их близость к аналогичным минералам из «туффизитов» Чикманского рудного узла и пикритам пос. Теплая Гора, р. Кусья и включениям из анкармитов горы Благодать [10], отвечая составу объектов платформенного типа. Проанализированное зерно ильменита содержит (%): FeO — 45,5; TiO₂ — 51,9; MnO — 2,6 (среднее по трем анализам), а в качестве незначительных примесей отмечаются кальций и кремнезем, что также сопоставимо с составами из «туффизитов».

Район проявлений туфобрекчий (туффизитов) характеризуется весьма сложным геологическим строением и напряженной тектонической обстановкой. Последнее определяется расположением в области сочленения окраинно-континентальной рифтогенной системы Восточно-Европейской платформы и Западно-Уральской структурно-формационной мегазоны. Эта территория проявлена системой субмеридиональных и северо-западных пластин, ограниченных тектоническими швами-сателлитами Главного Западно-Уральского надвига и сложенных верхнекарбонными отложениями уткинской свиты. Здесь же проявлены наиболее молодые северо-восточные нарушения сбросовой морфологии и кольцевые структуры (Куарская и др.) размером в поперечнике до 20 км. Последняя расположена в пределах

более крупной кольцевой морфоструктуры фундамента диаметром около 200 км, телескопированной в палеозойский разрез (рис. 3).

Следует заметить, что в пределах влияния швов Главного Западно-Уральского надвига, осложненного северо-восточными нарушениями, как в истоках р. Сылва, так и правых притоках р. Чусовая, предыдущие исследователи установили проявления алмазов в рыхлых четвертичных отложениях (рис. 3). Южнее в этой же зоне в полосе влияния Главного надвига нами выявлена в рыхлых отложениях бассейнов рек Пут и Баская специфическая акцессорная минералогия: флюорит, киноварь, самородные свинец и медь, барит, силикатные и металлические шарики. Последние представлены титановым аналогом санборнита ($BaTi_2O_5$) и железистым хромом [16] и рассматриваются в настоящее время как индикаторы своеобразных флюидонасыщенных магматических глубинных систем [18–20], которые, вероятно, могут контролировать алмазоносные структуры.

Обсуждение результатов. При решении проблемы поисков коренных источников следует иметь в виду, что в известных алмазоносных провинциях мира (главным образом в Африке и Бразилии) выявлены коренные месторождения, связанные с алмазоносными дайками и жилами, а настоящие диатремы весьма редки [1; 9]. Во всяком случае, подобная морфология продуктивных тел как нашего района, так и известных месторождений Красновишерско-Пашийской группы, хорошо укладывается в данную схему, и основной поисковый интерес будут, по-видимому, представлять межслоевые либо дискордантные пирокластические тела. При этом их возраст скорее всего следует считать мезозойским (послепермским), сопряженным с общеуральским корообразованием в постэммерсивную рифтогенную стадию развития территории.

Мезозойский рифтогенез, по мнению В. М. Нечухина и др. (2009), относится к резонансному типу на основании определенных связей с геодинамическими процессами растяжения в пределах основания Западно-Сибирской плиты. Этот процесс в пределах Урала достаточно надежно фиксируется щелочно-базит-ультрабазитовым (включая лампроиты, анальцитимиты) магматизмом, как на востоке (ахтыльский комплекс), так и на западе (чикманский, киргишанский комплексы) в Западно-Уральской зоне складчатости.

По данным М. С. Рапопорта и Н. И. Рудицы (1998), в Западно-Уральской складчатой зоне перспективными по геофизическим критериям на обнаружение первоисточников алмазов являются две полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении от широты г. Красновишерск на севере до верховьев р. Уфа на юге. Они образуют соответственно Западную и Восточную прерывистые полосы источников россыпной алмазоносности, контролируя размещение свит – промежуточных

коллекторов (такатинская, федоровская и др.) и спорадических проявлений базит-щелочно-ультрабазитового магматизма (колчимский, чигишанский, ефимовский, сертыннинский комплексы), линейных кор выветривания и кольцевых зон разуплотнения (рис. 3). Последние представляют собой вихреобразные и кольцевые морфоструктуры гравиметровых полей с преобладанием пониженных гравитационных и низких магнитных аномалий размером от 6×6 до 21×30 км [9].

Восточная полоса расположена в западной зоне влияния Главного Уральского надвига, где интрузируется несколькими малыми телами сертыннинского алмазодержащего комплекса щелочно-ультраосновных лампроитов [4; 9]. Западная совпадает с областью влияния Западно-Уральского глубинного надвига и, по-видимому, контролирует размещение крупнейших россыпных объектов Красновишерского узла, проявления алмазоносных туффизитов и ксенотуффизитов (полюдово-колчимский и другие комплексы). При этом на юге, на широте истоков р. Бисерть в пределах Киргишанского аллохтона установлено несколько тел общей мощностью до 100 м (дайки) ортоклазовых и анальцитим-ортоклазовых эссексит-тешенитов, вскрытых скважиной 2705 на глубине 500 м [17], которые также свидетельствуют о проявлении и здесь щелочно-базитового магматизма (киргышанский комплекс). Севернее, в границах Чусовского алмазо-россыпного района известны россыпепроявления по рекам Межевая Утка, Чусовая, Серебряная, из которых при поисках суммарно извлечено 122 кристалла, а также установлены единичные находки алмазов в аллювии рек Шайтанка, Боевская, Распаиха (рис. 3). Первоисточники и промежуточные коллекторы (Западная зона) слабо проявлены. Так, в районе Кыновской перспективной площади выявлены туфобрекчии, близкие к продуктивным аналогам Красновишерского района, в которых зафиксирована высокая концентрация хромшпинелидов кимберлитовой ассоциации. Южнее, в этой же полосе, по данным Н. А. Мамина (устное сообщение), на реках Каменушка и Гуриха обнаружены несколько перидотитовых и трахибазальтовых трубок.

Таким образом, исходя из имеющихся материалов, в пределах области сочленения активизированных фрагментов Юрюзано-Сылвенской депрессии и Язьвенско-Чусовской складчато-надвиговой зоны в междуречье Чусовая–Сылва можно выделить новый Сылвенский алмазно-рудно-россыпной потенциальный узел, контролируемый Западно-Уральской шовной зоной. Он выделяется на фоне высоких значений гравитационных полей, связанных, вероятно, с подъемом тяжелых масс гранулит-базитового слоя [13] и проявлением флюидно-эксплозивных процессов, реализованных в алмазодержащих туфобрекчиях, месторождениях и проявлениях газа (Бухаровское) и минерализованных вод (Накоряковское,

Лакташское). По-видимому, основные перспективы алмазоносности районов и узлов Красновишерского типа связаны с областью сопряжения Восточно-Европейской платформы и Западно-Уральской зоны складчатости, представляющей собой активизированную шовную зону шириной не менее 10 км. Размеры последней обусловлены областью влияния сопрягающихся структур, контролируемых проявлениями флюидно-эксплозивных процессов, реализованных в виде экструзий и субсогласных залежей продуктивных пирокластитов, сопровождаемых в области контакта цепочкой аллохтонных органогенных построек, терригенных останцев линейных горст-антиклиналей со значительными амплитудами сбросов, уверенно выделяемых геолого-геофизическими методами.

Выводы. Впервые в коренных нижнепермских отложениях среди своеобразных кластогенных пород проблематичного генезиса выявлен алмаз. Последний представляет собой зеленовато-желтый прозрачный с редкими включениями кубооктаэдр размером 0,4 мм в поперечнике, внутри которого видны следы хрупких деформаций. Дискуссионность в определении вмещающих пород обусловлена, с одной стороны, строением их выхода на поверхность, внешне напоминающего небольшую экструзию, а с другой – составом и структурно-текстурными особенностями самих пород, близких к туфобрекчиям. Для них характерны слабоокатанные, неокатанные до остроугольных обломки средней и крупной размерности несортированного, полимиктового материала, представленного широкой гаммой магматических (от базальта до трахита) и осадочных (известняки, кварциты, кремьен) пород, сцементированных гетерогенным кварц-полевошпат-слюдистым составом с присутствием лейст-флогопита, серпентина, мусковита.

Связующая масса напоминает слабодезинтегрированную пульпу, содержащую как мелкие обломки магматических пород, включая каплевидные образования вулканического стекла, так и перетертый, тонкий (<0,01 мм), плохо диагностируемый материал кварц-полевошпат-слюдистого состава. Фазовый анализ позволил выявить здесь кварц, кислый плагиоклаз, калишпат либо лейцит, анальцит, монтмориллонит. Порода лимонитизирована. Наряду с алмазом в породах установлены следующие акцессорные минералы и полиминеральные образования: магнетит, апатит, титанит, лейкоксен, циркон, монацит, корунд, золото, молибденит, барит, эпидот, пирит, рутил, гематит, муассонит, хромшпинелиды (самородная медь и свинец, флюорит, киноварь определены в аналогичных осадках истоков р. Пут), вулканическое стекло, магнитные и стеклянные микросферулы (шарики). Последние (совместно с каплевидными и эллипсообразными выделениями вулканического стекла) можно

рассматривать, судя по публикациям [24; 25], в качестве индикаторов флюидно-магматического процесса, по-видимому, обязанного проявлению фреатического вулканизма глубинного заложения в пределах краевой восточной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Обращает на себя внимание с точки зрения проявления тектоно-магматических процессов и своеобразия общего геолого-структурного положения эксплозивных туфобрекчий, приуроченных к области сочленения Уральских и краевых Восточно-Европейских образований. Это область влияния как структур Главного Западно-Уральского надвига, так и субплатформенных структурно-вещественных комплексов Предуральского краевого прогиба, осложненных системой разномасштабных кольцевых структур, в том числе и глубинного заложения.

Анализ материалов по алмазоносности Западного склона Среднего Урала однозначно свидетельствует о приуроченности известных рудно-россыпных районов и узлов (Красновишерский, Яйвинский, Чикманский, Пашийский и др.) к единой Западно-Уральской алмазо-золото-россыпной минерагенической зоне [4], в пределах которой, в междуречье Чусовая–Сылва, по-видимому, можно выделить новый Сылвенский потенциальный алмазо-рудно-россыпной узел, который объединяет коренные алмазосодержащие туфобрекчии с находками алмазов в четвертичных отложениях левого притока р. Чусовая и междуречья истоков рек Сылва – Баская.

1. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000. – 371 с.

2. Ветчинов В. А. К вопросу об источниках алмазов уральских россыпей // Геология и геофизика. – 1980. – № 9. – С. 164–168.

3. Гневушев М. А., Шеманина Е. И. Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники // Минералы изверженных горных пород и руд Урала. – Л.: Наука, 1967. – С. 27–40.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации третьего поколения. Масштаб 1:1 000 000. Серия Уральская. Лист О-40-Пермь. Объяснительная записка / В. П. Водолазская, И. П. Тетерин, В. А. Кириллов, Л. И. Лукьянова и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 497 с. + 6 вкл.

5. Душин В. А. Потенциальная алмазоносность Полярного Урала / В. А. Душин, В. Р. Остроумов, А. А. Малюгин, О. П. Сердюкова и др. Под ред. В. А. Душина. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 200 с.

6. Ишков В. Д. Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района // Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по геологии алмазных месторождений. – Пермь: Звезда, 1966. – С. 35–37.

7. Коротеев В. А. Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии / В. А. Коротеев, В. М. Нечехин, В. А. Душин, Е. Н. Волчек // Литосфера. – 2020. – № 20 (5). – С. 607–629.

8. Кухаренко А. А. Алмазы Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1955. — 515 с.
9. Лукьянова Л. И., Остроумов В. Р., Рыбальченко А. Я. Алмазные флюидо-эксплозивные образования Пермского Приуралья / Под ред. А. Ф. Морозова. — М.: СПб.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, ВСЕГЕИ, 2011. — 240 с.
10. Малахов И. А. Алмазы Урала и их спутники // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. — 1993. — № 4 (II/93) — С. 57–60.
11. Остроумов В. Р. Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50-летию прииска «Уралалмаз») / В. Р. Остроумов, А. Ф. Морозов, А. С. Киреев, Б. Д. Магадеев // Геологическое изучение и использование недр: Науч.-технич. информ. сб. АОЗТ Геоинформмарк. — Вып. 6. — М.: 1996. — С. 3–13.
12. Ракин В. И. Морфология алмазов уральского типа. — Екатеринбург: Рио УрО РАН, 2013. — 396 с.
13. Рапопорт М. С., Левин В. Я., Рудица Н. Н. Алмазность Урала (достижения и задачи исследований) // Геология и металлогения Урала. Кн. 1. — Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1998. — С. 256–277.
14. Рапопорт М. С., Кузовков Г. Н. Ожидаемые типы коренной алмазности Урала // Известия УГГА. Серия Геология и геофизика. — 2000. — Вып. 10. — С. 93–99.
15. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Рыбальченко Т. М. О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Мат-лы регион. конфер. «Моделирование геологических систем и процессов». — Пермь, 1996. — С. 111–113.
16. Суставов С. Г. Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал) / С. Г. Суставов, В. А. Душин, И. А. Власов, А. К. Трутнев, Е. А. Жуклин, Д. И. Прокопчук // Литосфера. — 2021. — № 21 (2). — С. 273–282.
17. Тектоническое районирование и минералогия Урала / К. К. Золоев, Д. А. Додин, В. А. Коротеев, А. Ф. Морозов. — М.: Гео-Карт ГЕОС, 2006. — 180 с.
18. Чайковский И. И. Петрология и минералогия интрузивных алмазных пирокластитов Вишерского Урала. — Пермь: Изд-во Пермского университета, 2001. — 324 с.
19. Чурсин А. В., Ставротти В. И., Кудряшов А. М. Валообразные поднятия дорифейского фундамента Западного склона Урала, их отражение в геофизических полях и связь с алмазностью // Мат-лы Международной конференции «Проблемы геодинамики, сейсмичности и минералогии подвижных поясов и платформенных областей литосферы». — Екатеринбург, 1998. — С. 215–217.
20. Шеманина Е. И., Богомольная Л. С. Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточника // Комплексное исследование алмазов. — М., 1980. — С. 89–95.
21. Шурубов Ю. В. Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников на Урале // Отечественная геология. — 1999. — № 9. — С. 42–45.
22. Fleischer R. A. Rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil // Miner. Deposita. — 1998. — Vol. 33. — No. 3. — Pp. 238–254.
23. Hawthorne J. B. Model of a kimberlite pipe // Physics and Chemistry of the Earth. — 1975. — No. 9. — Pp. 1–15.
24. Meyer H. O. A., Svisero D. P. Mineral inclusions in Brazilian diamonds // International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. — 1973. — No. 1. — Pp. 225–228.
25. Nixon P. H. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences // Journal of Geochemical Exploration. — 1995. — No. 53. — Pp. 41–71.
2. Vetchinov V. A. K voprosu ob istochnikahalmazov ural'skih rossypej. *Geologiya i geofizika*, 1980, no. 9, pp. 164–168. (In Russian).
3. Gnevushev M. A., Shemanina E. I. Nekotorye osobennosti ural'skihalmazov i ih vozmozhnye pervoistochniki Mineraly izverzhennyh gornyh porod i rud Urala. Leningrad, 1967, pp. 27–40. (In Russian).
4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List O-40 — Perm'. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1,000,000 (3rd Generation). Ural'skaya series. Sheet O-40 — Perm'. Explanatory notes]. Eds.: V. P. Vodolazskaya, I. P. Teterin, V. A. Kirillov, L. I. Luk'yanova et al. St. Petersburg, VSEGEI, 2015, 497 p. + 6 insets.
5. Dushin V. A., Ostroumov V. R., Malyugin A. A., Serdyukova O. P. et al. Potencial'naya almazonosnost' Polyarnogo Urala. Ed. V. A. Dushin. Ekaterinburg, Izd-vo UGGU, 2014, 200 p.
6. Ishkov V. D. Istochnikialmazov ural'skih rossypej na primere Krasnovisherskogo rajona. Tezisy dokladov II Vsesoyuznogo soveschaniya po geologiialmaznyh mestorozhdenij. Perm', Zvezda, 1966, pp. 35–37. (In Russian).
7. Koroteev V. A., Necheuhin V. M., Dushin V. A., Volchek E. N. Osobennosti formirovaniya i geodinamicheskaya karta Uralo-Timano-Paleoaziatskogo segmenta Evrazii. *Litosfera*, 2020, no. 20 (5), pp. 607–629. (In Russian).
8. Kuharenko A. A. Almazy Urala. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 1955, 515 p.
9. Luk'yanova L. I., Ostroumov V. R., Rybal'chenko A. Ya. Almazonosnye flyuido-eksplozivnye obrazovaniya Permskogo Priural'ya. Ed. A. F. Morozov. Moscow, St. Petersburg, GEOKART, GEOS, VSEGEI, 2011, 240 p.
10. Malahov I. A. Almazy Urala i ih sputniki. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Gornyy zhurnal*, 1993, no. 4 (II/93), pp. 57–60. (In Russian).
11. Ostroumov V. R., Morozov A. F., Kireev A. S., Magadeev B. D. Otkrytie korennyh istochnikov ural'skihalmazov (k 50-letiyu priiska «Uralalmaz»). Geologicheskoe izuchenie i ispol'zovanie nedr: Nauch.-tekhnich. inform. sb. AOZT Geoinformmark, vol. 6, Moscow, 1996, pp. 3–13. (In Russian).
12. Rakin V. I. Morphology of Ural type diamonds. *Yekaterinburg, Rio UrO RAS*, 2013, 396 p.
13. Rapoport M. S., Levin V. Ya., Rudica H. H. et al. Almazonosnost' Urala (dostizheniya i zadachi issledovaniy). *Geologiya i metallogeniya Urala*, vol. 1, Ekaterinburg, ОАО УГСЭ, 1998, pp. 256–277. (In Russian).
14. Rapoport M. S., Kuzovkov G. N. Ozhidaemye tipy korennoj almazonosnosti Urala. *Izvestiya UGGA, seriya Geologiya i geofizika*, 2000, vol. 10, pp. 93–99. (In Russian).
15. Rybal'chenko A. Ya., Kolobyanin V. Ya., Rybal'chenko T. M. O novom tipe magmatizma kak vozmozhnom istochnike ural'skihalmazov. *Mat-ly region. konfer. «Modelirovanie geologicheskikh sistem i processov»*. Perm', 1996, pp. 111–113.
16. Sustavov S. G., Dushin V. A., Vlasov I. A., Trutnev A. K., Zhuklin E. A., Prokopchuk D. I. Metallicheskie i steklyannye sferuly v ryhlyh otlozheniyah istokov reki Put (Srednij Ural). *Litosfera*, 2021, no. 21 (2), pp. 273–282. (In Russian).
17. Tektonicheskoe rajonirovanie i minerageniya Urala. Eds.: Zoloev K. K., Dodin D. A., Koroteev V. A., Morozov A. F. Moscow, GEOS, 2006, 179 p.
18. Chajkovskij I. I. Petrologiya i mineralogiya intruzivnyh almazonosnyh piroklastitov Visherskogo Urala. Perm', Izd-vo Permskogo universiteta, 2001, 324 p.
19. Chursin A. V., Stavrotti V. I., Kudryashov A. M. Valoobraznye podnyatiya dorifejskogo fundamenta Zapadnogo sklona Urala, ih otrazhenie v geofizicheskikh polyah i svyaz' s almazonosnost'yu. *Mat-ly Mezhdunarod. konfer. «Problemy geodinamiki, sejsmichnosti i mineragenii podvizhnyh poyasov i platformennyh oblastej litosfery»*. Ekaterinburg, 1998, pp. 215–217. (In Russian).
20. Shemanina E. I., Bogomol'naya L. S. Vkluyucheniya v ural'skihalmazah i veroyatnyj tip ih pervoistochnika.

