

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**2019
78**

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY and
METALLOGENY

Основан в 1993 году

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

№ 78/2019

Главные редакторы

МОРОЗОВ Андрей Федорович

Зам. руководителя Федерального агентства по недропользованию

ПЕТРОВ Олег Владимирович

Генеральный директор ВСЕГЕИ

Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV

Deputy Head of the Federal Agency of Mineral Resources

Oleg PETROV

Director General VSEGEI

Санкт-Петербург ♦ Издательство ВСЕГЕИ

Главные редакторы:

Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук

Петров О.В., д-р геол.-минерал. наук, д-р эконом. наук

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD

Petrov O.V., D.Sc.

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН

Масайтис В.Л., д-р геол.-минерал. наук

Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS

Masaitis V.L., D.Sc.

Tolmacheva T.Yu., D.Sc.

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)

Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН)

Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)

Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)

Ермилова О.К. (ВСЕГЕИ)

Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)

Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Котов А.Б., д-р геол.-минерал. наук (ИГД 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)

Ошуркова М.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГТМ РАН)

Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН)

Худoley А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)

Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)

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)

Ermiлова O.K. (VSEGEI)

Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI)

Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI)

Kotov A.B., D.Sc. (IPGG RAS)

Larichev A.I., PhD (VSEGEI)

Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)

Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)

Oshurkova M.V., D.Sc. (VSEGEI)

Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI)

Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc. (SGM RAS)

Sysoev A.P., D.Sc. (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)

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://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content

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

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, О. Е. Степурко, С. В. Щербакова

Подписано в печать 08.07.2019. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 15,8. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000560

Адрес издательства

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

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, 199178, Россия

Тел. (812) 328-91-90, факс 321-81-53

www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

REGIONAL GEOLOGY

- Г. С. Искюль* 5 *G. S. Iskyul*
Фосфатизированные поверхности перерыва
в известняках кундаского горизонта
(дарривильский ярус, средний ордовик)
Северо-Запада России
Phosphatized discontinuity surfaces
in the limestone of the Kunda Regional Stage
(Middle Ordovician)
in northwest Russia
- Б. А. Зайцев, В. В. Аркадьев* 21 *B. A. Zaitsev, V. V. Arkad'ev*
Новые данные о нижнеюрских аммонитах
бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым)
New data on the Lower Jurassic ammonites
of the Bodrak River Basin (Southwestern Crimea)
- Т. Л. Модзалевская* 31 *T. L. Modzalevskaya*
Силурийские брахиоподы
хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье)
и их палеогеографические связи
Silurian brachiopods
of the Sette-Daban Ridge (South Verkhoyansk area)
and their paleogeographic ties
- Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, С. Г. Скублов* 40 *N. I. Gusev, L. Yu. Sergeeva, S. G. Skublov*
Свидетельства переработанной эоархейской коры
на Анабарском щите (Сибирский кратон)
Evidence of the reworked Eoarchean crust
in the Anabar Shield (Siberian Craton)
- В. Ю. Забродин* 58 *V. Yu. Zabrodin*
Основные черты геологического строения
и тектоническая позиция
Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток)
Main geological features
and tectonic position
of the Norsko-Sukhotinsky Trough (the Far East)
- Э. М. Бугрова, И. В. Гульпа* 70 *E. M. Bugrova, I. V. Gulpa*
Новые сведения по стратиграфии верхнего мела
и находка морского палеогена
на востоке Чукотского полуострова
(по данным изучения фораминифер)
New data on Upper Cretaceous stratigraphy
and the discovery of the marine Paleogene
on the eastern Chukotka Peninsula
(based on foraminifers' studies)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

METALLOGENY

- С. И. Турченко* 76 *S. I. Turchenko*
Золото в морской воде докембрийских океанов:
применимость к формированию
золоторудных месторождений
Gold in the seawater of Precambrian oceans:
application to Au deposits formation
- А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, М. Ю. Смирнов,
Г. А. Кирсанов, И. О. Смирнова, В. О. Павлова* 82 *A. A. Kirsanov, K. L. Lipiyaynen, M. Yu. Smirnov,
G. A. Kirsanov, I. O. Smirnova, V. O. Pavlova*
Выявление площадей, перспективных
на золотое оруденение, на основе
результатов обработки аэро- и космических
гиперспектральных данных
Identification of areas perspective
for gold mineralization based
on results of airborne and satellite
hyperspectral data processing

*С. И. Трушин, В. Е. Кириллов, Д. С. Буханова,
В. М. Чубаров*

Минералогические особенности золотых руд
Албазинского и Ульбанского рудных районов
(Хабаровский край)

91

*S. I. Trushin, V. E. Kirillov, D. S. Bukhanova,
V. M. Chubarov*

Mineralogical features of gold
ores from the Albazinsky and Ulbansky ore districts
(Khabarovsk Territory)

Л. И. Гурская

Хромитовые месторождения
Сирийской Арабской Республики:
строение, состав, перспективы

98

L. I. Gurskaya

Chromite deposits
of the Syrian Arab Republic:
geology, composition, prospects

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

MEMORIALS

Л. Р. Колбанцев, О. К. Ермилова

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
в годы блокады Ленинграда (1941–1944)

103

L. R. Kolbantsev, O. K. Ermilova

All-Union Geological
Research Institute
during the Siege of Leningrad (1941–1944)

ЮБИЛЕИ

ANNIVERSARIES

Евгений Александрович Козловский

117

Evgeniy Aleksandrovich Kozlovskiy

Фосфатизированные поверхности перерыва в известняках кундаского горизонта (дарривильский ярус, средний ордовик) Северо-Запада России

Поверхности перерыва с фосфатной импрегнацией широко распространены в конденсированных карбонатных разрезах нижнего — среднего ордовика Балтоскандии. Однако они трудно диагностируются и слабоизучены по сравнению с другими импрегнированными поверхностями (гётитовыми, пиритовыми и др.). На материале из эндоператитовых известняков кундаского горизонта проводится вещественно-морфологическая типизация фосфатизированных поверхностей перерыва, рассматривается распределение типов на палеофациальном профиле, дается интерпретация основных морфологических особенностей. В наиболее мелководных и высоко-энергетических литофациях (биокластовые грейн- и пакстоуны, проксимальные вакстоуны) широко распространены поверхности перерыва с тонкой обычно эродированной импрегнацией и раковины с фосфатным заполнением — реликты полностью эродированных поверхностей перерыва. В более глубоководных фациях вакстоунов развиты поверхности с глубокой фосфатной импрегнацией, варьирующие от твердого (сильно фосфатизированные небиотурбированные) до мягкого дна (слабо фосфатизированные биотурбированные).

Ключевые слова: ордовик, кундаский горизонт, поверхности перерыва, биотурбация, твердое дно, мягкое дно.

G. S. ISKYUL (VSEGEI)

Phosphatized discontinuity surfaces in the limestone of the Kunda Regional Stage (Middle Ordovician) in northwest Russia

Phosphatized discontinuity surfaces are widely distributed in Lower — Middle Ordovician condensed carbonate sections of Baltoscandia. However, it is difficult to diagnose them and therefore they are poorly studied as compared to other impregnated surfaces. Morphological typification and genetic interpretation of the phosphatized discontinuities are given using material from the Endoceras limestone of the Kunda Regional Stage. The distribution of the discontinuity surfaces on the paleofacies profile is shown. The discontinuity surfaces with fine, usually eroded impregnation and phosphate-filled shells which are relics of full-eroded surfaces are common in the most shallow-water and high-energy lithofacies (bioclastic grain- and packstones, proximal wackestones). In the deeper-water wackestones, the discontinuity surfaces with deeper phosphate impregnation, varying from hardground (strongly phosphatized, not bioturbated) to softground (weakly phosphatized, bioturbated) are common.

Keywords: Ordovician, Kunda Regional Stage, discontinuity surfaces, bioturbation, hardground, softground.

Как цитировать эту статью: Искюль Г. С. Фосфатизированные поверхности перерыва в известняках кундаского горизонта (дарривильский ярус, средний ордовик) Северо-Запада России // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 5–20.

Введение. Нижняя часть ордовикской карбонатной серии (флоский — дарривильский ярусы) эстонско-российской части Балтийско-Ладожского глинта представлена конденсированными нетропическими биокластическими известняками, содержащими на отдельных уровнях глауконит и некарбонатные оолиты (гётитовые, фосфатные, пиритовые). Характерной особенностью этих отложений являются поверхности перерыва (ПП), весьма разнообразные по морфологии и составу сингенетичной минерализации

[1–4]. Это комплексные седиментологические объекты, облик которых сформирован в ходе седиментогенеза (эрозия, седиментация) и раннего диагенеза (минерализация, литификация, растворение) при тесном взаимодействии с бентосной биотой. Поэтому изучение ПП включает целый ряд аспектов (литологический, геохимический, палеонтологический, палеоэкологический и др.) и исключительно важно для понимания седиментологии ордовикских карбонатных отложений Балтоскандии.