Kompleksnoe issledovaniealmazov. Moscow, 1980, pp. 89–95. (In Russian).

21. Shurubor Yu. V. Initsiativnaya ekspertiza soobschenij ob otkrytii magmatischeskih istochnikov na Urale. *Otechestvennaya geologiya*, 1999, no. 9, pp. 42–45. (In Russian).

22. Fleischer R. A Rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil. *Miner. Deposita*, 1998, vol. 33, no. 3, pp. 238–254.

23. Hawthorne J. B. Model of a kimberlite pipe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1975, no. 9, pp. 1–15.

24. Meyer H. O. A., Svisero D. P. Mineral inclusions in Brazilian diamonds. *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*, 1973, no. 1, pp. 225–228.

25. Nixon P. H. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences. *Journal of Geochemical Exploration*, 1995, no. 53, pp. 41–71.

Душин Владимир Александрович – доктор геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, УГГУ¹. <Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru>

Суставов Сергей Геннадьевич – канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры минералогии, петрографии и геохимии, УГГУ¹. <Sustavov.s@ursmu.ru>

Прокопчук Денис Игоревич – инженер кафедры геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, УГГУ¹. <uva9090@mail.ru>

Трутнев Артем Константинович – инженер-исследователь кафедры геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, УГГУ¹. <tema.trutnev@yandex.ru>

Козьмин Вениамин Сергеевич – канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, УГГУ¹. <Veniamin.Kozmin@m.ursmu.ru>

Dushin Vladimir Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Department of Geology, Prospecting and Exploration of Mineral Deposits, URSMU¹. <Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru>

Sustavov Sergey Gennadievich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor of the Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, URSMU¹. <Sustavov.s@ursmu.ru>

Prokopchuk Denis Igorevich – Engineer of the Department of Geology, Prospecting and Exploration of Mineral Deposits, URSMU¹. <uva9090@mail.ru>

Trutnev Artem Konstantinovich – Research Engineer of the Department of Geology, Prospecting and Exploration of Mineral Deposits, URSMU¹. <tema.trutnev@yandex.ru>

Kozmin Veniamin Sergeevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor of the Department of Geology, Prospecting and Exploration of Mineral Deposits, URSMU¹. <Veniamin.Kozmin@m.ursmu.ru>

¹ Уральский государственный горный университет. Ул. Куйбышева, д. 30, г. Екатеринбург, Россия, 620144.

Ural State Mining University. 30 Ul. Kuibyshev, Yekaterinburg, Russia, 620144.

Средний размер алмазов в мел-кайнозойских прибрежных алмазоносных отложениях Атлантического побережья Южной Африки и история формирования алмазных россыпей этого региона

В статье на основе анализа распределения среднего размера алмазов в мел-кайнозойских, прибрежных промышленных алмазоносных отложениях атлантического побережья Южной Африки (ЮА) сделана попытка выделить характерные особенности истории формирования алмазоносных россыпей данного региона.

Ключевые слова: алмазы, россыпи, Южная Африка, формация.

Mean size of diamonds in the Cretaceous-Cenozoic coastal diamondiferous deposits of the Atlantic coast, South Africa, and the formation history of diamond placers in this region

In the paper, an attempt is made to highlight characteristic features in the formation history of diamondiferous placers in this area based on the analysis of the distribution of the mean size of diamonds in Cretaceous–Cenozoic coastal economic diamondiferous deposits of the Atlantic coast, South Africa (SA).

Keywords: diamonds, placers, South Africa, formation.

Для цитирования: Малых О. Н. Средний размер алмазов в мел-кайнозойских прибрежных алмазоносных отложениях Атлантического побережья Южной Африки и история формирования алмазных россыпей этого региона // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 79–86. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_79-86

К региону атлантического побережья ЮА относятся Намаквалэнд (побережье ЮАР, между реками Олифантс и Оранжевая) и побережье Намибии (рис. 1). Алмазоносными на всей этой территории являются все уровни прибрежных террас различного возраста и уровня, перекрытые современными эоловыми песками.

Довольно приближенная картина распределения среднего размера алмазов в прибрежных алмазоносных отложениях этого региона обрисована в статье Bluck [3]. Из нее следует, что главными поставщиками алмазов из континентальных коренных трубок на побережье океана служат реки Оранжевая и Олифантс (палеорека Карру) (рис. 1).

Это проявляется в уменьшении размера алмазов в северном направлении при удалении от устьев этих рек вследствие перемещения алмазов на север прибрежным течением Бенгела. Для р. Оранжевая эта тенденция подтверждается. А для р. Олифантс при более детальном рассмотрении значительный вклад в снос алмазов в океан вносят реки, расположенные к северу от нее, что мы подробно и рассмотрим.

Намаквалэнд

Стратиграфия. На территории Намаквалэнда известно пять уровней алмазоносных прибрежно-морских отложений. Все они перекрыты эоловыми покровными песками (мощностью в десятки метров).

1. **Формация Коингнаас (Koingnaas)** представлена речными *позднеолигоценовыми*, по мнению одних исследователей [6], и *позднемеловыми*, по мнению других [7, 14, 15] палеоканалами, врезанными в породы фундамента на глубину до 20 м, заполненными каолинизированными кварцевыми конгломератами, местами сильно алмазоносными.

2. **Формация Клензее (Kleinzee)** (пакет прибрежных террас на уровне 90 м) среднемиоценового возраста мощностью около 35 м. Представлена базальными алмазоносными гравийными отложениями, кверху сменяющимися галечно-илистыми песками и глинами. Руководящее ископаемое *Isognomon gariesensis* [4].

3. **Формация Авонтур (Avontuur)** (пакет 50 м) раннеплиоценового возраста мощностью 5–25 м. Базальные алмазоносные гравийные

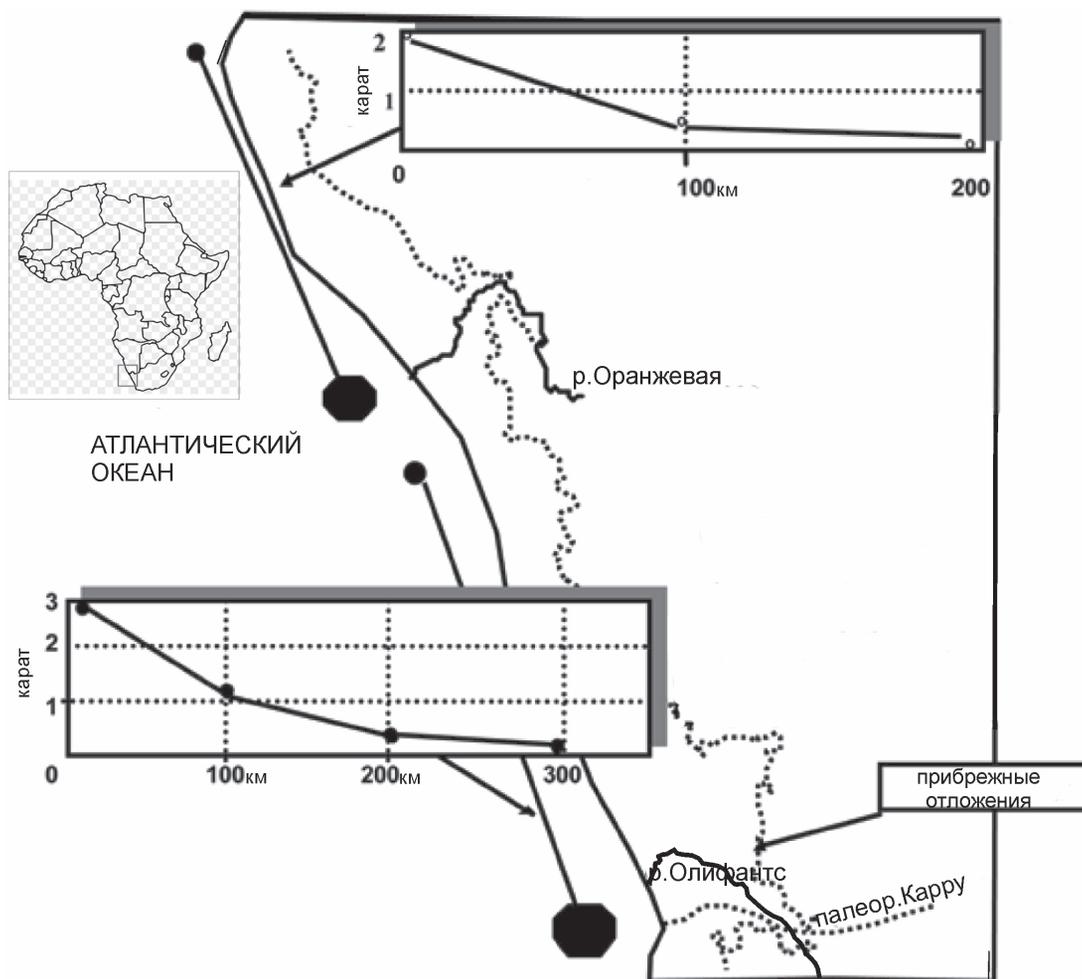


Рис. 1. Распределение среднего размера алмазов в прибрежных алмазных отложениях Атлантического океана [3]

отложения вверх по разрезу перекрыты мелкозернистыми песками. Руководящее ископаемое – *Donax haughtoni* [9].

4. **Формация Хондеклипбаай (Hondeklipbaai)** (пакет 30 м) среднеплиоценового возраста мощностью до 20 м. Базальные алмазные гравийные отложения сменяются вверх по разрезу крупнозернистыми красноцветными песками. Руководящее ископаемое – *Donax rogesi* [4].

5. Современные–позднеплейстоценовые пляжевые отложения Курлев Стренд (*Curlew Strand*) (на уровнях 2–12 м) мощностью 10–20 м часто бывают алмазные. Состоят из маломощных гравелитистых песков. Руководящее ископаемое – *Donax serra* [4].

Алмазность прибрежных отложений Намаквалэнда

В настоящее время на территории Намаквалэнда ведется разработка прибрежных россыпей, связанных с устьями рек Бюффельс, Свартлинтьес (*Swartlinterjies*) и Олифантс [9].

Данные по алмазности формации Коингнаас весьма отрывочны. Wilson [20] упоминает о «раннетретичных (меловых?) палеопритоках»: а) к югу от современного устья р. Бюффельс со

средним размером алмазов 0,4 кар/камень (10 % алмазов > 1 кар, некоторые > 10 кар/камень); б) в районе р. Гроен – с алмазами размером 0,35 кар/камень, но низкими содержаниями (< 2 кар/100 т).

Компания Trans Нех упоминает о наличии двух горизонтов алмазных гравийных отложений в районе пос. Конгнаас: древних захороненных меловых палеорусел и более молодых морских террасовых, образовавшихся в результате переотложения первых. Оба горизонта характеризуются высокими концентрациями алмазов небольшого размера (около 0,25 кар/камень) [19]. Трофимов [2] приводит сведения о содержаниях в этих отложениях порядка 2 кар/м³ при среднем размере алмазов 0,4 кар/камень.

Среди более молодых формаций все исследователи подчеркивают повышенную алмазность формации Авонтур (террасы уровня 50 м). Поэтому данные по среднему размеру алмазов в районе побережья от пос. Ноллот до пос. Клензее относим к этому уровню.

В районе устья р. Олифантс современные пляжевые отложения, которые разрабатываются в настоящее время, имеют средний

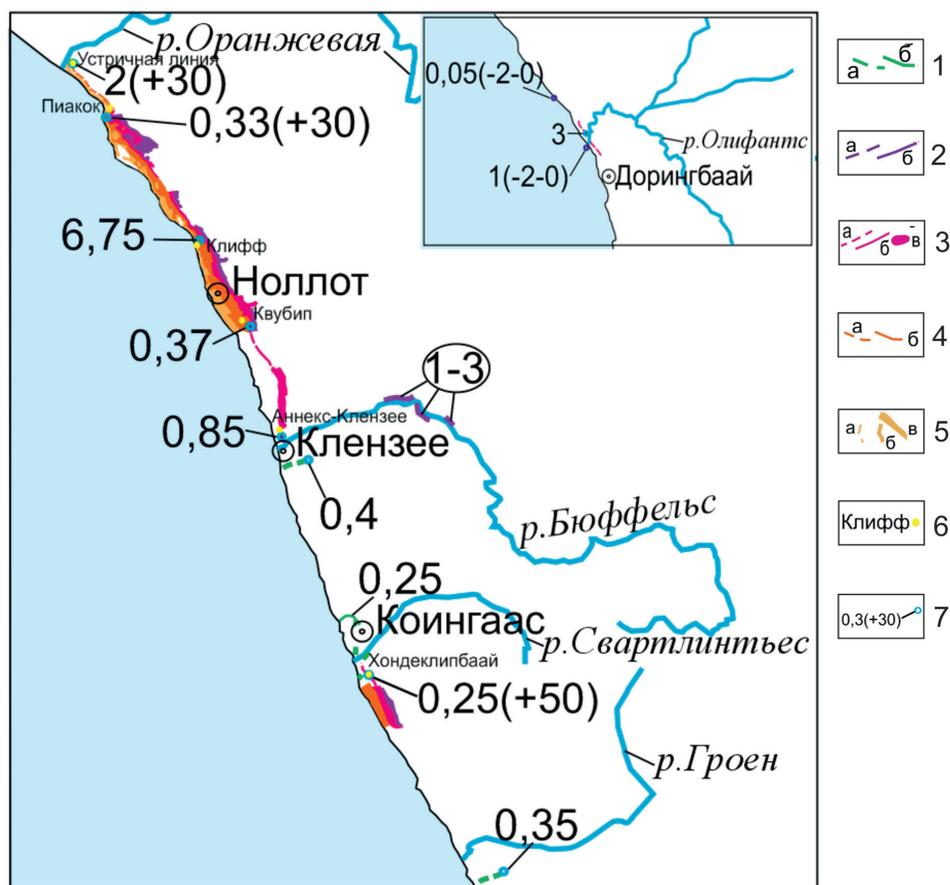


Рис. 2. Средний размер алмазов Намаквалэнда

1 – верхнемеловые палеоканалы формации Коингнаас: а – предполагаемые; б – достоверные; 2 – среднемиоценовые террасы (+90 м): а – предполагаемые, б – достоверные; 3 – позднемиоценовые террасы (+50 м): а – предполагаемые, б – достоверные, в – площадные; 4 – плиоценовые террасы (+30 м): а – предполагаемые, б – достоверные; 5 – позднеплейстоцен-голоценовые пляжи: а – предполагаемые, б – достоверные, в – площадные; б – точки разработки алмазных россыпей; 7 – средний размер алмазов, (+30) – уровень террас, с которыми связаны алмазы [9, 12, 15, 16]

размер 1 кар/камень [5]. Данные Vlucx [3] – 3 кар/камень – непонятно, к какому уровню относятся, но, учитывая общую тенденцию, можно предположить, что алмазы такого размера в данном районе находятся на уровне террас 50 м.

Распределение среднего размера алмазов в Намаквалэнде отражено на рис. 2. После анализа данного распределения можно сделать следующие выводы:

1) в верхнем меле существовало несколько алмазонасных рукавов палеореки Карру, впадающих в Атлантический океан в районе современных рек: Бюффельс, Сварлинъес, Гроен и Олифантс (рис. 2) с очень высокой концентрацией, но довольно невысоким средним размером алмазов;

2) дальнейшее распределение среднего размера алмазов в этих рукавах можно достоверно проследить только в районе р. Бюффельс (рис. 2). Происходит последовательное понижение размера алмазов с 1–3 кар в среднемиоценовых террасах нижнего течения реки до 0,85 кар в позднемиоценовых террасах в районе устья (Аннекс-Клензее). И далее к северу от устья р. Бюффельс наблю-

дается дальнейшее понижение размера алмазов в террасах этого уровня до 0,37 кар (Квубип);

3) интересно положение старых алмазных разработок в районе Клифф (рис. 2) со средними размерами алмазов 6,75 кар. Нигде рядом – по побережью и в районе низовий р. Оранжевая (2,7 кар максимальное) – таких средних размеров обнаружено не было. Возможно, здесь в олигоцене был еще один палеорукав р. Оранжевая.

Нижнее течение р. Оранжевая

Продуктивные террасы реки в этом районе делятся на две группы: мезо- и прототеррас (рис. 3). Сведения по алмазонасности данных отложений приведены в табл. 1.

Из приведенных данных, по мнению Jacob [11], следует, что в позднем олигоцене произошел интенсивный смыв алмазов с континентальной части ЮА. В результате чего в районе нижнего течения р. Оранжевая произошло накопление высоких концентраций алмазов крупного размера. С течением времени уровень содержания алмазов в террасовых отложениях падал, но при этом происходило накопление самых крупных алмазов в самых молодых россыпях. Алмазонас-

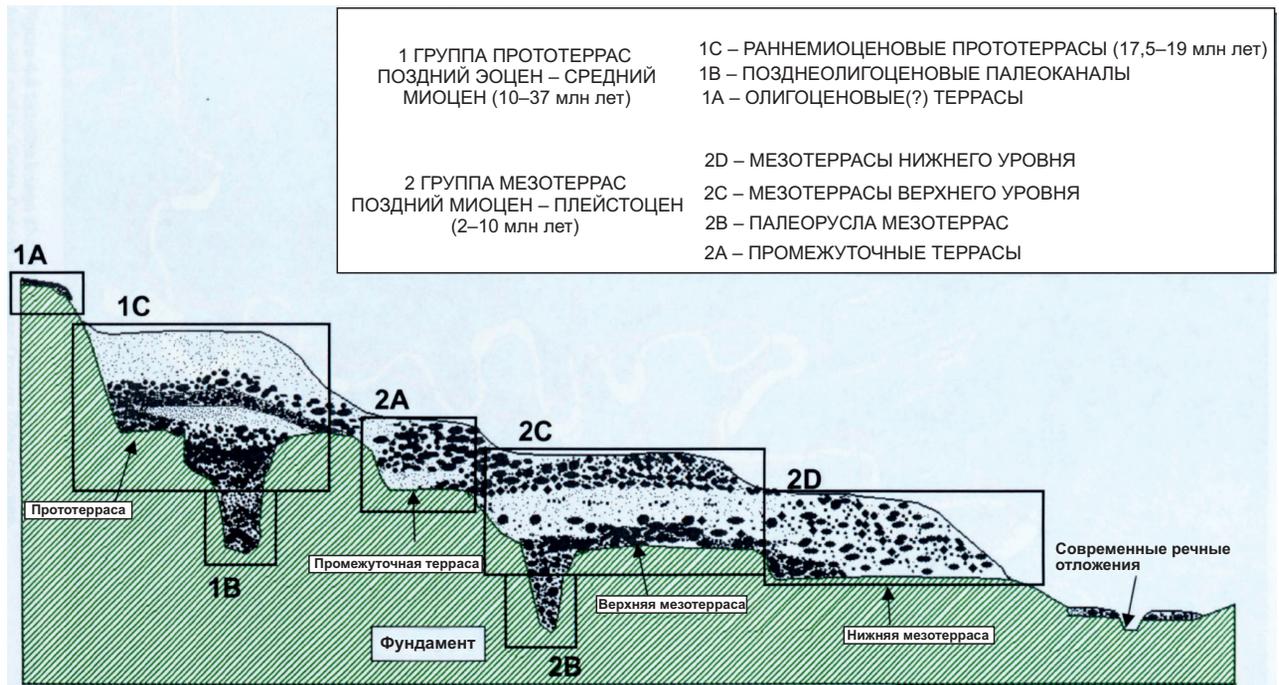


Рис. 3. Прото- и мезотеррасы нижнего течения р. Оранжевая [11]

Таблица 1

Продуктивность и размер алмазов нижнего течения р. Оранжевая [3]

Уровень террас	Продуктивность, кар/100 т	Средний размер алмазов, кар/кам
Эоцен МА1(Намибия)*	1,2	0,5
Палеоруслы в прототеррасах (поздний олигоцен, 25 млн лет)	35	2
Прототеррасы (ранний миоцен, 17 млн лет)	1–5	1–2
Мезотеррасы (поздний миоцен–плейстоцен)	<0,5	<3

*Опробовано 320 т – недостоверное, необходимо 2000 т [11]

ность эоценовых осадков в этом районе трудно оценить, т. к. остатки этих отложений весьма незначительны.

Намибия

Генетические типы и стратиграфия россыпей. Алмазоносные россыпи побережья страны отличаются разнообразием как генетических типов, так и широким спектром их стратиграфии.

Террасовые пляжи

а) *Формация Бунтфельдшухт (Buntfeldschuh)* встречается в единичном выходе у одноименного поселка (рис. 4, б). Так же Jacob [11] упоминает о единичных выходах формации в районе пос. Людериц и Богенфельс, но на графике их положение найти не удалось. Формация представлена морскими отложениями (песчаники, алевролиты, линзы галечно-гравийного состава) суммарной

мощностью около 36 м. Среднеэоценовый возраст отложений формации определен по наличию акульих зубов (42 млн лет) [13].

б) *Уступ на высоте около 100 м от уровня моря*, врезанный в выветрелые протерозойские породы группы Гариеп, тянется параллельно современной береговой линии на протяжении 25 км к северу от пос. Оранжемунд (рис. 4, б). Хотя никаких морских отложений тут обнаружено не было, условно эту линию геоморфологически соотносят с раннемиоценовым пакетом Намаквалэнда уровня 90 м (18–17,6 млн лет) [18].

в) *Террасы уровня 50 м.* Обнаружены в единичном выходе к северу от пос. Оранжемунд (рис. 4, б) и тянутся полосой в районе р. Хоаурусиб на северо-западе Намибии [1] (рис. 4, а). Представлены морскими отложениями с прослоями гальки и гравия. Позднемиоценовый возраст

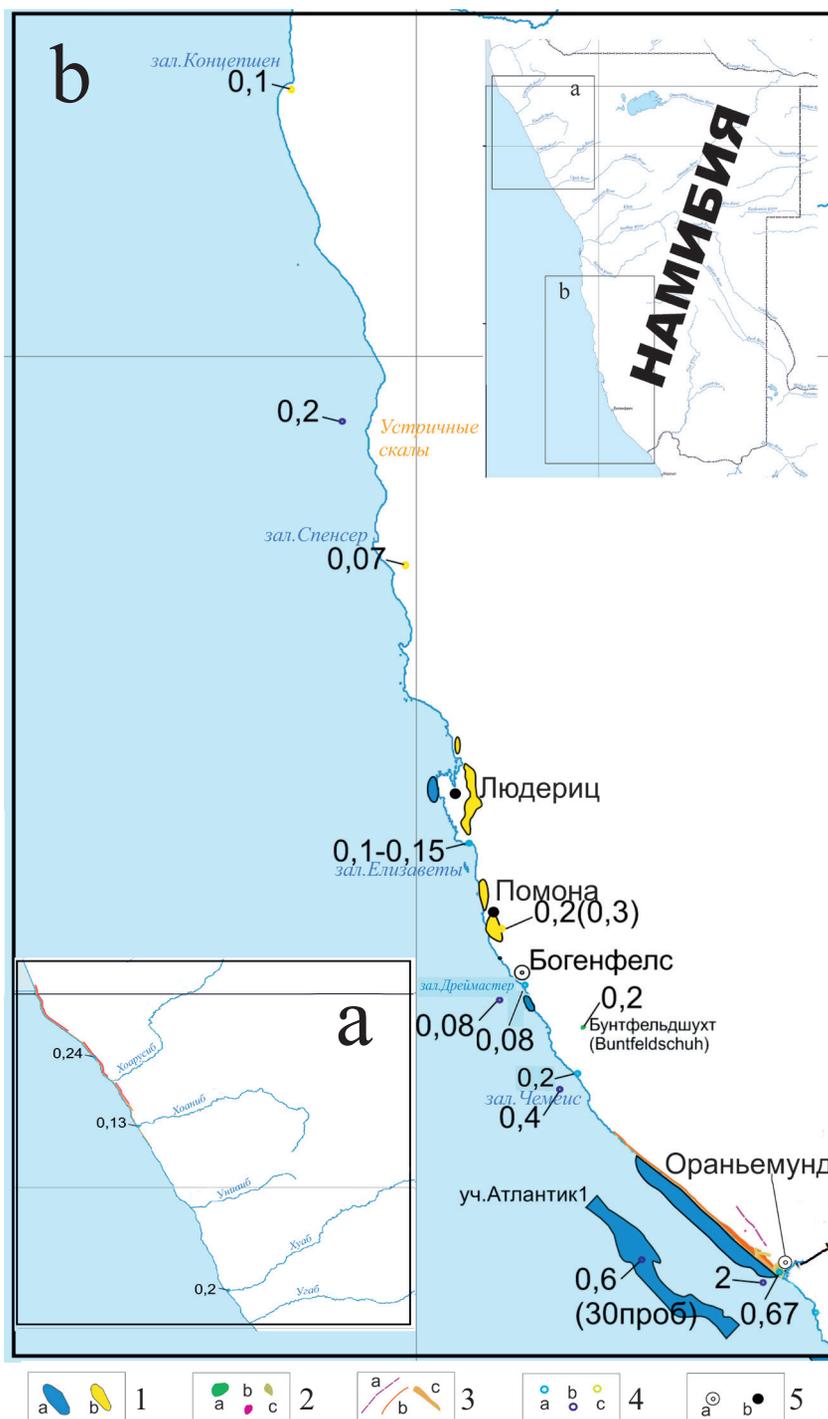


Рис. 4. Распределение среднего размера алмазов в продуктивных отложениях Намибии:

a – россыпного северо-западного узла Намибии; *b* – узлов МА2 и Сперггibeйт (по данным [13, 18])
 1 – алмазоносные россыпи: *a* – морские, *b* – эоловые; 2 – площадные остатки древних террас: *a* – среднеэоценовые (Бунтфельдшухт, 42 млн лет), *b* – прибрежные позднемиоценовые морские террасы уровня 50 м (5–7 млн лет), *c* – плиоцен-плейстоценовые террасы мезо-Оранжевой реки (2,5–3 млн лет); 3 – линейные морские прибрежные террасы: *a* – предполагаемая линия остатков раннемиоценовых террас уровня 90 м (17–18 млн лет), *b* – плиоцен-плейстоценовые террасы уровня 30 м (2,5–3 млн лет), *c* – современные террасы (менее 0,4 млн лет); 4 – средний размер алмазов, отобранных из отложений: *a* – прибрежных морских, *b* – морских подводных, *c* – дефляционных; 5 – городские поселения: *a* – действующие, *b* – заброшенные

(5–7 млн лет) определен по наличию раковин *Donax haughoni* [18].

г) *Молодые террасы поднятых пляжей*. Тянутся узкой полосой от устья р. Оранжевая до зал. Чемеис, фрагментарно до зал. Дреймастер на юге Намибии (рис. 4, б) и в районе р. Хоаурусиб на северо-западе Намибии [1] (рис. 4, а). Выделяют два уровня террас: нижняя терраса (уровня 10 м и менее) формируют три уровня пляжей (снизу вверх): А, В и С и верхняя терраса (уровня 30 м) с тремя уровнями пляжей: D, E и F. Возраст нижней террасы (плейстоцен–голоцен) определен по широкому распространению в отложениях раковин *Donax segga*, а верхней (плиоплейстоцен) – *Donax rogersi* [18].

Современные дефляционные отложения

Широкими полосами распространены вдоль береговой зоны к северу от пос. Богенфельс до пос. Людериц и далее фрагментарно вдоль побережья до зал. Концепшен (рис. 4, б). Алмазность данных образований связывают с эоценовыми отложениями формации Бунтфельдшухт, т. к. для тех и других характерно обилие агата и желтого халцедона [11]. Экстремальные условия выветривания (высокий перепад температуры в течение суток, интенсивный ветер в течение долгого периода времени) расситывали первоначальные гравийно-галечные осадки в дефляционные алмазносные отложения и песок. Большая часть песка транспортируется дюнами пустыни Намиб. Исследование геохимии микроэлементов песков говорит об их транспортировке на расстояние порядка 1750 км от р. Оранжевая до южной Анголы [10].

Морские гравелиты

Эти отложения начали изучаться и разрабатываться сравнительно недавно (с 1990-х годов), поэтому информация по ним незначительна. В настоящее время исследуется прибрежная полоса шельфа с глубинами до 100 м, ширина которой составляет 5–10 км. Дно шельфа характеризуется сложной морфологией. Известны алмазносные морские гравелиты в прибрежной полосе, тянущейся от устья р. Оранжевая; к югу от пос. Богенфельс; рядом с пос. Людериц велась добыча алмазов на уч. Атлантик-1, в полосе шельфа на глубине 120–140 м (рис. 4, б), которые залегают на эоценовых глинах. Области повышенных концентраций алмазов в данных отложениях связаны с устьями наиболее крупных рек. Распределение алмазов в подводных россыпях контролируется микро рельефом морского дна и положением относительно древней и современной береговой линии. Максимальные концентрации алмазов связаны с современными и древними волноприбойными зонами, террасами, палеодолинами, а в их пределах – с понижениями в рельефе различного типа (водобойными котлами, ложбинами, рывинами, образовавшимися на докембрийских сланцах, филлитах и гнейсах плотика).

Алмазы обычно ассоциируют с базальными гравиями. Обычно они перекрыты голоценовыми осадками [1].

Алмазность

Распределение среднего размера алмазов в генетических разновидностях россыпей разного возраста показаны на рис. 4.

Средний размер алмазов в среднеэоценовых пляжевых отложениях формации Бунтфельдшухт составляет: в районе пос. Людериц – 0,1 кар; в районе пос. Бунтфельдшухт – 0,2 кар [3].

Средний размер алмазов в молодых пляжевых отложениях (террасы уровня 10, 30 м) уменьшается в направлении с юга на север от устья р. Оранжевая. В устье он составляет 0,67 кар, в районе зал. Чемеис – 0,2, а в зал. Дреймастер – 0,08 кар [17]. В районе Берега Скелетов (северо-запад Намибии) средний размер алмазов в этих отложениях – около 0,24 кар [1].

Для дефляционных алмазносных отложений также характерно уменьшение средней крупности алмазов в направлении с юга на север. Так, в районе пос. Помона она составляет 0,2–0,3 кар [1]; около зал. Спенсер – 0,07 кар; а у зал. Концепшен – 0,1 кар [17].

Для морских подводных россыпей Намибии характерно снижение крупности алмазов по мере продвижения к северу вдоль побережья от устья р. Оранжевая. Так, у устья этой реки средняя масса алмазов – около 2 кар [3], в зал. Чемеис – 0,4 кар [2], а к северу от бух. Спенсер (Устричные скалы) она не превышает 0,15–0,20 кар [1]. На уч. Атлантик-1 средний размер алмазов составляет 0,5–0,7 кар [13].

По всем этим данным видно, что во всех генетических разновидностях алмазносных россыпей Намибии наблюдается общее снижение среднего размера алмазов в направлении с юга на север.

Выводы

Сведения по среднему размеру алмазов (с разбивкой по стратиграфическим уровням) россыпей атлантического побережья ЮА и устья р. Оранжевая были собраны в сводную таблицу (табл. 2).

Анализ данных табл. 2 и всей информации по среднему размеру россыпей атлантического побережья ЮА в различных стратиграфических уровнях позволяет выделить следующие особенности формирования прибрежных россыпей этого региона.

1. Среднеэоценовые (42 млн лет) слабоалмазносные террасы Бунтфельдшухт, находящиеся к северу от устья р. Оранжевая. Непонятен источник этих алмазносных террас. Если перестройка континентальной сети началась уже в это время, то алмазы могли поступать уже из устья р. Оранжевая. Если же перестройки не было, то, вероятно, алмазы переносились морскими течениями от самых северных притоков р. палео-Карру.

Так же непонятен вопрос с уровнем алмазности этих отложений. По мнению Bluck [3], данные отложения служили источником алмазов дефляционных месторождений в районе поселков Помона–Людериц, где было добыто около 16 млн кар алмазов. Так как сохранились незначительные фрагменты этих террас, то нормального опробования алмазносных уровней террас не

Распределение среднего размера алмазов в различных стратиграфических уровнях прибрежных отложений Атлантики ЮА и в аллювии нижнего течения р. Оранжевая

Прибрежная терраса (формация), уровень	Возраст, млн лет	Руководящее ископаемое [источник]	Намаквалэнд, юг (ЮАР)	Намаквалэнд, север (ЮАР)	Сперргебейт (Намибия)	Устье р. Оранжевая, кар*/кар/100 т**
10 м и менее	0,007–0,4	Donax serra			0,08–0,2	
30 м	3–2,5	Donax regesi		0,33	0,67	<3/<0,5
50 м	7–5	Donax haughtoni	0,25	0,85		
90 м	18–17,6	Isognomon gariesensis		1–3		1–2/1–5
Прототеррасы р. Оранжевая	25	[11]				2/35
Формация Бундфельшух	37–40	[13]			0,2	
Формация Коингаас	Мел	[15, 16]	0,25–0,35	0,4/2 кар/м ³ [2]		

* – средний размер алмазов; ** – продуктивность в кар/100 т

проводилось и достоверной информации об уровне их алмазоносности нет. Кроме данных террас, большое количество алмазов в дефляционные россыпи могло приноситься морскими течениями в более позднее время.

2. Средний размер алмазов (0,2–0,4 кар) при высоких содержаниях в нижнемеловых глиняных каналах формации Коингаас Намаквалэнда. И высокий средний размер (1–3 кар) в среднемиоценовых отложениях террас р. Бюфельс. Если происходил вынос крупных алмазов из меловых каналов, то вместе с ними бы выносился и каолиновый матрикс, что не наблюдается. Тогда можно предположить, что в Намаквалэнде в среднем миоцене (или ранее) произошел дополнительный внос алмазов с континента. Возможно, это произошло в олигоцене одновременно с вносом в устье р. Оранжевая. Однако древних алмазоносных русел этого возраста на территории Намаквалэнда не обнаружено.