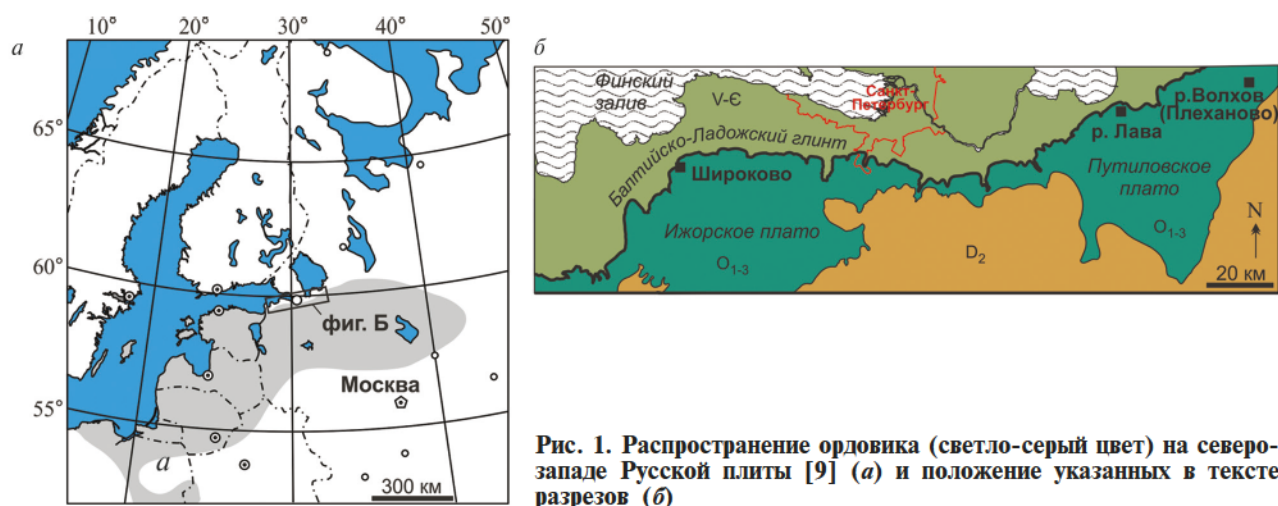


Рис. 1. Распространение ордовика (светло-серый цвет) на северо-западе Русской плиты [9] (а) и положение указанных в тексте разрезов (б)

На российской части глинта распространены ПП со следующими типами минерализации — гётитовой, глауконитовой [1, 2], пиритовой, гематит-фосфатной и фосфатной. Первые три типа легко диагностируются благодаря ярким тонам окраски — желтой у гётитовой минерализации, зеленой — глауконитовой, черной — пиритовой. Первые два типа минерализации многочисленны в нижней части карбонатной серии (латорпский, волховский горизонты). Напротив, бледноокрашенные фосфатизированные ПП и продукты их разрушения обычно пропускаются, что приводит к потере седиментологической информации и потенциальных стратиграфических маркеров. При этом фосфатизированные ПП появляются с самых низов карбонатной серии и в дарривильской части среднего ордовика (начиная с кундаского горизонта) составляют более 90 % от всех минерализованных ПП. В статье рассматриваются основные морфогенетические особенности фосфатизированных ПП и их распределение на профиле палеобассейна на примере эндоцератитовых известняков кундаского горизонта (подгоризонт $V_{III\beta}$).

Работа основана на изучении более 60 образцов ПП, собранных в ходе послойного изучения обнажений кундаского горизонта по рекам Копорье, Лава и Волхов (рис. 1). Данные обнажения характеризуют западную, переходную и восточную группы разрезов кундаского горизонта. Для проявления фосфатной импрегнации автором был использован метод травления известняков азотной кислотой, что позволило диагностировать даже ПП с зачаточной стадией импрегнации. Образцы распиливались поперек напластования через 0,5–1 см. Спилы шлифовались и травились 10%-й азотной кислотой в течение 20 с. В результате этой обработки фосфатная импрегнация приобретала контрастную белую окраску и небольшой положительный рельеф, что позволяло в деталях изучать морфологические особенности. Содержание

P_2O_5 определено методом ICP MS (15 проб) на приборе ELAN-DRC-6100 в лаборатории ВСЕГЕИ. Характеристика микроструктур карбонатных пород дана в терминах [6].

Стратиграфия и фации. Кундаский горизонт (дарривильский ярус, средний ордовик) обнажается на дневную поверхность вдоль денудационного уступа Балтийско-Ладожского глинта. На российской части глинта горизонт подразделен на три подгоризонта и шесть зон по азафидным трилобитам: подгоризонты $V_{III\alpha}$ (зона *expansus*), $V_{III\beta}$ (зона *ganciceps-striatus*) и $V_{III\gamma}$ (зоны *minor-pachyophthalmus*, *sulevi-ingrianus*, *laevissimus*) [7]. Основной объем горизонта составляют сероцветные биокластические известняки с ортоконами наутилоидей (эндоцератитовый известняк [11]). В нижней и верхней частях горизонта обычно присутствуют маломощные пачки известняков с гётитовыми оолитами — в интервале $V_{III\alpha}$ — низах $V_{III\beta}$ (нижний оолитовый слой) и на разных уровнях $V_{III\gamma}$ (верхний оолитовый слой).

Литологическая изменчивость кундаских отложений вдоль российской части глинта позволяет выделять три типа разрезов — западный, переходный и восточный. Западные разрезы (Нарва — Тосна, 7–8 м) сложены в основной части грубослоистыми биокластическими известняками с обильными фосфатизированными ПП и ортоконами наутилоидей.

Восточные разрезы (Плеханово на р. Волхов, 16,5 м; скв. Дяглево на р. Лынна, 15 м) сложены в основной части тонкослоистыми глинистыми известняками с тонкими пропластками глины. Поверхности перерыва здесь редки.

Разрезы переходного типа (Путилово — Войбокало, 10–12 м) в нижней части ($V_{III\alpha}$ и $V_{III\beta}$) аналогичны разрезам западного типа в верхней части ($V_{III\gamma}$) — восточного.

В статье рассматривается материал, полученный из эндоцератитовых известняков подгоризонта $V_{III\beta}$ (утриаская пачка). Для