3. Перехват р. Палео-Карру, по мнению De Wit [8], произошел в среднем миоцене (15–20 млн лет назад), однако существование позднеолигоценых алмазоносных прототеррас в устье р. Оранжевая, говорит о том, что континентальная перестройка гидросети произошла раньше, уже в это время.

В итоге вырисовывается такая картина формирования прибрежных и аллювиальных россыпей региона в мелу–кайнозой.

В верхнем мелу на территории Намаквалэнда формируются глинистые алмазоносные каналы, которые перекрываются осадками последующих трансгрессивно-регрессивных циклов. Возможно, что часть крупных алмазов была вынесена на шельф до «консервации» каналов.

В позднем олигоцене происходит перестройка континентальной гидросети. Основным каналом

поступления алмазов с континента выступает р. Оранжевая. Возможно, перехват произошел и ранее (в среднем эоцене), о чем говорят алмазоносные террасы формации Бундфельшухт.

В среднем миоцене в Намаквалэнде, вероятно, происходит еще один вынос алмазов с континента, когда на побережье океана поступают алмазы крупного размера. Однако не исключено, что алмазы поступили в это время с шельфа во время трансгрессионно-регрессионного цикла большой амплитуды.

1. Подчасов В. М. Россыпи алмазов мира. – М.: Геоинформарк, 2005.

2. Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. – М.: Недра, 1980. – 304 с.

3. Bluck B. J., Ward J. D. & De Wit M. C. J. Diamond mega-placers: southern Africa and the Kaapvaal craton in a global context / McDonald I., Boyce A., Butler I. B., Herrington R. J. & Polya D. A. (eds) // Mineral Deposits and Earth Evolution. Geological Society, London, Special Publications. – 2005. – № 248. – Pp. 213–245.

4. Carrington A. J. and Kensley B. F. Pleistocene molluscs from the Namaqualand coast // Ann. S. Afri. Museum. – 1969. – 52. – Pp. 189–223.

5. Cole D.I., Ngcofe L. and Halenyane K. Mineral commodities in the Western Cape Province, South Africa, Western Cape Regional Office. – 2014. – Report № 2014-0012. – 85 p.

6. De Beer C. H. 2010. The geology of the Garies area. Explanation: 1 : 250 000 Sheet 3017 Garies. Council for Geoscience South Africa. – 100 p.

7. De Villiers S. E. & Cadman A. An analysis of the palynomorphs obtained from Tertiary sediments at Koingnaas, Namaqualand, South Africa // Journal of African Earth Sciences. – 2002. – 33. – Pp. 17–47.

8. De Wit M. C. J. Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa // Economic Geology. – 1999. – 94. – 5. – Pp. 721–740.

9. Elferink L. The Cenozoic stratigraphy and associated heavy mineral paleo-placer deposit on Geelwal Karoo: West Coast, South Africa. The requirements for the degree of Master of Science. University of Stellenbosch, 2005. — 283 p.
10. Garzanti E., Vermeesch P., Andò S., Lustrino M., Padoani M., Vezzoli G. Ultra-long distance littoral transport of Orange sand and provenance of the Skeleton Coast Erg (Namibia) // *Marine Geology*. — 2014. — 357. — Pp. 25–36.
11. Jacob R. J. The erosional and Cainozoic depositional history of the lower Orange River, southwestern Africa. Doctoral thesis, University of Glasgow, 2005. — 167 p.
12. Keyser U. The occurrence of diamonds along the coast between the Orange River estuary and the Port Nolloth reserve // *Geological Survey of South Africa Bulletin*. — 1972. — Vol. 54. — Pp. 1–23.
13. Nakashole A. N. Heavy minerals in the palaeo and modern Orange River and offshore southern Namibia: Submitted in accordance with the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, 2017, University of Leeds.
14. Pether J. Paleontological mitigation & geoheritage, De Beers Namaqualand mines, initial draft report, 2008.
15. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Alexkor mine vast mineral sand (PTY) LTD, Namakwa District, Northern Cape, CTS Heritage, 2017.
16. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Namaqualand coastal farms: Lang LANG Klip 489, Mitchells Bay 495 and Farm 496, Saxon Heavy Minerals (PTY) LTD, 2018.
17. Rau G. A geological evaluation of marine diamond placer deposits on the Central Namibian inner shelf: A case study of the Hottentot bay area. Thesis Submitted in Partial Fulfilment of the Requirements for the Degree of Master of Science, RSA, Makhanda, Rhodes University, 2003.
18. Spaggari R. I. Sedimentology of plio-pleistocene gravel barrier deposits in the paleo-Orange river mouth, Namibia: depositional history and diamond mineralization. A thesis submitted in fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, RSA, Makhanda, Rhodes University, 2011.
19. Trans Hex Group Limited. Valuation of Mineral Assets Project. Number JB009790. September, 2016.
20. Wilson M. G. C., McKenna N. and Lynn M. D. The occurrence of diamonds in South Africa, De Beers, Council for Geoscience, Pretoria, 2007.
4. Carrington A. J. and Kensley B. F. Pleistocene molluscs from the Namaqualand coast. *Ann. S. Afri. Museum*, 1969, 52, pp. 189–223.
5. Cole D. I., Ngcofe L. and Halenyane K. Mineral commodities in the Western Cape Province, South Africa, Western Cape Regional Office, 2014, Report № 2014-0012. 85 p.
6. De Beer C. H. 2010. The geology of the Garies area. Explanation: 1 : 250,000 Sheet 3017 Garies. Council for Geoscience South Africa. 100 p.
7. De Villiers S. E. & Cadman A. An analysis of the paly-nomorphs obtained from Tertiary sediments at Koinznaas, Namaqualand, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 2002, 33, pp. 17–47.
8. De Wit M. C. J. Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa. *Economic Geology*, 1999, 94, 5, pp. 721–740.
9. Elferink L. The Cenozoic stratigraphy and associated heavy mineral paleo-placer deposit on Geelwal Karoo: West Coast, South Africa. The requirements for the degree of Master of Science. University of Stellenbosch. 2005. 283 p.
10. Garzanti E., Vermeesch P., Andò S., Lustrino M., Padoani M., Vezzoli G. Ultra-long distance littoral transport of Orange sand and provenance of the Skeleton Coast Erg (Namibia). *Marine Geology*, 357, 2014, pp. 25–36.
11. Jacob R. J. The erosional and Cainozoic depositional history of the lower Orange River, southwestern Africa. Doctoral thesis, University of Glasgow, 2005, 167 p.
12. Keyser U. The occurrence of diamonds along the coast between the Orange River estuary and the Port Nolloth reserve. *Geological Survey of South Africa Bulletin*, 1972, vol. 54, pp. 1–23.
13. Nakashole A. N. Heavy minerals in the palaeo and modern Orange River and offshore southern Namibia, Submitted in accordance with the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, 2017, University of Leeds.
14. Pether J. Paleontological mitigation & geoheritage, De Beers Namaqualand mines, initial draft report, 2008.
15. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Alexkor mine vast mineral sand (PTY) LTD, Namakwa District, Northern Cape, CTS Heritage, 2017.
16. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Namaqualand coastal farms: Lang LANG Klip 489, Mitchells Bay 495 and Farm 496, Saxon Heavy Minerals (PTY) LTD, 2018.
17. Rau G. A geological evaluation of marine diamond placer deposits on the Central Namibian inner shelf: A case study of the Hottentot bay area. Thesis Submitted in Partial Fulfilment of the Requirements for the Degree of Master of Science, RSA, Makhanda, Rhodes University, 2003.
18. Spaggari R. I. Sedimentology of plio-pleistocene gravel barrier deposits in the paleo-Orange river mouth, Namibia: depositional history and diamond mineralization. A thesis submitted in fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy, RSA, Makhanda, Rhodes University, 2011.
19. Trans Hex Group Limited Valuation of Mineral Assets Project Number JB009790. September 2016.
20. Wilson M. G. C., McKenna N. and Lynn M. D. The occurrence of diamonds in South Africa, De Beers, Council for Geoscience, Pretoria, 2007.

Мальх Олег Николаевич — вед. инженер, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106. <Oleg_Malykh@vsegei.ru>

Malykh Oleg Nikolaevich — Leading Engineer, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106. <Oleg_Malykh@vsegei.ru>

В. Г. КОЛОКОЛЬЦЕВ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

Происхождение и U-Pb изотопный возраст детритовых цирконов Ярегского нефтетитанового и Пижемского титанового месторождений (Тиман)

Впервые получены данные по U-Pb изотопному возрасту цирконового детрита из лейкоксен-кварцевых руд Ярегского нефтетитанового месторождения, которые указывают на резкое преобладание (92 %) рифейских датировок в диапазоне 900–1600 млн лет. Их сопоставление с опубликованными материалами по цирконам Пижемского титанового месторождения доказывает, что доминирующим источником обломочного материала для обеих россыпей служили продукты денудации рифейских породных комплексов. Наличие в пижемских рудах незначительного количества детритовых цирконов позднеархейского возраста подтверждает, что пижемская область сноса отличалась от ярегской более глубоким эрозионным срезом рифейских толщ. Показано, что изотопно-геохронологические материалы не противоречат гипотезе о принадлежности Ярегского нефтетитанового месторождения к двухстадийному седиментационно-нафтидно-эпигенетическому лейкоксеновому типу.

Ключевые слова: цирконовый детрит, U-Pb изотопный возраст, Тиман, Ярегское нефтетитановое месторождение, Пижемское титановое месторождение, нафтидно-водородный титан, рифей, венд.

V. G. KOLOKOLTSEV, S. A. SERGEEV (VSEGEI)

Origin and the U-Pb isotopic age of detrital zircons from the Yaregsk oil-titanium and Pizhensk titanium deposits (Timan)

Data on the U-Pb isotopic age of zircon detritus from leucoxene-quartz ores of the Yaregsk oil-titanium deposit, which indicate a sharp predominance (92 %) of Riphean dating in the range of 900 to 1600 Ma, have been obtained for the first time. Their comparison with the published data on zircons from the Pizhensk titanium deposit proves that the denudation products of the Riphean rock complexes were the dominant source of clastic material for both placers. Insignificant amount of Late Archean detrital zircons in the ore of the Pizhensk deposit confirms that the Pizhensk deposit provenance area differed from that of the Yaregsk deposit in a deeper erosional truncation of Riphean strata. It is shown that the isotope-geochronological data do not contradict the hypothesis that the Yaregsk oil-titanium deposit belongs to the two-stage sedimentary-naphthide-epigenetic leucoxene type.

Keywords: zircon detritus, U-Pb isotope age, Timan, Yaregsk oil-titanium deposit, Pizhensk titanium deposit, naphthide-hydrogen titanium, Riphean, Vendian.

Для цитирования: Колокольцев В. Г., Сергеев С. А. Происхождение и U-Pb изотопный возраст детритовых цирконов Ярегского нефтетитанового и Пижемского титанового месторождений (Тиман) // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 87–96. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_87-96

Ярегское нефтетитановое месторождение, открытое в начале 1930-х годов как нефтяное, сейчас является одним из крупнейших в мире по запасам титана. Находится оно в Республике Коми, близ г. Ухта и, в соответствии с нефтегазогеологическим районированием [21], входит в состав Тиманской нефтегазоносной области Тимано-Печорской провинции (рис. 1).

Геологическое строение Ярегского месторождения и минералого-технологические особенности титановых руд раскрыты в трудах многих исследователей (Г. Р. Авджиева, И. Н. Бурцева,

Н. Э. Гернгардт, В. Г. Гецена, В. Д. Игнатьева, В. А. Калюжного, О. С. Кочеткова, Б. А. Малькова, М. Л. Махлаева, Е. Д. Надеждиной, А. М. Плякина, Д. П. Сердюченко, А. Р. Сушона, И. В. Швецовой и др.). Уникальность этого месторождения выражена не только большим количеством (около 50 % российских запасов) титановых руд, их необычными физико-химическими и технологическими свойствами, но и геологическим строением. Ярегские лейкоксен-кварцевые руды, залегающие в средне-верхнедевонской толще, находятся в тесном парагенезе с раннефранской трапповой

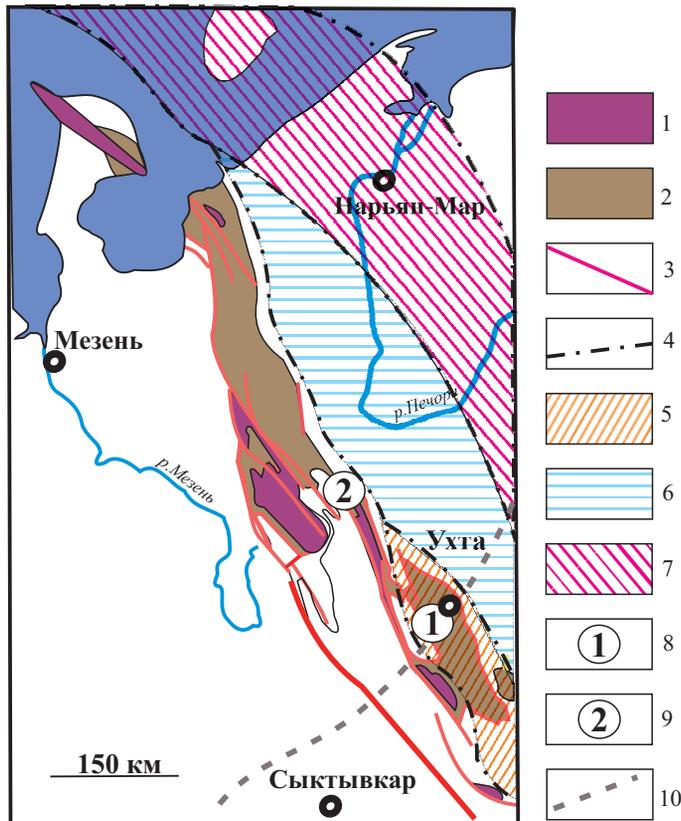


Рис. 1. Местоположение Ярегского нефтетитанового и Пижемского титанового месторождений [20, с дополнениями]

1–2 – выходы на дочетвертичную поверхность: 1 – допалеозойских пород, 2 – девонских пород; 3 – разломы, 4 – границы нефтегазоносных областей; 5–7 – нефтегазоносные области: 5 – Тиманская, 6 – Ижма-Печорская, 7 – Малоземельско-Колгуевская; 8 – Ярегское нефтетитановое месторождение, 9 – Пижемское титановое месторождение, 10 – железная дорога Москва–Воркута

формацией и служат коллекторами промышленной нефти в тектонических ловушках, возникших на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Многие исследователи считают, что это месторождение является древней погребенной россыпью, при том что его руды имеют не свойственную титановым россыпям грубообломочную структуру, исключительно лейкоксеновый (а не обычный лейкоксен-ильменитовый) состав рудных компонентов и не характерную для других титановых россыпей высокую (около 9 %) концентрацию в рудах диоксида титана. В отличие от известных прибрежно-морских и континентальных россыпей, ярегский рудный компонент – лейкоксен – при любых концентрациях не образует черных природных шлихов в кварцевых песчаниках. Из-за внешнего сходства его серых зерен с кварцевыми песчинками, рудные песчаники трудно отличить от безрудных и ярегские руды часто остаются незамеченными при проходке нефтепоисковых и иных скважин, не нацеленных специально на поиск этого металла [6].

По-видимому, Ярегский титановый феномен, как и другие месторождения-гиганты, имеет сложный механизм формирования, в известной степени раскрытый его первооткрывателем В. А. Калюжным, который показал существенную роль в образовании этого рудного вмещалища «водородных и нефть-водородных процессов, наложившихся на изначально ильменитовые россыпи» и вызвавших полную лейкоксенизацию ильменита и, как следствие, значительное обогащение руд титаном [5, с. 2].

Теория Калюжного объясняет, почему только на Ярегском нефтетитановом месторождении (в отличие от всех других) единственный рудный минерал – лейкоксен. К примеру, в близком по возрасту Пижемском титановом месторождении, в той же Тиманской провинции, но за пределами нефтегазоносной области (рис. 1) титановые руды не лейкоксеновые, а обычные лейкоксен-ильменитовые, где около 50 % приходится на неизменный ильменит, 25 % на лейкоксенизированный ильменит, а еще 25 % на неэлектромагнитный лейкоксен неясной природы [5]. К тому же пижемские руды заметно беднее (менее 5 % TiO_2) ярегских. Оппоненты В. А. Калюжного считают, что Ярегское месторождение – *типичная* древняя прибрежно-морская россыпь. Например, Л. В. Махлаев уверен, что в ней «лейкоксен не имеет никакого отношения к нефти, а поступал в эту россыпь изначально, поскольку именно он, а не ильменит был титановым минералом в составе исходных пород» [16, с. 117]. Гипотеза Махлаева привлекает своей простотой, но скорее всего является ошибочной, поскольку его тезис об отсутствии ильменита в питающих породах Ярегского месторождения опровергается эмпирическими данными специалистов [4, 5, 12 и др.].

Концепцию Калюжного разделяет большинство исследователей Тимана, но в существующем варианте она не дает ответа на ключевой вопрос: какова доля нефтидно-водородного титана в ярегских титановых рудах. Оказалось, что эту задачу можно решить, если обратиться к приемам сравнительного анализа [7], который позволяет

при изучении одного объекта использовать информацию, относящуюся к другому объекту. При сопоставлении Ярегского нефтетитанового месторождения с Пижемским титановым, размещенным, как уже сказано, за границами нефтегазоносной области (рис. 1), учитывалось, что они имеют близкий (допозднедевонский) возраст и формировались в прибрежной (пляжевой) зоне морского бассейна. Примечательно, что эти россыпные месторождения, возникшие в однотипных физико-географических условиях, имеют существенные различия, которые освещены в недавней публикации [7]. Особенно разителен контраст структурно-текстурного облика их руд. В Пижемской палеороссыпи преобладает мелко-среднезернистая структура рудоносных пород с отчетливо выраженной (черным шлихом ильменита) разнообразной слоистостью, обычной для фаций и микрофаций пляжей и мелководных отмелей [17, 18] (рис. 2, в), а ярегские руды имеют чуждую титановым россыпям псефитовую структуру и грубую, плохо выраженную слоистость [22] (рис. 2, а), фациальную принадлежность которой корректно установить чрезвычайно трудно. До использования сравнительного анализа считалось, что ярегский парадокс обусловлен особыми обстановками осадконакопления, но фациальная «особость» рудоконцентрирующей седиментации, как правило, не уточнялась. Сравнительная методология, подчиненная выявлению причинно-следственных связей в сопоставляемых объектах, потребовала аргументированного объяснения такой текстурной особенности.