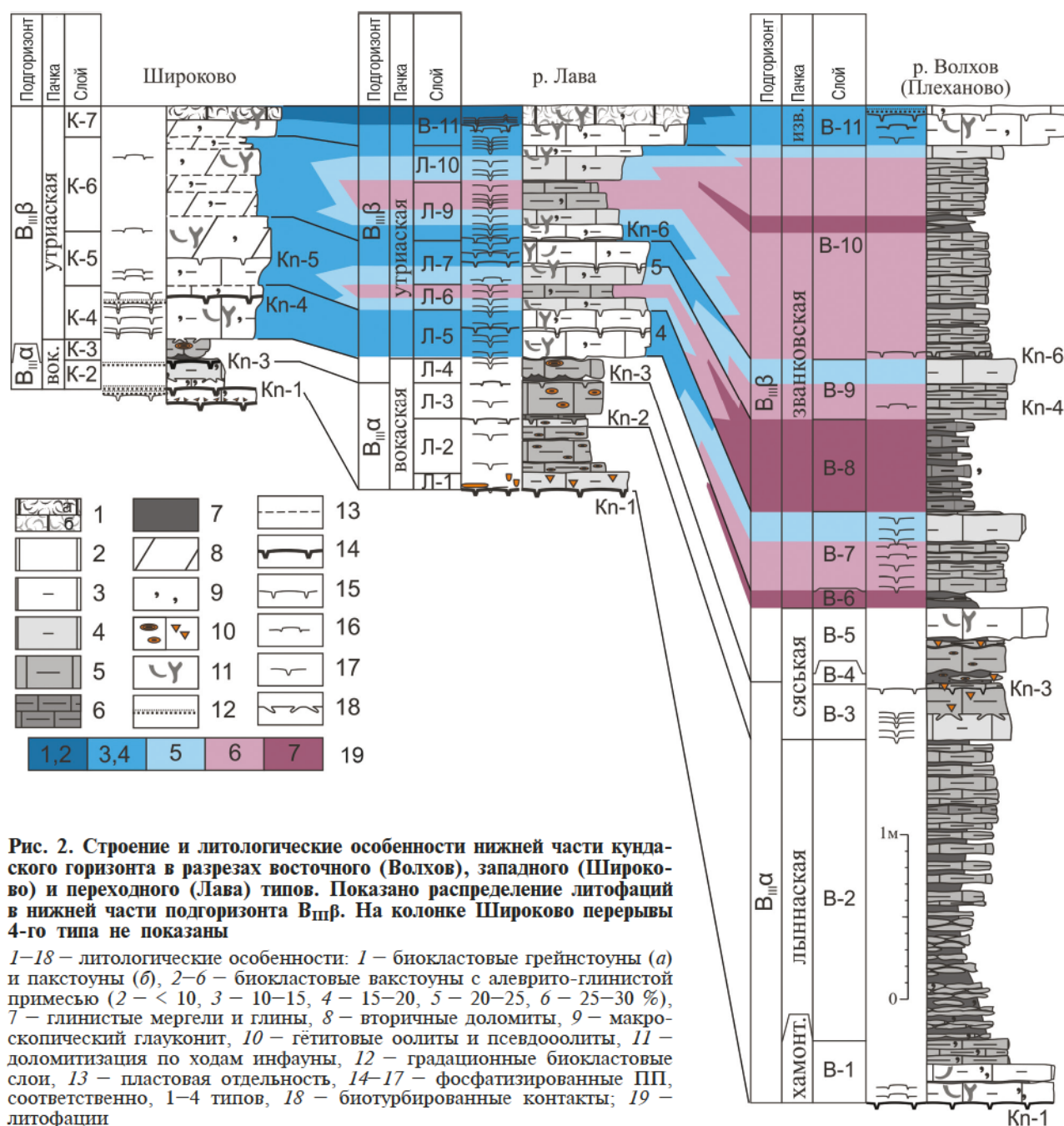


Рис. 2. Строение и литологические особенности нижней части кундакского горизонта в разрезах восточного (Волхов), западного (Широково) и переходного (Лава) типов. Показано распределение литофаций в нижней части подгоризонта $V_{III\beta}$. На колонке Широково перерывы 4-го типа не показаны

1-18 – литологические особенности: 1 – биокластовые грейнстоуны (а) и пакстоуны (б), 2-6 – биокластовые вакстоуны с алевроито-глинистой примесью (2 – < 10, 3 – 10–15, 4 – 15–20, 5 – 20–25, 6 – 25–30 %), 7 – глинистые мергели и глины, 8 – вторичные доломиты, 9 – макроскопический глауконит, 10 – гëтитовые оолиты и псевдооолиты, 11 – доломитизация по ходам инфауны, 12 – градационные биокластовые слои, 13 – пластовая отдельность, 14–17 – фосфатизированные ПП, соответственно, 1–4 типов, 18 – биотурбированные контакты; 19 – литофации

данных отложений реконструирован профиль из 7 литофаций (рис. 2, см. также рис. 9). Биокластовые литофации (1 и 2) маркируют наиболее мелководные и высокоэнергетические обстановки среднего рампа. Они представлены серыми известняками с относительно сортированными структурами грейнстоуна и пакстоуна. Данные отложения сформировались в результате нескольких фаз перемыва известковых илов с биокластами, в ходе которых биокластовый осадок структурно «созревал» и обогащался раковинами с реликтами осадков разных стадий [3].

Илистые литофации (3–7) отвечают более спокойным обстановкам среднего и нижнего рампа. Они сложены светлыми (сероватыми,

розоватыми) известняками с заметным преобладанием матрикса над псаммитовыми биокластами. Матрикс представляет собой смесь микробиокластов (< 0,05 мм) и микроспаритового кальцита. Распределение биокластов весьма неравномерно даже в пределах шлифа, что является результатом полной биотурбации осадка ходами инфауны различной этиологии и размера. В целом, учитывая значительное содержание матрикса, известняки могут считаться условными вакстоунами. Фоновая биотурбация с индексом 5–6 по [13] образована следами рытья диаметром 1–3 мм. Мощност и глинистость илистых литофаций заметно возрастают в сторону палеобассейна, но характер микроструктур меняется

относительно слабо. Лишь в литофации 7 начинают появляться прослои с преобладанием структуры мадстоуна.

Вещественно-морфологические особенности поверхностей перерыва. Рассматриваемые в статье ПП относятся к параллельным несогласиям и могут быть определены как поверхности напластования, обладающие комплексом признаков (морфологических, палеоэкологических, минералого-геохимических, литологических), указывающих на перерыв в осадконакоплении. ПП ордовика Балтоскандии отличаются от согласных поверхностей напластования в первую очередь эрозионным рельефом (обычно резко неровным) и сингенетичной минерализацией; они могут содержать синхронные поселения инфауны или более поздние биотурбации [2, 4, 10]. Кратко рассмотрим эти признаки применительно к кундаским фосфатизированным ПП.

Абиогенный рельеф образован в ходе площадной эрозии несвязного биокласто-илистого осадка (см. Рельеф: эрозия vs растворение). Характерны выступающие в рельефе (отпрепарированные) более плотные участки осадка — слепки ихнофоссилий и раковины. Последние нередко бронируют вершины небольших до 3–4 см эрозионных останцев. В шлифах можно наблюдать, как биокласты эродированного слоя выступают в рельефе ПП, а биокласты выше ПП — приспособляются к ее рельефу. В терминах [4] рельеф может быть назван «несглаженным неровным».

Фосфатная импрегнация представляет собой тонкую (от 1–3 до 30 мм) зону замещенного известкового осадка, развитую непосредственно под ПП. В зависимости от содержания P_2O_5 цвет импрегнации меняется от белесого (~ 1–2 %), серого или коричневатого (~ 3–7 %) до темно-серого или коричневого (~ 10–13 %). Метасоматозу подвергся лишь иловый карбонатный матрикс, замещенный пелитоморфным карбонатапатитом, тогда как биокласты остались кальцитовыми или (при особенно сильной фосфатизации) были растворены. Гётитовые оолиты на участках сильной импрегнации были замещены железистым карбонатапатитом с частичной потерей ламинации. Во вторичных доломитах участки фосфатной импрегнации по причине выноса карбоната приобрели белую окраску и мучнистое сложение, из-за которых могут приниматься за доломитовую муку; в отличие от последней, участки фосфатизации сохраняют биокластовую структуру, обычно преобразованную в псевдоморфную (с пустотами от биокластов).

Ихнофоссилии относительно времени формирования ПП могут быть разделены на до-омиссионные (более ранние,

срезаются ПП), *омиссионные* (синхронные) и *пост-омиссионные* (более поздние, секут ПП) [5]. Диагностическим признаком оmissионных ихнофоссилий является импрегнация их стенок и пассивное заполнение выпшележащим осадком. Такие ихнофоссилии — сверления *Trypanites*, неглубокие норы — встречаются лишь на наиболее зрелых ПП (хардграундах). Пост-омиссионные ихнофоссилии проникают из перекрывающего осадка, секут и даже брекчируют полосу импрегнации; среди них автор выделяет две размерные группы. Условно мелкая инфауна оставила шнуровидные ходы диаметром 1–3 мм, хаотично ориентированные и без футеровки и ветвления. По-видимому, это следы передвижения и/или питания; заполнение таких ходов более илистое и с концентрическим расположением биокластов. Условно крупные ихнофоссилии (диаметр ходов 4–20 мм, редко до 50 мм) эволютически более разнообразны и включают норки сидячего бентоса (*Gastrochaenolithes*, *Bergaueria*), норы червей или ракообразных (*Arenicolites*?, *Balanoglossites*), а также следы поедания осадка, выделяющиеся слоистым или менисковым биокластовым заполнением (*Teichichnus*). Однако чаще всего крупные ихнофоссилии выступают лишь как некие следы рытья без ярких ихнотаксономических особенностей.

В кундаских отложениях российской части глинта фосфатизированные ПП представлены восьмью вещественно-морфологическими типами (рис. 3), которые различаются характером импрегнации, амплитудой рельефа и палеоихнологическими особенностями. В илистых и биокластовых литофациях набор типов заметно различается, хотя отдельные типы прослеживаются везде.

Поверхности перерыва в илистых литофациях. Здесь выделяются типы 1–4, для которых характерна относительно глубокая (5–25 мм) импрегнация обычно со следами проникновения пост-омиссионной инфауны. Данные типы сменяют друг друга в сторону палеобассейна, демонстрируя постепенное ослабление фосфатизации, уменьшение амплитуды рельефа и усиление пост-омиссионной биотурбации.

Тип 1. Сильно фосфатизированные ПП без пост-омиссионной биотурбации. Как правило, они входят в состав сложных ПП, состоящих из двух — трех индивидуальных поверхностей. Они хорошо известны в нижнем и среднем ордовике Балтоскандии, где определяются как хардграунды [1, 2, 4, 9]. Их диагностические признаки следующие:

- непрерывная полоса сильной фосфатизации ($P_2O_5 > 10\%$) коричневого цвета;
- отсутствие пост-омиссионных ихнофоссилий любых размеров и этиологии;

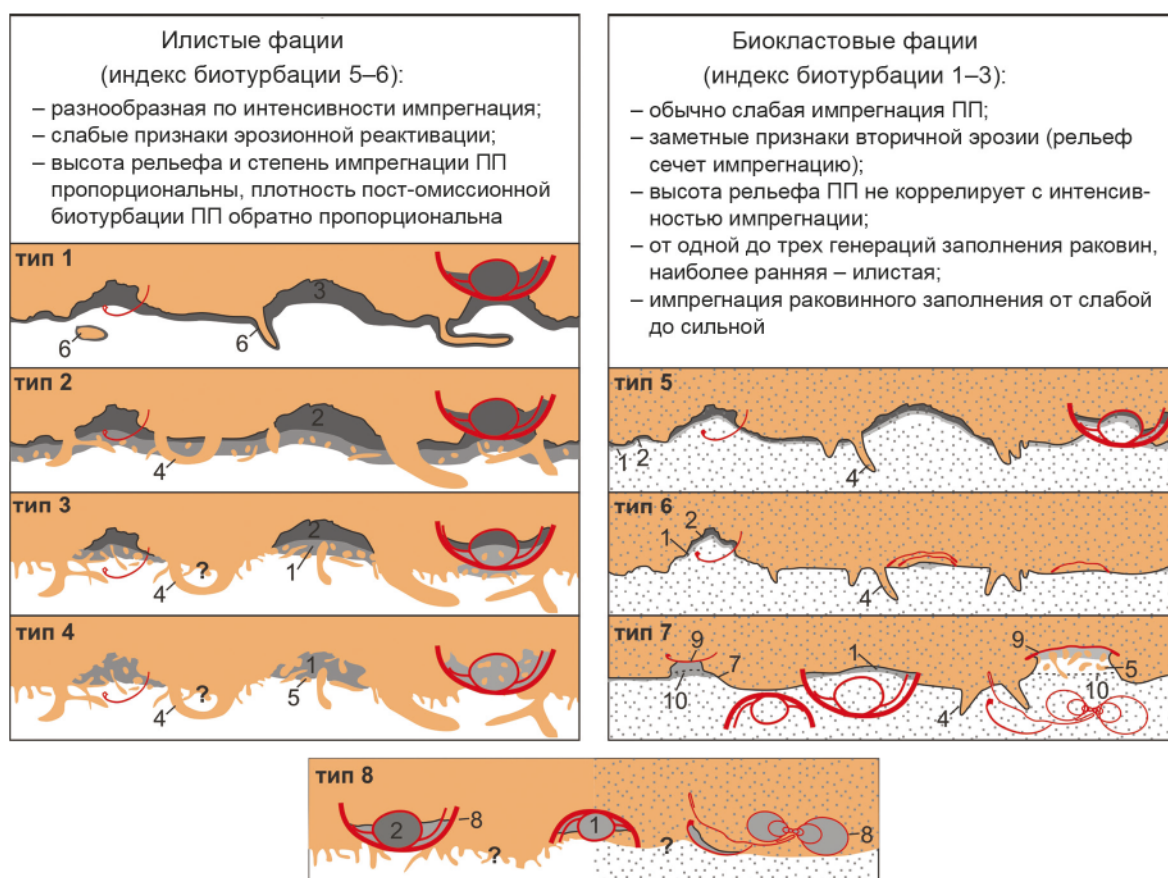


Рис. 3. Вещественно-морфологические типы фосфатизированных ПП в эндоцератитовых известняках
 Цифрами обозначены: импрегнация слабая (1), средняя (2) и сильная (3), пост-омиссионная биотурбация мелкая (4) и крупная (5), омиссионная биоэрозия (6), срезание импрегнации (7), раковины с реликтовым илистым заполнением (8), эрозионные останцы с илистыми вершинами (9). В случае типов 3, 4 и 8 вне участков импрегнации поверхность перерыва неразличима из-за литологической однотипности выше- и нижележащего слоя. Типы 7 и 9 часто встречаются совместно

— эрозионный рельеф амплитудой до 2–4 см;
 — омиссионные ихнофоссилии стадии плотного (норы) и твердого дна (сверления) являются важным, но нечасто встречающимся признаком.

Примером служит поверхность Кп-4 в карьере Широково, состоящая из трех индивидуальных поверхностей (ПП-1, 2, 3) (рис. 4). К рассматриваемому типу принадлежит ПП-1, обладающая следующими особенностями:

И м п р е г н а ц и я коричнево-бурая (рис. 4, г) глубиной 4–20 мм непрерывная, довольно равномерно подчеркивает рельеф.

Р е л ь е ф неровный несглаженный с амплитудой до 40 мм. Микрорельеф зубчатый за счет выступающих из субстрата биокластов (рис. 4, д). Основные неровности создают небольшие эрозионные останцы (вероятно, участки начальной цементации) и устья омиссионных нор.

О м и с с и о н н ы е ихноструктуры представлены частыми неглубокими норками и единичными сверлениями *Trypanites*. Норы диаметром от 6 до 12 мм и глубиной до

30 мм, с несглаженными стенками U-образные (с двумя устьями), варьируют от круто погружающихся до очень пологих. На рис. 4, а, б фрагмент крупной норы виден в правой части рисунка. Сверления *Trypanites* узкие (1–1,5 мм) прямые неглубокие (< 10 мм), встречаются единично.

ПП-2 и 3 развиты в кровлях небольших эрозионных останцев и линз, сохранившихся на ПП-1. ПП-2 обладает несколько более светлой коричневой импрегнацией глубиной до 8 мм, которая в непротравленных образцах трудноотличима от импрегнации ПП-1. ПП-3 характеризуется тонкой (до 6 мм в линзах, а в останцах — до 20 мм) бледно-коричневой импрегнацией, которая пронизана редкими мелкими пост-омиссионными биотурбациями. Время заложения последних устанавливается по текущему характеру ходов по отношению к импрегнации, а этология — по следам перемешивания в ходах импрегнированного и свежего осадка. ПП-2 и особенно ПП-3 образуют двух- и трехфазные эрозионные останцы, бронированные усеченными ортоконами (центральная часть образца