Текстурный анализ позволил обнаружить в ярегских рудах и околорудных породах наложенные (эпигенетические) структурно-вещественные неоднородности. Они, по нашему мнению,

и являются причиной искажения и уничтожения в рудах изначальных седиментогенных признаков. Другими словами, ярегские руды в значительной мере утратили память о гидродинамике осадкообразующей среды, а их внешний облик отражает не седиментационные, а более поздние воздействия и демонстрирует результаты интенсивных эпигенетических процессов в Тиманской нефтегазоносной области. Такое рассуждение хорошо согласуется с современными представлениями о формировании залежей нефти под влиянием наложенного эпигенеза, проявляющегося на поздних этапах инверсии осадочного бассейна, когда происходит раскрытие флюидоупорных систем, подъем агрессивных флюидов из нижних горизонтов бассейна. В резко неравновесных условиях растворялось вещество, одни минералы замещались другими, формировались разнообразные метасоматиты со вторичной пористостью и др. Это убедительно показал Б. А. Лебедев [14]. Подобные явления, включая метасоматическую трансформацию структурно-текстурного облика метаосадков, отмечаются и в коллекторах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [9, 10].

Гипотеза о наложенном эпигенезе явилась своеобразным ключом к алгоритму решения задачи определения доли нафтидно-гидротермального диоксида титана в ярегских рудах. Если структурно-вещественная информация о седиментационной стадии деградировала на Ярегском месторождении, но сохранилась в Пижемской россыпи, то представляется очевидной принципиальная возможность реконструировать по аналогии седиментационные обстановки и на Ярегском гиганте. В свою очередь, данные о содержании рудных компонентов в Пижемской

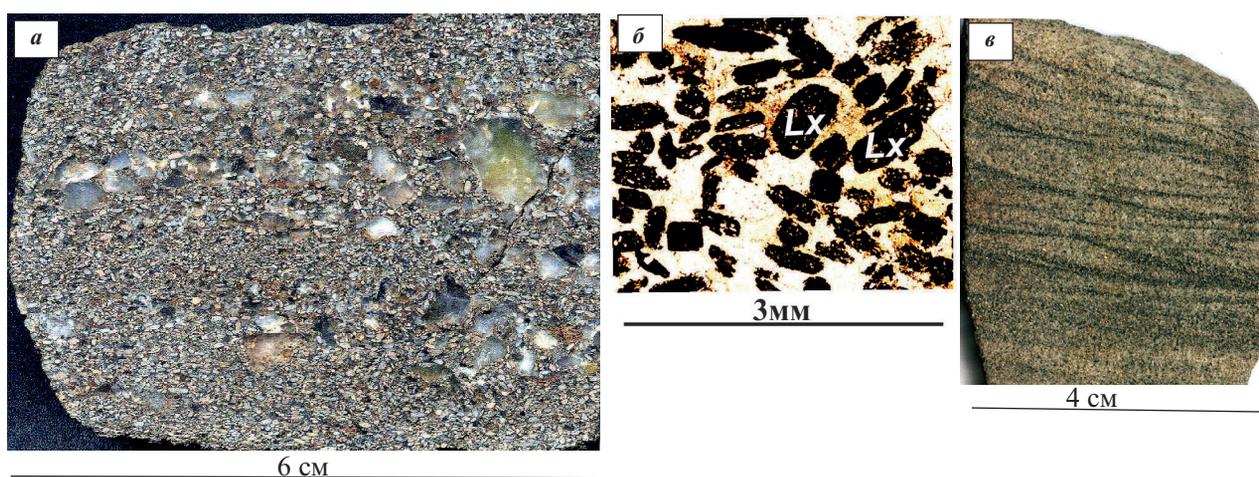


Рис. 2. Текстуры руд

а–б – неяснослоистая ярегская богатая лейкоксовая руда состава (%): SiO_2 – 32,65, Al_2O_3 – 4,64, TiO_2 – 31,78, Fe_2O_3 – 15,75, MnO – 0,30, MgO – 0,81, CaO – 0,81, Na_2O – 0,61, K_2O – 1,43, P_2O_5 – 0,20, потери при прокаливании – 11,0, сумма – 99,98; а – сканограмма образца, б – шлиф без анализатора, черное – лейкоксен; в – слоистость в пижемской ильменит-лейкоксовой руде состава (%): SiO_2 – 82,64, Al_2O_3 – 5,11, TiO_2 – 5,26, Fe_2O_3 – 1,00, FeO – 1,50, MgO – 0,46, CaO – 0,23, K_2O – 1,36, Na_2O – 0,5, потери при прокаливании – 1,95; сумма – 100,01. Сканограмма образца, темные слои обогащены ильменитом

залежи дают представление о степени концентрации титановых минералов при седиментации. Если допустить, что на седиментационной стадии концентрация TiO_2 в ярегских ильменитсодержащих осадках мало отличалась от пижемских (около 5 %) [3], а сейчас составляет более 9 % [2], то определение минимальной доли эпигенетического диоксида титана сводится к одному арифметическому действию: $9 - 5 = 4$ [7].

Ряд нестрогих допущений не позволяет без оговорок принять полученную величину, но она дает представление о значительном вкладе гидротермального TiO_2 (почти вдвое увеличивающего концентрацию полезного компонента), соизмеримом с седиментационным. Если оценочная доля нафтидно-водородного титана в ярегских рудах отражает интенсивность природного процесса, то по генетической классификации Ярегское месторождение целесообразно отнести к двустадийному седиментационно-нафтидно-эпигенетическому лейкоксеновому типу [7].

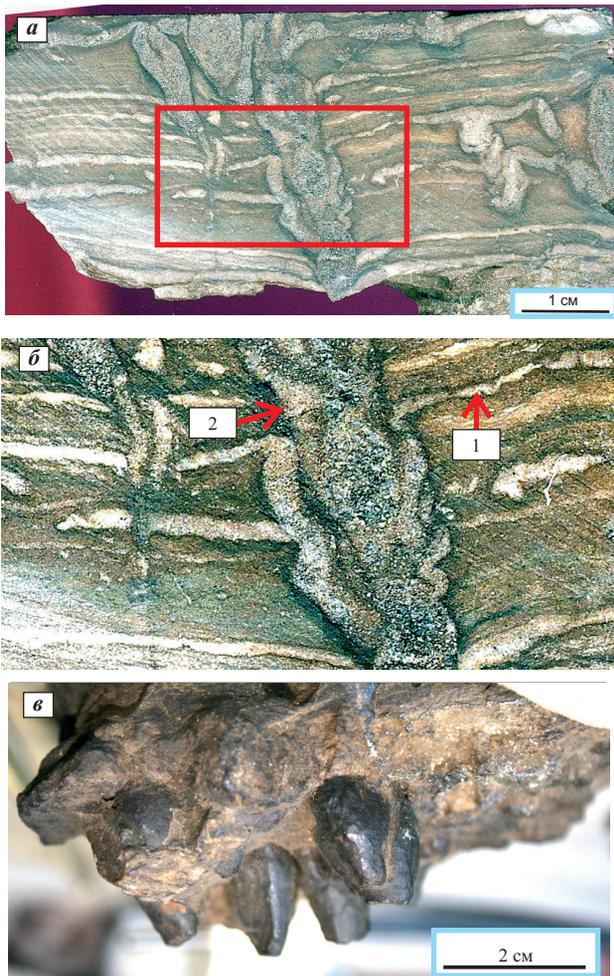


Рис. 3. Новообразованная (флюидотурбитная) текстура и ее детали

a – сканограмма пришлифованного образца; *б* – деталь сканограммы (стрелками показан циркон-лейкоксен-кварцевый след): 1 – послойно проникающего флюида, 2 – пронизывающего слоистость; *в* – фото того же образца с препарированными конусами

Применение сравнительного подхода при оценке интенсивности эпигенетических процессов в ярегском рудогенезе явилось поводом для использования его потенциала в целях уточнения синседиментационных обстановок россыпеобразования и определения возрастной и вещественной специфики геологических провинций, питавших столь непохожие друг на друга Ярегскую и Пижемскую россыпи. Современным инструментом исследования седиментационных бассейнов и осадочных обломочных пород являются изотопные методы. U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов позволяет получать возрастные спектры, которые отражают процессы, протекающие на территориях, примыкающих к осадочным бассейнам, хранят информацию о возрасте пород в питающих провинциях, способствуют определению источника рудных компонентов и др. На сегодня опубликованы изотопные U-Pb характеристики цирконов из Пижемской россыпи [15], но отсутствуют по цирконам Ярегского месторождения. Цель данной работы – получение данных об U-Pb возрасте детритовых цирконов Ярегского нефтетитанового месторождения и их сопоставление с цирконами Пижемского месторождения для сравнительной информации об источниках обломочного материала, слагающего эти россыпи.

Методика исследований. Отбор цирконов осуществлен не по традиционной схеме, что вызвано следующими мотивами. В рудной толще Ярегского месторождения одна из разновидностей эпигенетических новообразований представлена субвертикальными лейкоксен-кварцевыми конусами, сопрягающимися с такими же по составу послойно ориентированными зонами (рис. 3), которые ассоциируются со следами метасоматирующего флюида, расщепляющегося на многочисленные вертикальные конические составляющие. Подобные конусы представляют собой лейкоксен-кварцевые аналоги текстур «конус в конусе», возникающие метасоматическим путем при фильтрации термального флюида [8]. Кроме кварца и лейкоксена в конусах в значительном количестве присутствуют зерна циркона. По комплексным данным спектрального анализа и лазерного пробоотбора в сочетании с ИСП-масс-спектрометрией (LA-ICP-MS), концентрация циркония в конусах (1300 г/т) почти в 4 раза выше, чем во вмещающих алевроделитах (около 350 г/т). Подобные циркониевые аномалии в осадочных толщах обычно считаются производными гравитационной дифференциации.

Вместе с тем из публикации [15] очевидно, что в Пижемской титановой палеороссыпи нет цирконов моложе 600 млн лет. В ряде изначально более древних цирконов (достоверные кластеры 1200, 1600 и 2000 млн лет) отмечается воздействие постседиментационных процессов, приведших к нарушению U-Pb изотопной системы. Наиболее молодые процессы перекристал-

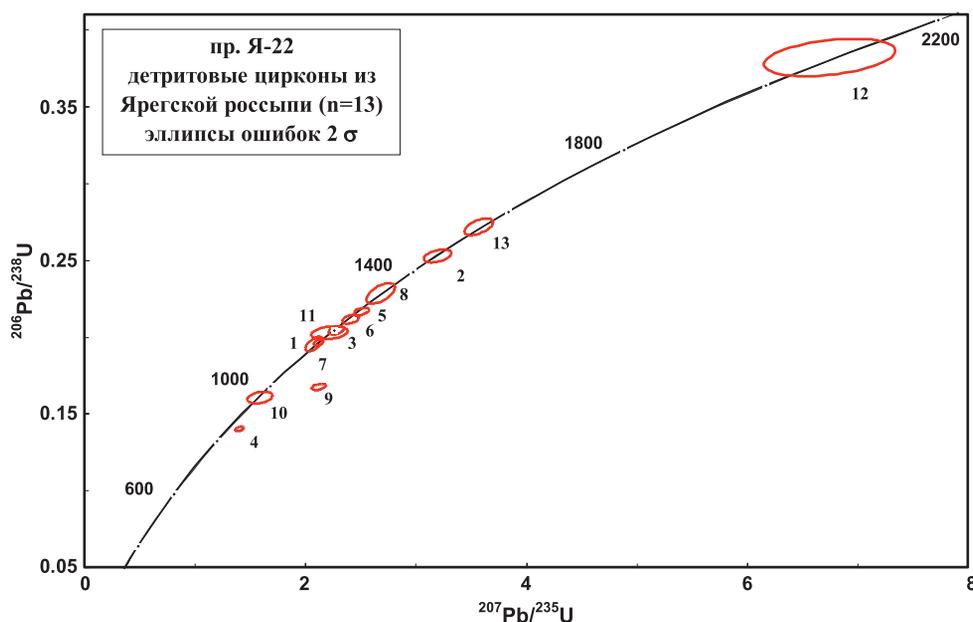


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для детритовых цирконов из Ярегской россыпи

лизации имели место, по-видимому, в пермское время [15, табл. 1, в точке 33,1 в зерне циркона с нарушенным равновесием изотопной U-Pb-системы ($D = 319\%$) получено значение возраста 334 ± 8 млн лет]. Более детальные исследования в дальнейшем, возможно, позволят выявить в Пижемской или Ярегской палеороссыпях, помимо древних детритовых, еще и новообразованные гидротермально-метасоматические цирконы. Они могли возникнуть в результате интенсивных процессов наложенного эпигенеза. С целью попутного решения еще и этой альтернативы на Ярегском месторождении цирконы для изотопного U-Pb-датирования отобраны из лейкоксен-кварцевого конуса.

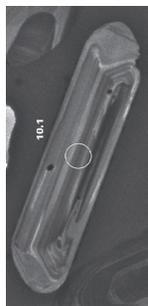
Цирконовый концентрат извлечен из вручную раздробленного конического тела. В Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ выделены 80 зерен для катодолюминесцентного (КЛ) исследования, из которых были отобраны для анализа на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II только идиоморфные призматические и длиннопризматические кристаллы – 13 штук, (см. таблицу и рис. 4). Все остальные цирконы – округлые, что указывает на их длительный перенос от источников. В режиме КЛ в них видны зональные центральные части с умеренным свечением и темно-серые однородные краевые оболочки со слабым свечением (рис. 5). Изотопные геохронологические исследования цирконов U-Pb методом проводились по регулярной методике, адаптированной для ЦИИ [25], как для Ярегской, так и для Пижемской [15] россыпей.

Обсуждение результатов. Диаграмма с конкордией для отобранных идиоморфных детритовых цирконов приведена на рис. 4. Все проанализированные цирконы имеют возраст древнее

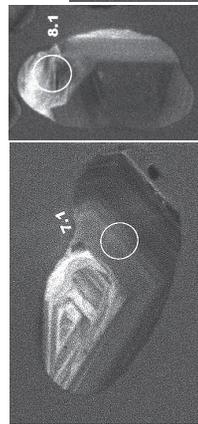
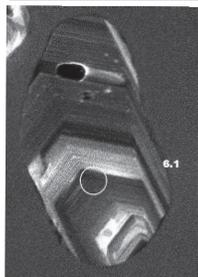
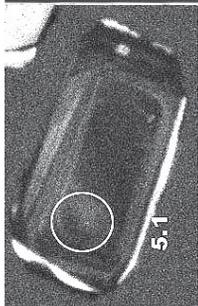
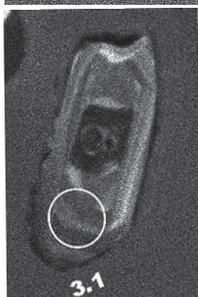
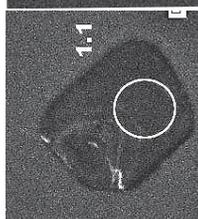
960 млн лет, что позволяет на этой стадии изучения отказаться от упомянутого выше предположения о синтезе собственно-эпигенетических цирконов в ярегской россыпи. Может показаться, что наличие в конусе не метасоматических, а кластогенных цирконов опровергает версию о метасоматическом генезисе самого конуса, но такое умозаключение не совсем корректно. Полвека назад сибирский геолог Г. Л. Поспелов, подчеркивая двойственный характер метасоматоза, показал, что «идеальный» метасоматоз проявляется в реальных динамических системах метасоматоза так же редко, как идеальные кристаллы среди реальных кристаллов <...> Как в реальных кристаллах, <...> «порядок» и «беспорядок» тесно связаны друг с другом <...>, так и в реальных метасоматитах содержатся следы неметасоматических процессов <...>. Процессы метасоматоза переходят в процессы интрасоматоза (*заполнения пустот* – В. К.) и далее – интросоматоза (*вторжения вещества* – В. К.)» [19, с. 43]. Это заключение Поспелова заслуживает пристального внимания.