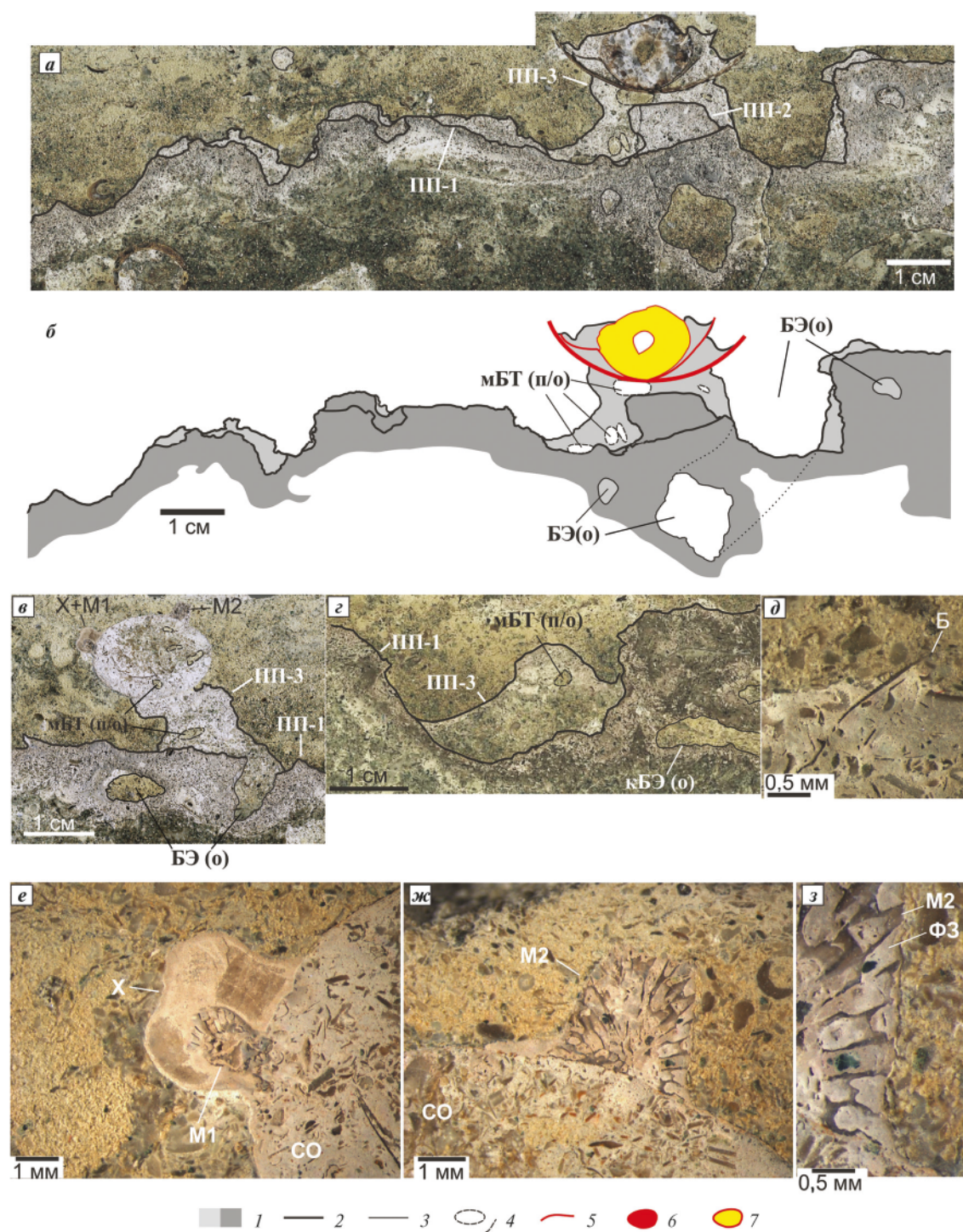


Рис. 4. Поперечные сечения ПП 1-го типа (Кп-4, карьер Широково)

Осн. сокращения на рис. 4–8: БЭ(о) – оmissионные биоэрозийные ихноструктуры; кБТ(п/о), мБТ(п/о) – пост-омиссионная биотурбация крупная и мелкая; И₁, И₂ – импрегнация слабая и сильная; ПП – поверхность перерыва; Ф3 – фосфатизированное заполнение раковин; ДВ – ореолы доломитизации вокруг ходов инфауны. На а и г–з импрегнация осветлена после травления кислотой.

а, б – общий вид тройной ПП и ее обрисовка. Правее центра расположен двухфазный останец, бронированный вентральной частью эндоцероидного ортокона; в – продолжение того же образца со вторым останцем, бронированным эндоцероидным сифоном с тремя биоинкрустаторами – холдфастом иглокожего, обросшим маленькую мшанку (X+M1), и более крупной мшанкой (M2); г – полировка с настоящими цветами импрегнации; д – створка брахиоподы (Б), выступающая из ПП-1 крупным планом; е, ж – обрастатели с б, крупный план: холдфаст (X), наросты на мелкую мшанку (M1), и более крупная мшанка (M2), заполнение которых фосфатизировано сильнее, чем сифон ортоперакона (CO), на который они нарости; з – контакт фосфатизированного заполнения (Ф3) мшанки M2 с вмещающей породой; края зоев находятся вровень или ниже краев заполнения.

1–4 – импрегнация: 1 – слабая и относительно сильная, 2–4 – границы эрозийные (2), биоэрозийные (3), биотурбационные и отдельные биотурбации (4); 5–7 – раковинная фауна: 5 – трилобиты, брахиоподы, моллюски, 6 – мшанки, 7 – спаритовый цемент полостей

на рис. 4, а) или даже одними сифонами эндоператоидей (рис. 4, б). Ортоконы лежат сифоном вниз. На выступающих из ПП-2 и -3 раковинах обнаруживаются обрастатели (мелкие мшанки и холдфасты иглокожих), которые отсутствуют на самих ПП. Фосфатизированный ил, заполняющий мшанки, находится практически вровень с краями зоециев (рис. 4, з; возможное значение этого явления см. Рельеф: эрозия vs растворение). Обрастатели селились на разных стадиях растворения раковинного вещества ортоконов: под мшанкой на рис. 4, ж еще наблюдаются реликты стенки сифона, тогда как холдфаст на рис. 4, е вырос уже на осадочный слепок. Несмотря на то, что количество наблюдаемых индивидуальных ПП не превышает трех, реальное количество фаз фосфатизации, по-видимому, было больше. По сравнению с субстратом обрастатели более темные (сильнее фосфатизированы). При этом холдфаст на рис. 4, е оброс маленькую мшанку, заполнение которой фосфатизировано еще сильнее. Таким образом, можно говорить по меньшей мере о еще двух фазах фосфатизации, которые имели место после формирования ПП-3, но практически не оставили следов.

Тип 2. Умеренно фосфатизированные ПП с редкой пост-омиссионной биотурбацией. Встречаются гораздо чаще, чем поверхности 1-го типа, но упоминаются в литературе реже. Их морфология не была предметом изучения. Диагностические признаки фосфатизированных ПП этого типа следующие:

- прерывистая за счет развития крупных пост-омиссионных ходов полоса умеренной (P_2O_5 3–7 %) фосфатизации серого/белесого, коричневатого, сиреневатого цветов.

- отсутствие достоверных омиссионных ихноструктур.

- появление частых крупных и редких мелких пост-омиссионных следов рытья; в верхней наиболее насыщенной части импрегнации мелкие ходы могут отсутствовать.

- несглаженный неровный эрозионный рельеф амплитудой 1–2 см с выступами высотой до 4 см (аналогично типу 1).

Примером является комплекс поверхностей Кп-4 на р. Лава. Менее зрелый, по сравнению с карьером Широково, облик этих ПП обусловлен тем, что разрез р. Лава формировался в несколько более мористых условиях. Об этом свидетельствуют, в частности, повышенные глинистость и мощность карбонатных слоев. Комплекс Кп-4 состоит из двух не пересекающихся (в отличие от карьера Широково) поверхностей, относящихся к типу 2. Предполагается, что ПП-1 в карьере Широково отвечает обоим этим поверхностям, а незрелые фазы ПП-2 и -3 в разрезе р. Лава почти не формировались.

Морфология верхней ПП детально изучена по серии поперечных спилов, сделанных через

1 см (рис. 5, а). Зарисовка морфологических особенностей потребовала предварительного травления породы, так как без этого полоса импрегнации плохо видна на фоне породы (ср. рис. 5, д и е).

Импрегнация глубиной 10–23 мм образует две зоны: а) верхнюю — более сильную серого и темно-бежевого цветов, чаще встречаемую на выступах; б) нижнюю — слабую белесого цвета (рис. 5, е). При травлении кислотами различия зон в окраске исчезают. Вне выступов развита преимущественно белесая импрегнация. Нижняя граница импрегнации переходная, но там, где встречаются крупные фрагменты трилобитов, последние резко ограничивают распространение импрегнации вниз (рис. 5, б, д, е).

Рельеф аналогичен ПП-1 в карьере Широково — неровный несглаженный (бугристый) с амплитудой до 30 мм, микрорельеф зубчатый за счет выступающих из субстрата биокластов. Наиболее высокие выступы формировались над скоплениями крупных раковинных остатков, бронировавших осадок и, возможно, способствовавших его начальной цементации. Так, выступ в средней части образца на рис. 5, б, как показывает сопоставление спилов (рис. 5, а), образован вдоль линейного скопления раковин, ориентированного перпендикулярно плоскости рисунка. В рельефе выступают отпрепарированные края створок брахиопод, щитков трилобитов и мелкие колонии мшанок. Тонкие интерстиции последних заполнены фосфатизированным илом почти вровень с краями зоециев (рис. 5, ж).

Ихноструктуры заложены на пост-омиссионной стадии — они проникают из перекрывающего слоя и секут полосу импрегнации. Последнее хорошо видно на примере крупных ходов, секущих сразу обе зоны (рис. 5, е). Крупные ($d = 4–12$ мм) следы рытья расположены через 2–6 см; их очертания неровные и даже лапчатые, нарушенные более поздними мелкими ($d = 1–3$ мм) следами рытья. Помимо разрывов полосы импрегнации, крупные ходы литологически почти не выделяются. Изредка встречаются особенно крупные, шириной до 5 см, разрывы импрегнации (рис. 5, а, спилов 1 и 2), которые прослеживаются также в подстилающих ПП. Мелкие рытья обильны в перекрывающем слое, немногочисленны в нижней части импрегнации (куда они проникают по крупным следам рытья) и единичны в верхней зоне импрегнации.