При рассмотрении распределения выявленных возрастов зерен детритового циркона из ярегских титановых руд обособляются следующие возрастные группы: позднерифейская (каратавий) 1000–900 млн лет, среднерифейская (юрматиний) преобладающая, 1200 млн лет, раннерифейская (бурзаний) 1600–1500 млн лет и раннепротерозойская (поздний карелий). Возрастные кластеры (1200, около 1600 и около 2000 млн лет) весьма сходны с таковыми из Пижемской россыпи, причем наиболее древние зерна в разной степени перекристаллизованны. Нужно отметить, что наиболее полный сравнительный анализ источников детритового циркона возможен при получении изотопно-геохимиче-

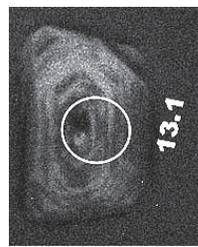
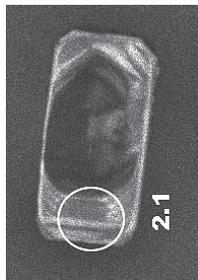
1. Позднерифейский, около 950 млн лет (8%), низкоурановый, $Th/U = 1,20$ (из мафических пород)



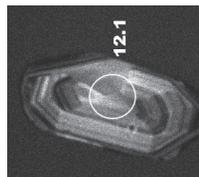
2. Среднерифейский, 1300–1150 млн лет (преобладающий, 55%) $Th/U = 0,41$ (из кислых пород)



3. Раннерифейский, 1600–1450 млн лет (15%), $Th/U = 0,39$ (из кислых пород)



4. Палеопротерозойский, 2100–2000 млн лет (7%), низкоурановый $Th/U = 0,33$



Сильно измененные, дискордантные (15%), возможно, палеопротерозойские, $Th/U = 0,53$

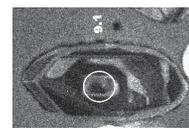
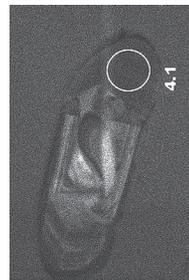


Рис. 5. Релевантные возрастные кластеры цирконов из Ярегской россыпи. Диаметр кратеров пробоотбора на КЛ изображениях — 30 мкм

Результаты U-Pb (SIMS SHRIMP-Пe) локальных изотопных анализов циркона (n = 13) из пробы Я-22 (Ярегская россыпь, Коми)

№ кратеров	²⁰⁶ Pb/c %	U г/г	Th г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* г/г	Возраст по ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		Возраст по ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	КК
10,1	0,14	91	106	1,20	12,6	959	±9	984	±55	0,0719	2,7	1,590	2,9	0,1604	1,0	0,34
4,1	0,01	626	305	0,50	75,3	845	±4	1009	±22	0,0728	1,1	1,405	1,2	0,1400	0,4	0,38
7,1	0,06	327	147	0,46	54,9	1150	±11	1130	±24	0,0773	1,2	2,082	1,6	0,1953	1,0	0,64
1,1	0,01	663	177	0,28	112,0	1155	±4	1157	±16	0,0784	0,8	2,121	0,9	0,1962	0,4	0,43
11,1	0,01	201	71	0,37	35,0	1189	±9	1183	±59	0,0795	3,0	2,219	3,1	0,2026	0,9	0,28
3,1	0,01	271	73	0,28	47,5	1198	±6	1222	±23	0,0810	1,2	2,281	1,3	0,2042	0,6	0,42
6,1	0,01	254	94	0,38	46,2	1236	±6	1264	±23	0,0828	1,2	2,411	1,3	0,2113	0,6	0,42
5,1	0,02	381	282	0,76	70,8	1262	±5	1296	±19	0,0841	1,0	2,509	1,1	0,2163	0,5	0,43
8,1	0,06	140	42	0,31	27,4	1325	±15	1322	±32	0,0853	1,6	2,683	2,0	0,2282	1,2	0,61
2,1	0,05	174	67	0,40	37,7	1452	±9	1464	±27	0,0918	1,4	3,198	1,6	0,2526	0,7	0,44
9,1	0,45	565	304	0,56	81,6	997	±5	1468	±23	0,0920	1,2	2,122	1,3	0,1673	0,5	0,38
13,1	0,01	171	63	0,38	39,8	1549	±11	1535	±23	0,0953	1,2	3,571	1,5	0,2716	0,8	0,56
12,1	0,01	56	18	0,33	18,5	2085	±23	2073	±58	0,1282	3,3	6,750	3,6	0,3819	1,3	0,37

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – свинец обыкновенный и радиогенный соответственно. Изотопные отношения и содержания ²⁰⁶Pb скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. Возраст – в млн лет. Погрешность калибровки по стандарту Темога 0,37%. КК – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U. Номера кратеров пробоотбора соответствуют номерам на изображениях цирконов

ских и возрастных характеристик статистически достаточных монофракций – не менее 60, а лучше 100–120 зерен в образце. Тем не менее и имеющиеся данные могут быть полезны для генетических выводов.

У 92 % цирконовых зерен из Ярегской россыпи установлен рифейский возраст. Полученные данные полезны для уточнения возраста титансодержащей россыпи. По геологическим воззрениям она, перекрываясь с явным размывом фаунистически охарактеризованными позднедевонскими палеоосадками, датируется средним и ранним девонном [20], что, однако, не противоречит возможности ее намного более раннего литогенеза. Из-за отсутствия в рудоносных породах обеих россыпей органических остатков весьма дискуссионным является возраст и Пижемской россыпи, которую одни исследователи считают среднедевонским [23], другие – ордовикским [24], третьи среднекембрийско-ордовикским [13] и даже поздневендским [11].

Очевидно, что основным источником обломочного материала служили продукты эрозии рифейских породных комплексов. Выявленное зерно циркона позднекарельского возраста (около 2000 млн лет) указывает, как и в случае с Пижемским детритом, на существование в области сноса источника кластики, сложенного нижнепротерозойскими кристаллическими породами. Раннепротерозойские детритовые цирконы могли поступить в рифей-вендские осадки, а позже в допозднедевонские рудные россыпи

в результате неоднократного рециклинга. При этом, в Ярегской россыпи архейские цирконы пока не установлены.

При сравнении возрастных данных по детритовым цирконам из Пижемской и Ярегской россыпей (таблица и данные [15, рис. 3 и табл. 1]) видно, что первая характеризуется большим разнообразием источников сноса с показателями возраста 600 (главный), 1200 (второй по значимости), около 1600, около 2000 и 2700 млн лет. Во второй (Ярегской) – 900, 1200 (главный), 1600 и 2000 млн лет. Полное отсутствие фанерозойского детритового циркона указывает на то, что обе россыпи более древние, чем ранее считалось большинством исследователей и скорее всего имеют вендский возраст.

Перейдя к более детальной оценке источников возрастных кластеров, отметим, что в Пижемской россыпи главный кластер (600 млн лет), по нашему мнению, отражает один из важных рубежей в геологической истории региона – аккреционно-коллизивную стадию становления Тимано-Печоро-Уральского орогена, длившуюся с конца позднего рифея до венда включительно [1]. Процессы складчатости и внутриплитного орогенеза сопровождались магматизмом, признаки которого отмечены сравнительно недалеко (около 30 км) от Пижемского седиментационного бассейна в районе Четласской горст-антиклинали (рис. 1). По-видимому, этот обломочный материал не переносился на большие расстояния, на что указывает отсутствие вендских цирконов

в ярегском бассейне, всего лишь в 200 км от коренных выходов содержащих их пород.

Пижемские цирконы с рифейскими возрастными 1200 и 1600 млн лет соответствуют возрастному диапазону цирконовых зерен ярегской россыпи, за исключением отсутствующих в первой (Пижемской) позднерифейских (900 млн лет). Все это убедительно доказывает, что основу обломочного материала в той и другой россыпях составляют продукты эрозии близких по возрасту (и, вероятно, по составу) рифейских метаосадочных толщ.

Позднекарельский (2000–1600 млн лет) цирконовый детрит в пижемской и ярегской россыпях присутствует в очень незначительном количестве. Наличие в пижемской россыпи позднеархейских детритовых цирконов (2700 млн лет) и их полное отсутствие в ярегских рудах позволяет предположить, что пижемская область сноса характеризовалась более глубоким эрозионным срезом и (или) поступлением в этот осадочный бассейн небольшого количества обломочного материала с удаленных выходов на древнюю эрозионную поверхность архейских метаморфических комплексов. Но не исключено, что отсутствие архейских детритовых цирконов в ярегской выборке обусловлено недостаточным статистическим объемом проанализированных зерен циркона.

Заключение. 1. Установлено, что набор U-Pb возрастов детритовых цирконов в рудах Ярегской россыпи характеризуется резким преобладанием рифейских датировок, охватывающих все три эратемы в диапазоне 1600–900 млн лет и лишь для одного зерна получена палеопротерозойская оценка возраста (около 2000 млн лет). Даже с учетом ограниченного статистического объема исследованных зерен циркона полученные данные однозначно показывают, что основным источником обломочного материала служили продукты эрозии широко распространенных на преддевонской земной поверхности рифейских породных комплексов.

2. Результаты переоценки ранее опубликованных изотопных данных по детритовым цирконам Пижемского месторождения [15] и их сопоставления с цирконами Ярегской россыпи доказывают, что для обеих россыпей доминирующим источником обломочного материала служили продукты эрозии рифейских породных комплексов. Наличие в пижемских рудах незначительного количества цирконов позднеархейского возраста позволяет считать, что пижемская область сноса характеризовалась более глубоким эрозионным срезом земной коры и (или) поступлением небольшого количества обломочного материала с удаленных древних метаморфических комплексов.

3. Отсутствие в обеих россыпях вторичных (постседиментационных) цирконов, образование которых могло быть результатом предполагаемого воздействия на россыпи метасоматических процессов, может указывать на недостаточную для

их синтеза интенсивность этих процессов либо на слишком малый статистический объем проанализированных зерен циркона. Решение этой альтернативы требует дополнительных исследований.

4. Полученные геохронологические данные могут служить посылкой в пользу вендского возраста седиментогенной стадии формирования не только Пижемской [11], но также и Ярегской россыпи.

В целом полученные геохронологические данные поддерживают и дополняют новыми деталями версию об источниках рудоформирующего обломочного материала для титановых россыпей Южного и Среднего Тимана, предложенную более полувека назад В. А. Калюжным [5]. Важно подчеркнуть, что впервые полученные U-Pb датировки детритовых цирконов Ярегского нефтетитанового месторождения не опровергают гипотезу о его принадлежности к двустадийному седиментационно-нафтидно-эпигенетическому лейкоксеновому типу [7].

Благодарности. Авторы искренне признательны Г. А. Беленицкой, Т. Ю. Толмачевой, С. Д. Великославинскому за конструктивную критику рукописи и ценнейшие рекомендации, а также В. В. Шишлову за аналитические данные по цирконю, полученные с использованием метода лазерной абляции.

1. Андреев В. Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным / Автореферат докторской диссертации. – Екатеринбург, 2010.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Мезенская, лист Р-39 – Сыктывкар. Объяснительная записка / Н. М. Пармузин, К. Э. Якобсон, А. Ю. Вовшина, О. А. Воинова и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 384 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Мезенская, лист Q-39 – Нарьян-Мар. Объяснительная записка / Н. М. Пармузин, К. Н. Мазуркевич, Л. Р. Семенова, О. Л. Коссовая и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 517 с.

4. Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н. Лейкоксен Тимана. Минералогия и проблемы технологии. – СПб.: Наука. – 1997. – 215 с.

5. Калюжный В. А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. – М.: Наука, – 1982. – 264 с.

6. Колокольцев В. Г. Новое о титаносности Ярегского рудного узла (Южный Тиман) // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 107–117.

7. Колокольцев В. Г. Ярегский титановый феномен // Природа. – 2019. – № 7. – С. 27–39.

8. Колокольцев В. Г. Загадочная текстура конус-в-конусе // Природа. – 2015. – № 11 – С. 27–36.

9. Колокольцев В. Г., Ларичев А. И., Скачек К. Г. Метасоматическая трансформация седиментогенных текстур в нефтяных коллекторах Западной Сибири // IX Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». – М.: РГГУ, 2009. – 345 с.

10. Колокольцев В. Г., Ларичев А. И., Мордвинцев М. В. Экстраординарные метасоматические преобразования осадочных пород в чехле Западно-Сибирской плиты // VIII совещание по геологии россыпей: материалы 8 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2010. – С. 138–139.
11. Колокольцев В. Г., Лисицына М. А., Бунакова Н. Ю. Полигенетичность титаноносной формации Тимана // VIII совещание по геологии россыпей: тезисы докладов. – Киев, 1987. – С. 260–262.
12. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. – Л.: Наука, 1967. – 121 с.
13. Кочетков О. С. Геология древнейших россыпей Тимана // Россыпи складчатых (орогенных) областей. Ч.1. – Бишкек, 1991. – С. 51–54.
14. Лебедев В. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. – Л.: Недра, 1992. – 239 с.
15. Makeev A. B., Krasotkina A. O., Skublov S. G. Геохимия и U-Pb-возраст циркона Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – № 5. – 2016. – С. 38–52.
16. Махлаев Л. В. О природе лейкоксона в Ярегском нефтетитановом месторождении (в связи с оценкой перспектив других титановых палеороссыпей Притиманья) // Литосфера. – 2008. – № 5. – С. 117–121.
17. Надеждина Е. Д., Каленик В. Н., Сидорова И. С. Литогенетические типы и фации титаноносных отложений Среднего Тимана // Рудноносность осадочных пород. – М.: Наука, 1973. – С. 155–167.
18. Надеждина Е. Д. Литогенетические типы и фации титаноносных отложений Среднего Тимана. Рудноносность осадочных пород // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. – М.: Наука, 1970 – С. 223–233
19. Пospelov G. L. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. – Новосибирск: Наука, 1973. – 355 с.
20. Плякин А. М., Ершова О. В. О возрасте девонских полиминеральных россыпей Тимана // Известия Коми научного центра УРО РАН. – 2010. – № 1. – С. 60–63.
21. Прищепа О. М., Новые представления о тектоническом и нефтегазгеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / О. М. Прищепа, В. И. Богацкий, В. Н. Макаревич, О. В. Чумакова, Н. И. Никонов, А. В. Куранов, М. М. Богданов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6, № 40. – 34 с.
22. Сушон А. Р. Условия формирования титановых россыпей в среднедевонских отложениях Тимана. // Известия вузов. Геология и разведка – 1962. – № 6. – С. 87–99.
23. Тихомиров С. В. Девон Среднего Тимана // Известия АН СССР, 1948. – № 2. – С. 47–56.
24. Цаплин А. Е. Строение титаноносной малоручейской свиты Среднего Тимана / А. Е. Цаплин, В. В. Тополюк, Л. П. Бакулина, Е. Г. Довжикова // Известия вузов. Геология и разведка – 1988. – № 9. – С. 57–62.
25. Schuth S., Gornoy V. I., Berndt J., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Karpuzov A. F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia / International Journal of Geosciences. – 2012. – Vol. 3. – No. 2. – Pp. 289–296.
- Mezenskaya, list R-39 – Syktyvkar. Ob'yasnitel'naya zapiska. [Geological map of the map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000. Mezenskaya series, sheet R-39 – Syktyvkar. Explanatory note]. Eds.: N. M. Parmuzin, K. E. Yakobson, A. Yu. Vovshina, O. A. Voinova et al. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2016, 384 p.
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000. Tret'e pokolenie. Seriya Mezenskaya, list Q-39 – Nar'yan-Mar. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000. Mezenskaya series, sheet Q-39 – Nar'yan-Mar. Explanatory note]. Eds.: N. M. Parmuzin, K. N. Mazurkevich, L. R. Semenova, O. L. Kossovaya et al. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2015, 517 p.
4. Ignat'ev V. D., Burtsev I. N. Leykoksen Timana. Mineralogiya i problemy tekhnologii. St. Petersburg, Nauka, 1997, 215 p.
5. Kalyuzhnyy V. A. Geologiya novykh rossypeobrazuyushchikh metamorficheskikh formatsiy. Moscow, Nauka, 1982, 264 p.
6. Kolokol'tsev V. G. Novoe o titanonosnosti Yaregskogo rudnogo uzla (Yuzhnyy Timan). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2016, no. 67, pp. 107–117.
7. Kolokol'tsev V. G. Yaregskiy titanovyy fenomen. *Priroda*, 2019, no. 7, pp. 27–39.
8. Kolokol'tsev V. G. Zagadochnaya tekstura konus-vkonuse. *Priroda*, 2015, no. 11, pp. 27–36.
9. Kolokol'tsev V. G., Larichev A. I., Skachek K. G. Metasomaticheskaya transformatsiya sedimentirovannykh tekstur v neftyanikh kollektorakh Zapadnoy Sibiri. IX Mezhdunarodnaya konferentsiya «Novye idei v naukach o Zemle». Moscow, RGGU, 2009. 345 p.
10. Kolokol'tsev V. G., Larichev A. I., Mordvintsev M. V. Ekstraordinarnye metasomaticheskie preobrazovaniya osadochnykh porod v chekhle Zapadno-Sibirskoy plity. Aktual'nye voprosy litologii: materialy 8 Ural'skogo litologicheskogo soveshchaniya. Ekaterinburg, IGG Uro RAN, 2010, pp. 138–139.
11. Kolokol'tsev V. G., Lisitsyna M. A., Bunakova N. Yu. Poligenetichnost' titanonosnoy formatsii Timana. *VIII soveshchanie po geologii rossypey: tezisy dokladov*. Kiev, 1987, pp. 260–262.
12. Kochetkov O. S. Aktseornnye mineraly v drevnikh tolshchakh Timana i Kanina. Leningrad, Nauka, 1967, 121 p.
13. Kochetkov O. S. Geologiya drevneyshikh rossypey Timana. Rosyipi skladchatykh (orogennykh) oblastey. Pt. 1. Bishkek, 1991, pp. 51–54.
14. Lebedev V. A. Geokhimiya epigeneticheskikh protsessov v osadochnykh basseynakh. Leningrad, Nedra, 1992, 239 p.
15. Makeev A. B., Krasotkina A. O., Skublov S. G. Geokhimiya i U-Pb-vozrast tsirkona Pizhemsckogo titanovogo mestorozhdeniya (Sredniy Timan). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, no. 5, 2016, pp. 38–52.
16. Makhlaev L. V. O prirode leykoksena v Yaregskom nefetitranovom mestorozhdenii (v svyazi s otsenkoy perspektiv drugikh titanovykh paleorossypey Pritiman'ya). *Litosfera*, 2008, no. 5, pp.117–121.
17. Nadezhkina E. D., Kalenik V. N., Sidorova I. S. Lito-geneticheskie tipy i fatsii titanonosnykh otlozheniy Srednego Timana. *Rudonosnost' osadochnykh porod*. Moscow, Nauka, 1973, pp. 155–167.
18. Nadezhkina E. D. Nekotorye fatsial'nye osobennosti formirovaniya drevnikh titanovykh rossypey Timana. *Metallogeniya osadochnykh i osadochno-metamorficheskikh porod*. Moscow, Nauka, 1970, pp. 223–233.
19. Pospelov G. L. Paradoksy, geologo-fizicheskaya sushchnost' i mekhanizmy metasomatoza. Novosibirsk, Nauka, 1973, 355 p.
20. Plyakin A. M., Ershova O. V. O vozraste devonskikh polimineral'nykh rossypey Timana. *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra URORAN*, 2010, no. 1, pp. 60–63.
21. Prishchepa O. M., Bogatskiy V. I., Makarevich V. N., Chumakova O. V., Nikonov N. I., Kuranov A. V., Bogda-

nov M. M. Novye predstavliiia o tektonicheskom i neftegazogeologicheskom rayonirovanii Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2011, vol. 6, no. 40, 34 p.