Тип 3. Умеренно фосфатизированные лоскутные ПП. По вещественно-морфологическим особенностям близки предыдущему типу, но имеют ряд отличий:

- локально развитая (на возвышениях) полоса фосфатизации серого, коричневатого, сиреневатого цветов (P_2O_5 3–7 %), ослабевающая вниз до белесой;

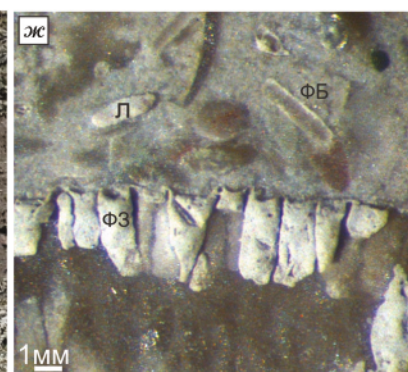
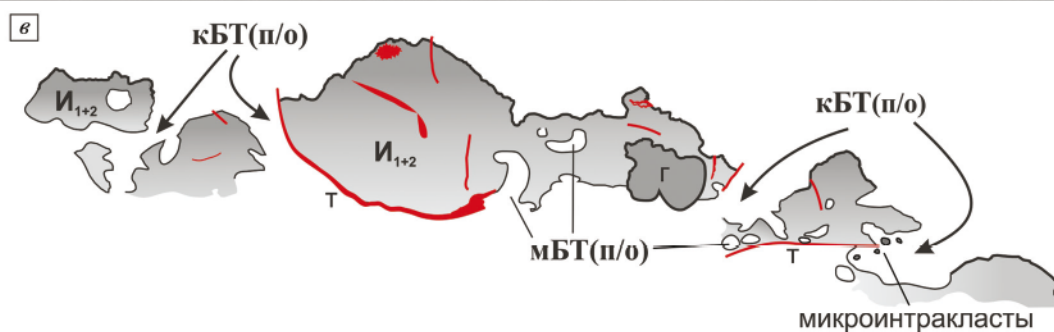
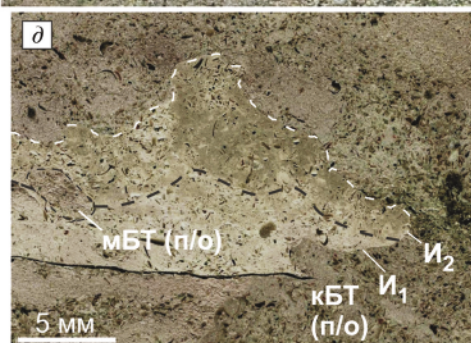
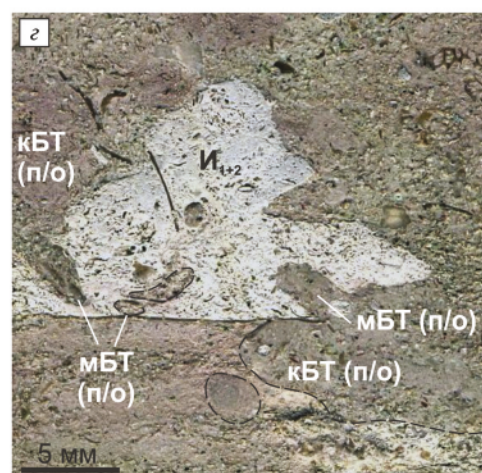
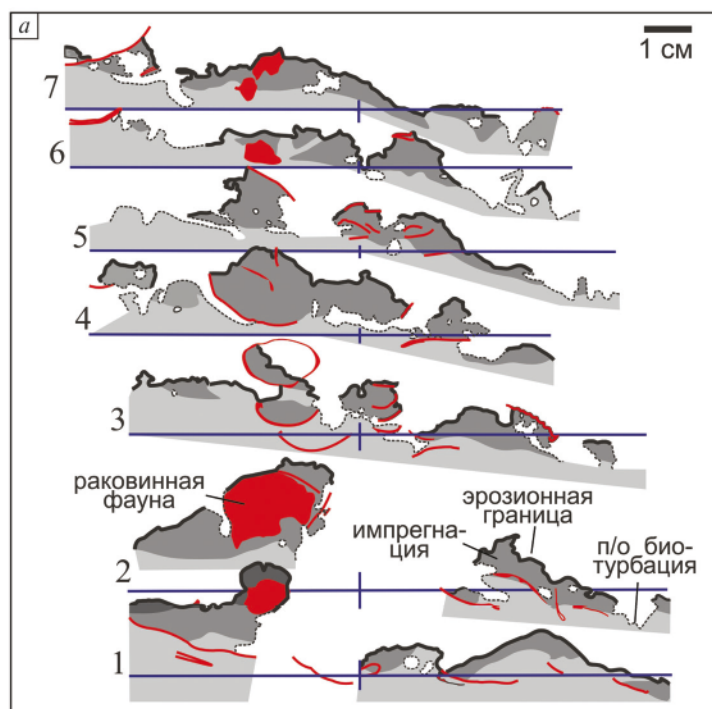


Рис. 5. Поперечные сечения ПП 2-го типа (Кп-4/б, р. Лава)

Усл. обозн. см. на рис. 4. Все образцы, кроме *е*, протравлены кислотой.

а — распределение участков эрозии, фосфатизации и наложенной в пределах небольшого 8×15 см фрагмента поверхности. Обрисовки спилов, сделанных через 1 см. Темно-серое — импрегнация, светло-серое — неимпрегнированная порода под ПП; *б, в* — участок ПП с частыми пост-омиссионными ходами, спил 4, внешний вид (*б*) и его обрисовка (*в*). Отметим, что штыи трилобитов (*Т*) резко ограничивают распространение импрегнации вниз. В полосе импрегнации находится корродированный слепок-интракласт гастроподы (*Г*), выделяющийся более сильной фосфатизацией; *г* — фрагмент *б* крупным планом, видны мелкие пост-омиссионные следы рытья в полосе импрегнации; *д* — тот же участок на противоположной стороне спила, полированный и отраженный зеркально. Полоса импрегнации почти не отличается по цвету от чистого известняка. Верхняя граница импрегнации показана белым, а граница нижней и верхней зон черным пунктирами. Видно, что стенка крупного хода (слева) сечет как верхнюю (*И₂*), так и нижнюю (*И₁*) зоны импрегнации; *е* — фрагмент ПП без крупных пост-омиссионных ходов, спил 7. Хорошо виден неровный микрорельеф с выступающими фоссилиями — мшанками (*М*) и брахиоподами (*Б*). Над поверхностью «висят» мелкие литоинтракласты (*Л*), в том числе отторгнутый и отпрепарированный кранидий *Амрух* (*К*); *ж* — увеличенный фрагмент мшанки на *е*, выступающий из ПП. Края эоциев и фосфатизированного заполнения находятся почти на одном уровне. В перекрывающем слое видны фосфатизированные биокласты (*ФБ*) и литоинтракласты (*Л*)

— крупные редко расположенные пост-омиссионные следы рытья в импрегнированной выступы обычно не попадают;

— нижняя часть полосы импрегнации переработана мелкими пост-омиссионными следами рытья, что обусловлено доступностью этих участков для заселения мелкой инфауной.

Изучение лоскутных ПП в плане показало, что выступы рельефа представляют собой отчетливо линейные образования (валики), неровные и изгибающиеся, изредка разветвляющиеся или даже замыкающиеся в кольцо толщиной 1–3 см и высотой до 3 см. Валики интерпретируются как откопанные эрозией слепки крупных горизонтальных ходов, близких к талассиноидам. В пользу такого предположения свидетельствует отчетливая линейность валиков и их Т- и У-образные разветвления. В поперечном сечении валики напоминают небольшие интракласты, от которых отличаются отсутствием нижней стороны; между валиками поверхность различима только там, где есть литологический контраст слоев ниже и выше нее.

Примером может служить ПП, лежащая в слабоглинистом известняке в 12 см над подошвой утриаской пачки в карьере Широково. Она изучена по серии спилов вкрест напластования, на которых установлены продольные и поперечные сечения валиков. Здесь приведены только последние, так как они наиболее часто встречаются в штуфах (рис. 6). Более полно поверхности данного типа будут рассмотрены в другой статье.

Рельеф. В поперечном сечении валики субтреугольных очертаний, высотой и шириной 2–2,5 см, расположены на расстоянии 5–10 см друг от друга. Эрозионная поверхность сохранилась только на импрегнированных участках; ее микрорельеф здесь такой же, как у ПП, описанных выше (выступающие биокласты и т. п.).

Импрегнация. Приурочена исключительно к валикам и в целом согласна с их рельефом. Она распространяется на всю

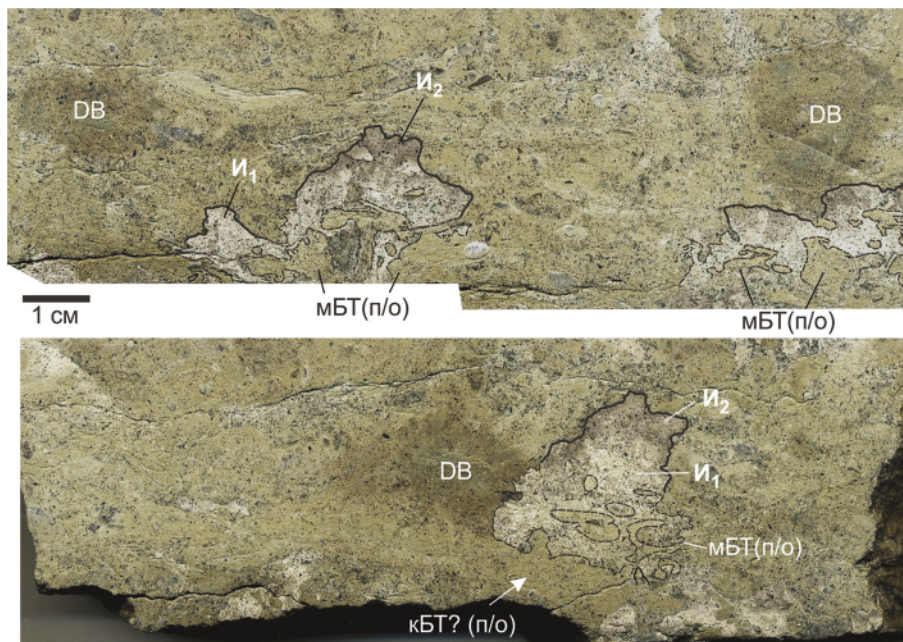


Рис. 6. Поперечные сечения ПП 3-го типа

Объяснения даны в тексте

высоту валиков, на вершинах коричнево-серая глубиной до 7 мм, вниз довольно резко переходит в почти белую.

Ихноструктуры. В пределах полосы импрегнации отмечены только пост-омиссионные мелкие следы рытья, плотность расположения которых резко различна в зонах слабой и сильной фосфатизации. В зонах слабой фосфатизации (нижняя часть валиков) наблюдается обильное проникновение мелких ходов. Напротив, участки сильной фосфатизации (вершины валиков) содержат лишь единичные следы рытья этого типа. Некоторые из таких мелких ходов срезаются поверхностью валиков, что может указывать на их реактивацию.

Тип 4. Слабо фосфатизированные ПП с сильной пост-омиссионной биотурбацией. Многочисленные, через 2–6 см, поверхности этого типа характерны для биокластических вакстоунов с содержанием алеврито-глинистой примеси 12–18 %. Диагностические признаки:

– прерывистая и в виде цепочки мелких пятен полоса слабой ($P_2O_5 \sim 1-2\%$) импрегнации белесого цвета;

– частые мелкие пост-омиссионные ходы, образующие кружевной или горошчатый рисунок участков импрегнации;

– эрозионный рельеф амплитудой не более 1 см, почти целиком разрушен биотурбацией.

В качестве иллюстрации приведем два образца из утриаской пачки р. Лава, взятые на высоте 15–18 см и 100–107 м над ее подошвой. Первый образец – слабоглинистый пакстоун-вакстоун, содержащий ПП 4-го типа. Полоса белесой импрегнации глубиной 5–10 мм расчленена вертикальными следами рытья диаметром 6–18 мм (рис. 7, а). На фоне сохранившихся участков импрегнации видны частые мелкие пост-омиссионные следы рытья, занимающие около 35 % площади (рис. 7, б).

Второй образец – глинистый вакстоун с тремя ПП 4-го типа (рис. 7, в–д). Нижняя поверхность (ПП-1) обладает наиболее выдержанной, хоть и сильно расчлененной следами рытья полосой импрегнации глубиной 3–5 мм. Между септами усеченного ортокона импрегнация толще (до 7 мм), а сама ПП чуть выше (рис. 7, з, д). Это может говорить

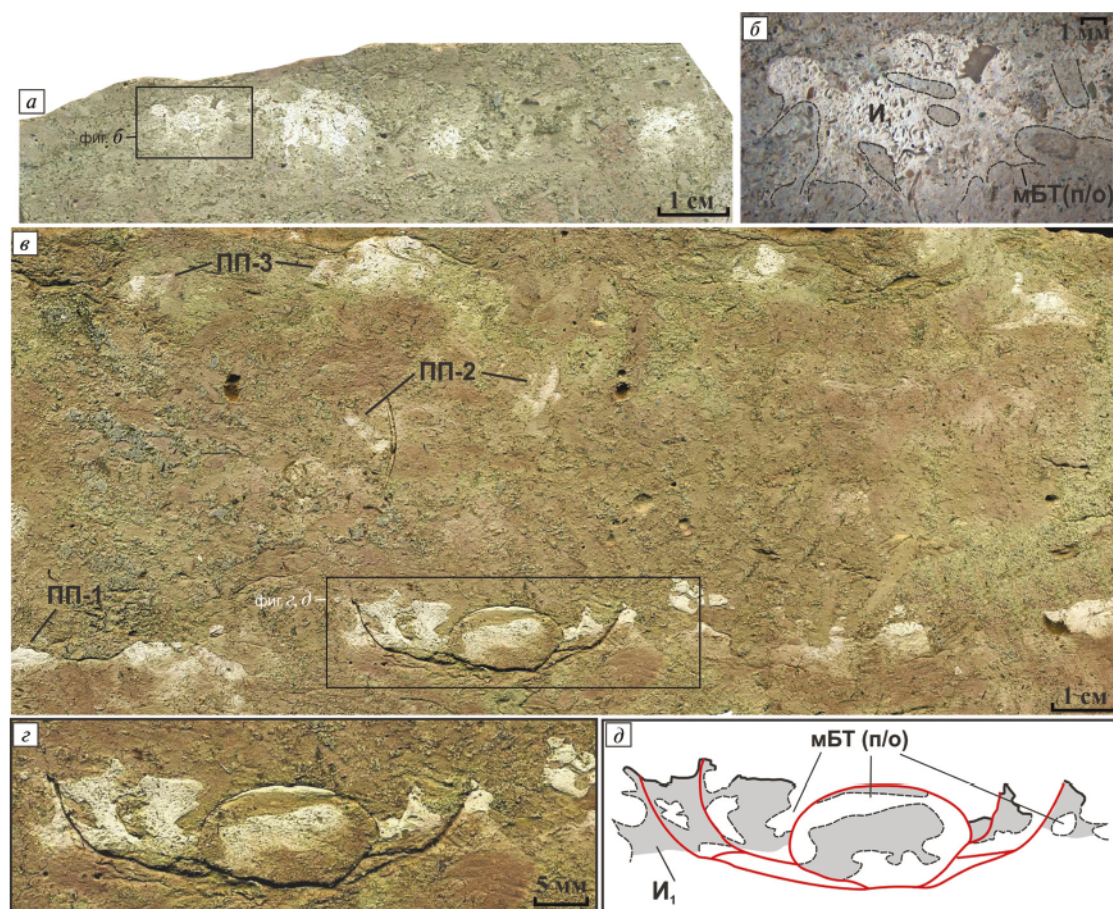


Рис. 7. Поперечные сечения ПП 4-го типа

Усл. обозн. см. на рис. 4. Все образцы обработаны кислотой.

а, б – поверхность в слое Л-5, р. Лава, вид полосы импрегнации в натуральную величину (а) и увеличенный фрагмент с обрисовкой пост-омиссионной биотурбации (б); в–д – три ПП в слое Л-9, р. Лава, вид в натуральную величину (в), увеличенный участок с усеченным ортоконом (з) и его обрисовка (д)

о небольшом размыве полосы импрегнации, которая более полно сохранилась под защитой ортокона. Благодаря большей толщине импрегнации внутри ортокона, в ней хорошо видны мелкие пост-омиссионные следы рытья, плотность расположения которых меньше, чем в перекрывающем слое. Крупные разрывы полосы импрегнации (14–15 мм), наблюдаемые слева и справа от ортокона, возможно, представляют следы рытья крупной инфауны.

Былое существование второй поверхности (ПП-2) с зачаточной полосой импрегнации угадывается по двум светлым пятнам примерно по центру образца. Эти участки имеют лапчатые очертания из-за пронизывающих их мелких пост-омиссионных ходов.