22. Sushon A. R. Usloviya formirovaniya titanovykh rosspyey v srednedevonskikh otlozheniyakh Timana. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, 1962, no. 6, pp. 87–99.

23. Tikhomirov S. V. Devon Srednego Timana. *Izvestiya AN SSSR*, 1948, no. 2, pp. 47–56.

24. Tsaplin A. E., Topolyuk V. V., Bakulina L. P., Dovzhikova E. G. Stroenie titanonosnoy malorucheyskoy svity Srednego Timana. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, 1988, no. 9, pp. 57–62.

25. Schuth S., Gornyy V. I., Berndt J., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Karpuzov A. F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. *International Journal of Geosciences*, 2012, vol. 3, no. 2, pp. 289–296.

Колокольцев Вячеслав Григорьевич – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.
<kolokoltsev@rambler.ru>

Сергеев Сергей Андреевич – канд. геол.-минерал. наук, директор, ЦИИ, ВСЕГЕИ¹. <sergey_sergeev@vsegei.ru>

Kolokoltsev Vyacheslav Grigor'evich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
<kolokoltsev@rambler.ru>

Sergeev Sergey Andreevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, CIR, VSEGEI¹.
<sergey_sergeev@vsegei.ru>

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

Мафит-ультрамафитовый магматизм без металлов платиновой группы и их содержащих: тектоно-петрологические и глобальные мантийные причины явления

Рудные месторождения, ассоциирующие с мафит-ультрамафитовым мантийным магматизмом, включают в свой состав сульфидные медно-никелевые месторождения, в ряде случаев содержащие платиноиды (PGE = ПГЭ-платиновая группа элементов) – но не всегда (или в незначительных количествах). Причины такого различия в мафит-ультрамафитовом магматизме чаще всего не рассматриваются, но тектоно-петрологическое понимание данного явления требует объяснения, как с научной точки зрения, так и в экономических целях, тем более, что такие месторождения имеют стратегическое значение. В предлагаемой работе делается попытка петролого-тектонического и изотопно-геохимического объяснения причин возможного отсутствия элементов платиновой группы для сульфидных Cu-Ni ± PGE месторождений.

Ключевые слова: докембрийские сульфидные Cu-Ni ± PGE месторождения, мафит-ультрамафитовый мантийный магматизм.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Mafic-ultramafic magmatism without PGE and with them: tectonic petrologic and global mantle causes of such phenomenon

Ore deposits related with mafic-ultramafic mantle magmatism contain sulfide Cu-Ni ± PGE deposits, but in many cases without PGE. Reasons for such a difference in mafic-ultramafic mantle magmatism are most often not studied, but tectonic petrological understanding of this phenomenon requires explanation, both from a scientific point of view and for economic purposes, particularly since such deposits are of strategic importance. In the proposed paper, an attempt is made to provide a petrological tectonic and isotope geochemical explanation of the reasons for possible lack of platinum group elements for sulfide Cu-Ni ± PGE deposits.

Keywords: Precambrian sulfide Cu-Ni ± PGE deposits, mafic-ultramafic mantle magmatism.

Для цитирования: Турченко С. И. Мафит-ультрамафитовый магматизм без металлов платиновой группы и их содержащих: тектоно-петрологические и глобальные мантийные причины явления // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 97–101. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_97-101

Введение. Сульфидные медно-никелевые месторождения, образованные в докембрийских геоструктурных областях, часто обладают платинометалльными запасами, но во многих случаях в таких месторождениях резервы платиноидов незначительны или отсутствуют вовсе. Для разведки и оценки содержания металлов платиновой группы (МПГ или PGE) в мафит-ультрамафитовых интрузиях важно установить причины такой дифференциации. Приведем в качестве примера неопротерозойский Центрально-Азиатский орогенический пояс (ЦАОП) [3], в восточной части которого, расположенной в КНР, известны две группы мафит-ультрамафитовых интрузий с сульфидными Cu-Ni месторождениями. Одна из них – группа месторождений Хонг-Квиллинг, – не имеет платинометалльной минерализации, тогда как другая группа интрузий, приблизительно одновозрастных с первой, обладает достаточно

крупными содержаниями платиноидов в сульфидных Cu-Ni рудах на месторождении Жинчюан. Обе группы интрузий связаны с мезозойским возрастом мантийной активизации в этом регионе ЦАОП, что подтверждается геологическими наблюдениями китайских исследователей [16], но не объясняет причин резкого различия в характере платинометалльной минерализации, которое часто наблюдается и в других докембрийских сульфидно-никелевых месторождениях. В предлагаемой работе сделана попытка объяснить причины такого расхождения в содержании платиноидов с точки зрения петролого-геохимической и глобально-тектонической.

Материалы и результаты обсуждения. Некоторые исследователи связывали отсутствие платинометалльной минерализации с тем, что ее не было в сульфидном расплаве, как части силикатной магмы, до внедрения мафит-ультрама-

фитовых интрузий [13]. Это можно представить как частный случай типичной картины для сульфидных Cu-Ni месторождений докембрийских областей, например, в Западной Австралии [15]. Если такое явление наблюдается, то оно может быть связано с незначительным МПГ содержанием в мантии региона исследований. Альтернатива такому объяснению отсутствия платинометалльной минерализации в мантийно-произведенных магмах – сохранение МПГ в мантийном источнике из-за низкой степени парциального плавления мантии. Некоторые исследователи считали, что в легкоплавких сульфидах такие МПГ, как Pt и Pd, могли отсутствовать или наличествовали только другие минеральные формы, например, тугоплавкие Os-Ir или RuS₂ соединения [4]. Поэтому влияние парциального плавления мантии на содержание МПГ в инициальных магмах контролировалось не только содержаниями платиноидов в мантии региона, но и минеральным составом платиноидов. Только сочетание обоих факторов – количества платиноидов в мантии региона и пропорций разных минеральных элементов платиноидов в мантийных источниках региона – может объяснить различия в концентрации платиноидов в мантийно-произведенных магмах. Но такое объяснение недостаточно. В некоторых ситуациях, например, для рудного района или небольшой области, оно удовлетворительно, но может оказаться ошибочным при сравнении мафит-ультрамафитовых интрузий из различных геолого-тектонических позиций. Так, например, Б. Ли [7], изучив характер платинометалльного рудообразования и эволюцию мафит-ультрамафитового магматизма в китайской части ЦАОП (Хинган-Монгольский орогенический пояс), пришел к выводу, что формирование платиноносного магматизма произошло при 20 % парциальном плавлении мантии. Сравнив этот результат с заключением [14] относительно крупного сульфидно-никелевого и платинометалльного месторождения Жинчуан о формировании мафит-ультрамафитового магматизма при 25 % парциальном плавлении мантии, можно в целом прийти к выводу, что парциальное плавление мантии не является основополагающим фактором образования платиновой минерализации для мафит-ультрамафитового магматизма. Хотя расхождения в проценте парциального плавления мантии для двух разных по масштабам месторождений кажутся незначительными, но именно в этом и заключается их существенное различие. Более того, оказывается, что для этих двух месторождений существует небольшое расхождение и в возрасте. Логично предположить, что мантийная возрастная эволюция может также быть существенным фактором генезиса платинометалльного оруденения. Намечается явная тенденция к уменьшению содержания платиноидов в мантийных мафит-ультрамафитовых породах в зависимости от их возраста (таблица). Таблица показывает, что содержание платиноидов в месторождениях в среднем повышается с увеличением возраста

месторождений (рисунок), что можно объяснить последовательной экстракцией платиноидов из расплавов при парциальном плавлении мантии, особенно если платиноиды присутствовали в виде легкоплавких сульфидов. Это особенно заметно, если мантия подвергалась неоднократному парциальному плавлению или выплавлению ультрамафитов, что давало все меньшее количество платиноидов в более поздних выплавках, а, значит, и в более поздних месторождениях. Таким образом, геохимический тип мантии (обедненная или обогащенная) также явился одним из факторов специализации ультрамафитовых интрузий на платинометалльное оруденение. Геохимический мантийный тип был изучен на основе изучения изотопных составов Nd и Sr в базальтах срединно-океанических хребтов. Исследования показали, что такие базальты ведут свое происхождение из глубинных источников с более высокими отношениями Sm/Nd и более низкими отношениями Rb/Sr по сравнению с хондритовым резервуаром [2, раздел 13.2]. Такие породные источники называют «обедненными», так как они, по-видимому, теряют Rb и другие литофильные компоненты, в том числе и легкие платиноидные элементы (Os, Re, Ir) при парциальном плавлении отдельных участков мантии. Однако в участках мантии существуют также «обогащенные» источники магматических пород, которые имеют более высокие отношения Rb/Sr и более низкие отношения Sm/Nd, а также более высокое содержание тяжелых сидерофильных платиноидов (Pt, Pd, Rh), чем во всем объеме мантии Земли. Явное присутствие в мантии двух типов источников магм дало повод предположить, что присутствие или отсутствие платиноидной минерализации в сульфидных Cu-Ni месторождениях является следствием смешения магм, ведущих свое происхождение из этих двух источников. Исследования геохимии МПГ обеспечили перспективы изучения мантии, ее типов и взаимодействия мантии и коры. У таких элементов, как МПГ: Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd и Re – имеется сильное сродство этих металлов к сульфидам относительно силикатов мантии. Эти элементы также обладают переменным поведением, разделяющимся между очень совместимыми Os, Ir, Ru и Rh, относительно совместимыми Pt и Pd и умеренно несовместимым Re во время процессов плавления и кристаллизации [5]. Такие геохимические свойства в комбинации с долгоживущими ¹⁸⁷Re/¹⁸⁷Os и ¹⁹⁰Pt/¹⁸⁶Os системами делают эти элементы своеобразными трассерами ультрамафитовых магм по их происхождению из различных типов мантийных выплавов. У. Майер и Д. Гровс [9] пришли к выводу, что образование МПГ в месторождениях контролируется возрастными и литосферными факторами (типом мантии). Можно полагать, что геохимическая природа мантии дополнительно влияет на концентрацию МПГ в сульфидных Cu-Ni ± PGE месторождениях через мантийный тип (обогащенная или обедненная мантия), из которого происходили мафит-ультрамафитовые

Возраст месторождений, среднее содержание платиноидов (МПП) в рудах и геохимический тип мантии (месторождения пронумерованы для корреляции с рисунком и ранжированы по удревнению возраста)

Месторождение, страна	Среднее содержание МПП, ppm	Возраст, млрд лет	Тип мантии (геохимический)
1. Игл Несет, Канада	4,70	2,77	Обедненная
2. Бёрд Ривер, Канада	1,76	2,74	Не установлен
3. Камбалда, Австралия	1,13	2,70	Обедненная
4. Лак дес Илс, Канада	1,85	2,70	Обедненная
5. Мунни Мунни, Австралия	2,90	2,70	Обогащенная
6. Великая Дайка, Зимбабве	5,42	2,59	Обогащенная
7. Портимо, Финляндия	1,92	2,44	Обогащенная
8. Койтилайнен, Финляндия	1,0	2,44	Обедненная
9. Кейвица, Финляндия	0,60	2,06	Не установлен
10. Бушвельд, ЮАР	5,67	2,05	Обогащенная
11. Томпсон, Канада	0,83	1,90	Обедненная
12. Раглан, Канада	3,76	1,90	Обедненная
13. Садбери, Канада	1,17	1,84	Обогащенная
14. Войсис Бэй, Канада	1,19	1,32	Обедненная
15. Дулут, США	0,66	1,10	Обогащенная
16. Игл, США	1,20	1,10	Обогащенная

породы и месторождения с МПП. Это можно проследить на примере сульфидных Cu-Ni месторождений КНР в ЦАОП, в котором два месторождения принадлежат к единой мезозойской эре активизации. Тектонические исследования китайских геологов показали, что платиноносное месторождение Жинчуан было сформировано в континентально-рифтовой обстановке, в то время как сульфидно-никелевые месторождения без платиноидной минерализации – образованы в обстановке коллизионного орогена [12], где мафит-ультрамафитовый магматизм был произведен из различного геохимического типа мантийного источника. Магмы для месторождения Жинчуан были выплавлены из обогащенной мантии [6; 8], в то время как магмы группы сульфидных Cu-Ni месторождений, не обладающие платинометалльной минерализацией, были связаны с обедненной мантией [17; 18]. На основе этих фактов можно полагать, что тип мантии (обогащенная или обедненная) является одним из критических факторов, которые контролируют платинометалльную минерализацию в магматических сульфидных Cu-NI-PGE месторождениях.

Можно также сделать вывод, что при эволюции мантии большие пропорции платиноидов, которые присутствовали в качестве компонентов в составе легкоплавких платинометалльных сульфидов, были экстрагированы из мантии, но частично соединения платиноидов были также сохранены в остаточной мантии. Если по каким-либо причинам не происходило добавление платиноидов в мантию, то магмы из

остаточных мантийных парциальных плавлений, естественно, содержали их меньше. Поэтому более поздние по времени сульфидные Cu-Ni мафит-ультрамафитовые месторождения иногда вовсе не включают в себя платинометалльной минерализации. В других случаях молодые пермь-триасовые Cu-NI-PGE месторождения содержат богатые платиноидные ресурсы, например, руды месторождения Норильск-Талнах, где одноактное мантийное парциальное плавление способствовало образованию ультрамафитовых пород из обогащенной мантии [10].

Конечно, процессы, ведущие к обогащению верхней мантии платиноидами, не очень ясны –

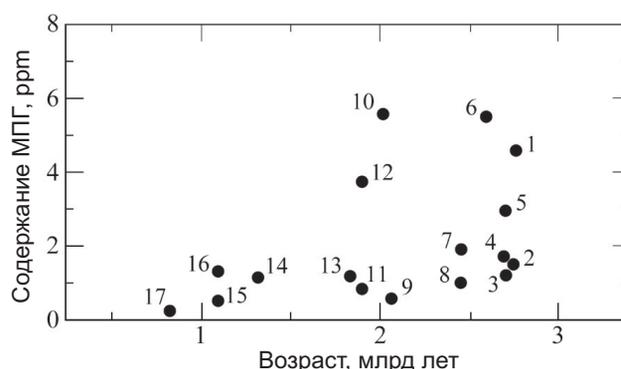


Рис. Корреляция средних содержаний МПП (в ppm из таблицы) в сульфидных рудах Cu-Ni ± PGE месторождений в отношении к их возрасту (млрд лет), которые приведены в таблице. Цифры означают названия месторождений, показанных в таблице

мантийное обогащение может происходить при коровой ассимиляции, до-субдукционном изменении океанических пород, восхождении новых порций магм, флюидов или летучих компонентов. Но все же коровая ассимиляция не может дополнительно доставить платиноидный материал, поскольку кора не так уж богата платиноидами [1; 9], а реальными агентами доставки платиноидов могут быть мобильные флюиды из глубинной мантии.

Заключение. 1. Мафит-ультрамафитовые интрузии с сульфидными Cu-Ni месторождениями, не несущими платинометалльного оруденения, были генерированы при неоднократном парциальном плавлении обедненной мантии.

2. Существуют причинные связи между обедненными или обогащенными платиноидами сульфидных Cu-Ni месторождений, геохимической природой и возрастной эволюцией мантии. С возрастным развитием мантии легкоплавкие пропорции платиноидов могли быть экстрагированы из мантии при ее раннем парциальном плавлении. В остаточных порциях мантии сохраняется меньшая часть платиноидов, которые могли быть извлечены из нее в менее богатые платиноидами руды при последующем мантийном плавлении.

3. Возраст мафит-ультрамафитовых интрузий и геохимический тип (обедненная или обогащенная) мантии, из которой были произведены интрузии, могут быть индикаторами оценки платинометалльного потенциала таких интрузий. Разведка и поиски магматических сульфидных Cu-Ni месторождений, обогащенных платиноидами, могут быть более успешными, если они направлены на области, где известно существование древних мафит-ультрамафитовых интрузий и приуроченных к ним сульфидно-никелевых месторождений. Меньший успех сулят поиски, сосредоточенные в районах распространения месторождений ультрамафитовых формаций более молодого возраста, особенно если те имеют магматическое происхождение из обедненной мантии и подвергались неоднократному парциальному мантийному плавлению.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР FMUW-2022-0004.

6. Jiang C. Y. et al. Comparison of host magmatic sulfide and oxide deposits of mafic-ultramafic intrusions and review the mineralizing processes / C. Y. Jiang, Z. D. Xia, J. L. Ling, M. Z. Xia, R. H. Lu, F. F. Guo // *Acta Petrol. Sinise.* – 2011. – Vol. 27. – Pp. 3005–3020.

7. Li B. Q. Study on Quantative Modeling of Trace Elements in Magmatic Processes and its Application. (Master thesis). – 2013. – Jilin University. Changchun. (In Chinese with English abstract).

8. Li X. H. et al. SRIMP U-Pb zircon age of Junchuan ultramafic intrusion and its geological significance / X. H. Li, I. Su, B. Song, D. Y. Liu // *Chin. Sci. Bull.* – 2004. – Vol. 49. – Pp. 420–422.

9. Maier W. D., Groves D. I. Temporal and spatial controls on the formations of magmatic PGE and Ni-Cu deposits. // *Miner. Deposita.* – 2011. – Vol. 46. – Pp. 841–857.

10. Naldrett A. J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in the genesis. // *Miner. Deposita.* – 1999. – Vol. 34. – Pp. 227–240.

11. Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. – Springer, Heidelberg, 2004. – 378 p.

12. Pirajno E. et al. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny / E. Pirajno, R. E. Ernst, A. S. Borisenko, G. Fedoseev, E. A. Naumov // *Ore Geol. Rev.* – 2009. – Vol. 35. – Pp. 114–136.

13. Su S. G. et al. Controls on variations of platinum-group element concentrations in the sulfide ores of the Jinchuan Ni-Cu deposit, western China / S. G. Su, C. S. Li, M. F. Shou, E. M. Ripley, L. Qi // *Miner. Deposita.* – 2008. – Vol. 43. – Pp. 609–622.

14. Sun H. et al. Constraint of mantle partial melting on PGE mineralization of mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan: case study on Tulargen and Xiangshang Cu-Ni deposits / H. Sun, K. Z. Qin, J. X. Li, D. M. Tang, X. Fan, Q. H. Xiao // *Acta Petrol. Sin.* – 2008. – Vol. 24. – Pp. 1079–1086. (In Chinese with English abstract).

15. Sun S.-S. et al. Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of mafic-ultramafic rocks: examples from the west Pilbara Block and Halls Creek Mobile Zone, Western Australia / S.-S. Sun, D. A. Wallace, D. M. Hoatson, A. Y. Glikson, R. R. Keays // *Precambrian Research.* – 1991. – Vol. 50. – Pp. 1–35.

16. Wang J. M. et al. Geology and genesis of the Shou'an PGE-Cu-Ni deposit, Henan province / J. M. Wang, Y. J. Chen, S. I. Li, G. M. Wang, M. Mi // *J. Mineral. Petrol.* – 2013. – Vol. 26. – Pp. 31–37. (In Chinese with English abstract).

17. Wei B. et al. Origin of PGE-depleted Ni-Cu sulfide mineralization in the Triassic Hongquiling No7 orthopyroxenite intrusion, central Asian orogenic belt, northeastern China / B. Wei, C. Y. Wang, C. Li, Y. Sun // *Econ. Geol.* – 2013. – Vol. 108. – Pp. 1813–1831.

18. Zhang G. L., Wu F. Y. Geochronology significance of the post-orogenic mafic-ultramafic rocks in Hongquiling area of Jinlin province, NE China // *Seismol. Geol.* – 2005. – Vol. 27. – Pp. 600–608. (In Chinese with English abstract).

1. Тейлор С. М., Мак-Леннан С. Р. Континентальная кора et состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 380 с.

2. Фор Г. Основы изотопной геологии. Раздел 13-1. Мантийная последовательность. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

3. Ярмолук В. В., Козловский А. М., Лебедев В. И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // *Петрология.* – 2017. – № 4. – С. 362–394.

4. Barnes S. J., Naldrett A. J., Corton M. P. The origin of fractionation of platinum group elements in terrestrial magmas // *Chem. Geol.* – 1985. – Vol. 53. – Pp. 303–323.

5. James M. D. Hotspot volcanism and highly siderophile elements // *Chem. Geol.* – 2013. – Vol. 341. – Pp. 50–74.

1. Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford, 1985, 312 p.

2. Faure G. Principles Isotope geology. Moscow, World, 1989, 590 p.

3. Yarmoluk V. V., Kozlovsky A. M., Lebedev V. I. Neoproterozoic magmatic complexes Songin block (Mongolia): to problem of formation and correlation Precambrian terrains of Central-Asian orogenic belt. *Petrology*, 2017, no. 4, pp. 362–394. (In Russian).

4. Barnes S. J., Naldrett A. J., Corton M. P. The origin of fractionation of platinum group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 1985, vol. 53, pp. 303–323.

5. James M. D. Hotspot volcanism and highly siderophile elements. *Chem. Geol.*, 2013, vol. 341, pp. 50–74.

6. Jiang C. Y., Xia Z. D., Ling J. L., Xia M. Z., Lu R. H., Guo F. F. Comparison of host magmatic sulfide and oxide deposits of mafic-ultramafic intrusions and review the mineralizing processes. *Acta Petrol. Sinise*, 2011, vol. 27, pp. 3005–3020.
7. Li B. Q. Study on Quantative Modeling of Trace Elements in Magmatic Processes and its Application. (Master thesis), 2013, Jilin University, Changchun. (In Chinese with English abstract).
8. Li X. H., Su I. Song B., Liu D. Y. SRIMP U-Pb zircon age of Junchuan ultramafic intrusion and its geological significance. *Chin. Sci. Bull*, 2004, vol. 49, pp. 420–422.
9. Maier W. D., Groves D. I. Temporal and spatial controls on the formations of magmatic PGE and Ni-Cu deposits. *Miner. Deposita*, 2011, vol. 46, pp. 841–857.
10. Naldrett A. J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in the genesis. *Miner. Deposita*, 1999, vol. 34, pp. 227–240.
11. Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer, Heidelberg, 2004, 378 p.
12. Pirajno E., Ernst R. E., Borisenko A. S., Fedoseev G., Naumov E. A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, 2009, vol. 35, pp. 114–136.
13. Su S. G., Li C. S., Shou M. F., Ripley E. M., Qi L. Controls on variations of platinum-group element concentrations in the sulfide ores of the Jinchuan Ni-Cu deposit, western China. *Miner. Deposita*, 2008, vol. 43, pp. 609–622.
14. Sun H., Qin K. Z., Li J. X., Tang D. M., Fan X., Xiao Q. H. Constraint of mantle partial melting on PGE mineralization of mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan: case study on Tulargen and Xiangshang Cu-Ni deposits. *Acta Petrol. Sin.*, 2008, vol. 24, pp. 1079–1086. (In Chinese with English abstract).
15. Sun S.-S., Wallace D. A., Hoatson D. M., Glikson A. Y., Keays R. R. Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of mafic-ultramafic rocks: examples from the west Pilbara Block and Halls Creek Mobile Zone, Western Australia. *Precambrian Research*, 1991, vol. 50, pp. 1–35.
16. Wang J. M., Chen Y. J., Li S. I., Wang G. M., Mi M. Geology and genesis of the Shou’an PGE-Cu-Ni deposit, Henan province. *J. Mineral. Petrol.*, 2013, vol. 26, pp. 31–37. (In Chinese with English abstract).
17. Wei B., Wang C. Y., Li C., Sun Y. Origin of PGE-depleted Ni-Cu sulfide mineralization in the Triassic Hongquiling No7 orthopyroxenite intrusion, central Asian orogenic belt, northeastern China. *Econ. Geol.*, 2013, vol. 108, pp. 1813–1831.
18. Zhang G. L., Wu F. Y. Geochronology significance of the post-orogenic mafic-ultramafic rocks in Hongquiling area of Jinlin province, NE China. *Seismol. Geol.*, 2005, vol. 27, pp. 600–608. (In Chinese with English abstract).

Турченко Станислав Иванович – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Stanislav Ivanovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, Russia, 199034. <turchsi@mail.ru>

КОНСТАНТИН МИХАЙЛОВИЧ ХУДОЛЕЙ (1922–2007)

к 100-летию со дня рождения

11 августа 2022 г. исполнилось 100 лет со дня рождения Константина Михайловича Худолея, признанного во всем мире специалиста по стратиграфии мезозоя и региональной геологии Кубы и Дальнего Востока России.

Появление Константина Михайловича в геологии было в значительной степени случайным. После суровой блокадной зимы 1941–1942 гг. он был эвакуирован из Ленинграда в Ташкент, где, придя в себя после ужасов блокады, 1 августа 1942 г. устроился на работу коллектором в Узгенскую геологоразведочную партию треста «Средазуглеразведка» и неожиданно почувствовал интерес к породам и структурам. С этого момента вся его жизнь была неразрывно связана с геологией.

Вернувшись в Ленинград и поступив в 1946 г. в Горный институт, К. М. Худолей продолжил работу в составе Чаткальской группы Фергано-Алайской экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста (ВАГТ), а в марте 1949 г., будучи еще студентом 3 курса, стал начальником партии Дальневосточной экспедиции. Начался «дальневосточный» период научной деятельности Худолея, время его становления как ученого. Возглавив партию Дальневосточной экспедиции ВАГТа, он занимался геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 хребта Сихотэ-Алинь, который в то время был одним из «белых пятен» на геологической карте. Еще не завершив обучения, Константин Михайлович представил первые отчеты по геологическому строению и полезным ископаемым региона. В это же время у него появился интерес к стратиграфии мезозоя — в дальнейшем одному из основных направлений его научных исследований. Собранных в ходе геолого-съемочных работ материалов К. М. Худолею с избытком хватило не только для защиты дипломной работы в 1951 г., но и для поступления в аспирантуру Горного института, и для подготовки кандидатской диссертации, также успешно защищенной в 1954 г. За год до этого Дальневосточная экспедиция ВАГТа была переведена во ВСЕГЕИ, где и проходила в дальнейшем вся научная и производственная деятельность Константина Михайловича.

По мере изучения геологии Дальнего Востока К. М. Худолей участвовал в составлении стратиграфических схем и сводных геологических



карт. Появились его первые публикации (всего в течение жизни их было свыше 200 — на русском, испанском и английском языках). Постепенно он завоевал признание как эксперт по региональной геологии. Это и послужило основой для включения К. М. Худолея в состав группы геологов, командированных в 1961 г. на Кубу для изучения ее геологического строения и составления карт.

К. М. Худолей был на Кубе дважды: первый раз с 1961 по 1965 гг., второй — в 1974 г. Именно в этот период, с начала 1960-х до середины 1970-х гг., который можно назвать «кубинским», наиболее ярко проявились его качества как исследователя. Константин Михайлович сразу стал скрупулезно изучать многочисленные геологические материалы как хранящиеся в закрытых фондах частных компаний, так и открытые после национализации, проведенной правительством Кубы после революции. Помимо языкового барьера, значительную сложность представлял

стиль изложения зарубежного материала, значительно отличавшийся от традиционного для отечественной геологической школы. Все это мешало восприятию и усвоению данных, а значит, исследованиям. Но условия контракта были довольно жесткие, и уже в 1962 г. вышла первая Геологическая карта Кубы масштаба 1 : 1 000 000, а через год была принята к печати Карта полезных ископаемых Кубы масштаба 1 : 500 000; в обеих Константин Михайлович был соавтором и соредактором. Главным итогом этих работ стала крупная сводка по геологии Кубы с приложением отдельного тома с картами, выпущенная коллективом российских и кубинских геологов в 1964 г., в составлении которой К. М. Худолей играл ключевую роль. Этот труд был переиздан на Кубе в 1974 г., а до этого, в 1968 г., переведен на английский язык и опубликован в США. Ссылки на данную работу можно найти и спустя 40 лет после ее издания. Во второй половине 1960-х — начале 1970-х гг. на Кубе были изданы монографии К. М. Худолея по биостратиграфии мезозоя и геологическому строению Карибского региона, а также Геологическая карта Карибского региона — первые столь детальные обобщения геологического строения и эволюции региона.

Основными критиками этих исследований были американские геологи, работавшие на Кубе до революции 1959 г. Активная переписка и обмен мнениями привели к появлению совместных публикаций, в том числе книги по палеогеографии и геологической истории Больших Антильских островов, изданной в серии «Memoirs» Геологического общества Америки. Две статьи, опубликованные в *AAPG Bulletin*, в дальнейшем переиздавались в серии «Benchmark papers in geology».

Важным итогом исследований Карибского региона стала докторская диссертация, защищенная Константином Михайловичем в 1968 г.

С середины 1970-х гг. основные исследования К. М. Худолея вновь сфокусировались на востоке Азии; в 1978 г. вышли книга и атлас по стратиграфии и палеобиогеографии Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, где он был соредактором и автором разделов по мезозою и кайнозою. Эти работы подвели итог многолетних исследований большого коллектива геологов ВСЕГЕИ. В конце 1980-х здоровье К. М. Худолея резко ухудшилось, что стало одной из причин его выхода на пенсию в 1992 г. Но до самых последних дней он продолжал работать над интересовавшими его научными темами, публиковал статьи, в том числе в журнале «Региональная геология и металлогения».

Работая над публикациями и отчетами, Константин Михайлович всегда был открыт для обсуждений с коллегами. Отдельного упоминания заслуживают его теплые, дружеские отношения с кубинскими геологами. Двери его дома неизменно оставались открытыми как для маститых ученых, так и для аспирантов. Таким же было отношение к нему и со стороны кубинцев. Институт минеральных ресурсов и Геологическое общество Кубы отметили его исследования пятью дипломами, а в 1964 г. — небывалый случай — Константин Михайлович участвовал в Международном геологическом конгрессе в Дели (Индия) с докладом о геологии Кубы в качестве официального делегата от Республики Куба!

Память о К. М. Худолее навсегда сохранится в сердцах тех, кто знал его при жизни, а его работы по-прежнему остаются востребованными новым поколением геологов.

Руководство ВСЕГЕИ, коллеги и друзья

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Статья должна быть предоставлена в издательство в двух вариантах: для рецензентов (см. п. 10) и редакции (см. пункты 1, 5, 7, 8) – с целью дальнейшего опубликования в журнале после внесения всех необходимых замечаний и исправлений.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ. Статьи, требующие доработки, высылаются авто-

рам. Если статья не принимается редколлегией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках – английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы. К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

Требования к оформлению авторских оригиналов статей

При подготовке статей редакция просит авторов руководствоваться следующими правилами:

1. Максимальный объем статьи не более 40 страниц, включая таблицы, графику и список литературы (или объем текста, равный 40 тыс. знаков (с пробелами), графических материалов – 3000 см²).

Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Word Document (*.doc) с желательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата А4.

2. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, межстрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Автор (соавторы) обязательно подписывает бумажную распечатку после предоставленных о себе на русском и английском языках сведений (фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное

название организации и ее почтовый адрес, e-mail, контактный телефон).

3. К статье обязательно прилагается аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7) на двух языках – русском и английском. Фамилия, имя и место работы автора, название статьи также даются на двух языках.

4. При наборе недопустимо использование пробелов или табуляции вместо абзацных отступов, а также двойных (тройных и т. д.) пробелов между словами в тексте. Приводимые единицы измерения должны соответствовать системе СИ.

Заголовки внутри статьи можно размещать по центру. Допускаются выделения полужирным или курсивным шрифтом. Для всего текста используются кавычки одного типа («елочки»).

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times New Roman символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать редактор формул Microsoft Equation. Нумеровать следует только те формулы, на которые есть ссылки в последующем тексте.

5. Каждый рисунок или таблица предоставляется отдельным файлом. Содержащие их файлы нумеруются в том порядке, в каком будут располагаться в тексте: например, Рис. 01, Рис. 02, Табл. 1, Табл. 2 и т. д. Рисунки, схемы, таблицы должны иметь свою сквозную нумерацию и ссылки в тексте, например (рис. 1) или (табл. 7).

6. Таблицы набираются шрифтом Times New Roman, размер 9 пт, через один интервал и обязательно должны иметь название; слова в названиях таблиц не сокращаются. Максимальный размер таблицы не должен превышать формат журнальной полосы — 17×25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

7. Каждый рисунок предоставляется отдельно без вложения в документ Word, без компрессии (сжатия) в форматах *.cdr (графический редактор Corel Draw до версии 15.0), *.eps, *.tif или *.jpg (в параметрах изображения качества выбирается наилучшее — 12). Фотографии и полутоновые иллюстрации выполняются с разрешением не менее 300 dpi. Векторные иллюстрации передаются в формате файла графического редактора, в котором они были подготовлены, или в формате *.eps, и иметь разрешение не ниже 600 dpi. В случае предоставления рисунков с меньшим разрешением, автор дает письменное подтверждение об отсутствии претензий по их качеству.

Диаграммы должны быть выполнены только в графическом редакторе (не в Microsoft Office).

Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий — не менее 0,2 мм. Рекомендуется использовать стандартные шрифты (Times New Roman, Arial, Symbol). При использовании специальных шрифтов автор передает их в отдельной папке одновременно со всеми материалами.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать (СМУК). Использование красок типа PANTON не допускается. Черный цвет шрифта и линий всегда задается параметром 100 % Black.

Оригиналы рисунков должны иметь размеры по ширине, соответствующие их информативности: 8 см (на одну колонку) либо 17 см (на две колонки), по высоте не превышать 25 см.

8. Все подрисовочные подписи предоставляются в отдельном текстовом файле. Подпись

должна содержать слово «Рис.», номер рисунка и после точки его название.

9. Список литературы (не более 25–30 названий) составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. При ссылке в тексте на источник литературы указывается только его порядковый номер, заключающийся в квадратные скобки.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники, ГОСТы, ТУ и т. п. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2022).

После списка литературы на русском языке приводится его транслитерация латиницей.

10. К файлам текста, подрисовочным подписям и рисункам прикладывается единый файл в формате pdf, в котором рисунки с подрисовочными подписями и таблицы заверстываются в текст по месту ссылок на них или помещаются в конец статьи.

11. Рекомендуем авторам ознакомиться с основными ГОСТами по издательскому делу, согласно которым оформляется любая рукопись:

– ГОСТ 7.89-2005 «Оригиналы текстовые авторские и издательские. Общие требования»;

– ГОСТ Р 7.0.83-2013 «Электронные издания. Основные виды и выходные сведения»;

– ГОСТ Р 7.0.100-2018 «Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и правила составления»;

– ГОСТ 7.80-2000 «Библиографическая запись. Заголовок. Общие требования и правила составления»;

– ГОСТ 7.0.12-2011 «Библиографическая запись. Сокращение слов и словосочетаний на русском языке. Общие требования и правила»;

– ГОСТ 7.11-2004 «Библиографическая запись. Сокращение слов и словосочетаний на иностранных европейских языках»;

– ГОСТ Р 7.05-2008 «Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления»;

– ГОСТ 7.79-2000 «Правила транслитерации кирилловского письма латинским алфавитом».

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74

Журнал «Региональная геология и металлогения»

Телефон редакции: 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