Верхняя поверхность (ПП-3) представлена цепочкой редких пятен фосфатной импрегнации глубиной до 7 мм, отстоящих на расстоянии 2–4 см. Мелкая пост-омиссионная биотурбация обусловила их кружевной рисунок и даже лапчатые очертания (верхний правый угол образца на рис. 7, в). Широкий разнос пятен импрегнации и их изометричность позволяют предположить, что данная поверхность является незрелым вариантом типа 3.

Поверхности перерыва в биокластовых литофациях. Здесь характерны, с одной стороны, маломощность импрегнации и следы ее размыва (до полного), а с другой — хорошая сохранность даже очень слабо выраженных поверхностей, обусловленная слабой пост-омиссионной биотурбацией осадка. Здесь выделяются типы 5, 6 и 7, которые, по-видимому, являются аналогами (с поправкой на указанные выше особенности) типов 2, 3 и 4. Это несглаженные неровные ПП с амплитудой рельефа до 1,5 см и отдельными останцами высотой до 2–3 см, обычно бронированными крупными раковинами. Тип 5 характеризуется в целом конформной рельефу импрегнацией глубиной 3–5 мм, на выступах до 7 мм, серой (верхняя зона) и белесой (нижняя зона). Эрозионные останцы редки. Встречаются участки шириной до 10 см, на которых полоса импрегнации уничтожена плотно расположенными крупными пост-омиссионными следами рытья. Фрагмент поверхности 5-го типа изображен на рис. 8, а (ПП-1).

Типы 6 и 7 отвечают сильно эродированным поверхностям. Тип 6 развит на субстрате без крупных раковинных фрагментов и характеризуется слабо неровной эрозионной поверхностью с редкими корнями эродированной фосфатной импрегнации и единичными, резко выраженными выступами высотой до 2 см с интенсивной (серой) конформной импрегнацией до 3–5 мм. Тип 7 развит на субстрате с частыми раковинными остатками

и, как результат, характеризуется весьма неровным рельефом с частыми эрозионными останцами, бронированными раковинами. Вершины останцев нередко илистые с реликтами ранее существовавших ПП 4-го типа и мелкой пост-омиссионной биотурбацией. Собственно эрозионная поверхность может нести корни эродированной импрегнации, но чаще различима только за счет литологического контраста контактирующих слоев. К этому типу относится ПП, изображенные на рис. 5, Б–Г в статье [3], а также верхняя ПП на рис. 8, а. Для всех трех типов характерно утолщение импрегнации внутри раковин.

В верхней части слоя В-11 утриаской пачки р. Лава и карьера Путилово данные поверхности следуют через 0,5–2 см. Они разделяют элементарные слои пакстоуна с растущей вверх плотностью упаковки биокластов. Последний признак отражает увеличение энергии среды седиментации, поэтому закономерно, что вверх усиливаются признаки повторной эрозии полосы импрегнации. Самые нижние ПП относятся к типу 5, верхние — к типу 7.

Переработанные поверхности перерыва. Перерывы этого типа представляют собой, по сути, определенные уровни в карбонатной толще, в пределах которых раковинная фауна (наутилоидеи, гастроподы, мшанки, брахиоподы, трилобиты) заполнена фосфатизированным осадком (далее ФЗ — фосфатизированное заполнение). От вмещающей породы ФЗ отделено эрозионным контактом, вдоль которого наблюдается наиболее сильная фосфатизация. Вне раковин эта эрозионная граница не прослеживается. Многочисленные ортоконы наутилоидей и другие раковинные остатки, содержащие ФЗ, были впервые обнаружены автором в утриаских эндоцератитовых известняках карьера Путилово и р. Лава. Такое заполнение раковин отличалось по цвету (белесому) и структуре (пелитоморфной без вторичного доломита) от вмещающих известняков, но было аналогично импрегнации фосфатизированных ПП из других частей утриаской пачки. Позже было обнаружено, что многочисленные раковины с ФЗ являются характерной особенностью относительно чистых и конденсированных биокластических известняков кундаского — ласнамягского горизонтов на всем отрезке глинта от Таллина до р. Волхов. Наиболее информативным примером такого рода фоссилий являются усеченные (без дорсальной стороны) раковины наутилоидей, представленные как небольшими целыми ортоконами, так и фрагментами крупных фрагмоконов длиной от первых сантиметров до полуметра. ФЗ содержится в сифонах и реже — на дне воздушных камер.

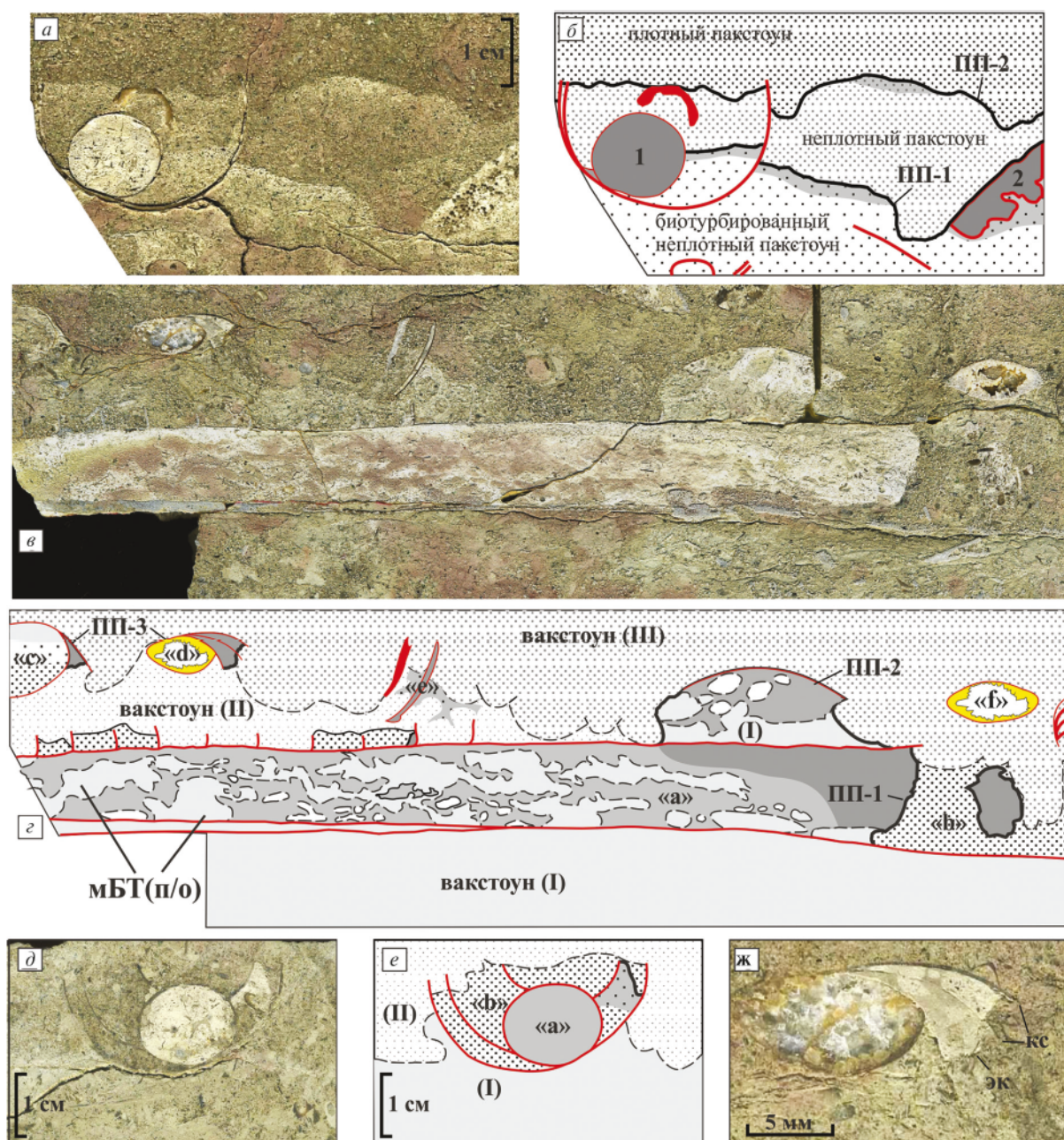


Рис. 8. Поперечные сечения ПП типов 5 и 7 (эрозионные диастемы) и типа 8 (раковины с ФЗ)

Усл. обозн. см. на рис. 4. Образцы на *a*, *в*, *ж* протравлены.

a, б – сочетание диагмет и раковин с ФЗ в пактоуне слоя В-11, скан образца (*a*) и его обрисовка (*б*). Раковины с ФЗ включают усеченный ортокон с сильно фосфатизированным мадстоуном в сифоне (1) и мшанку с аналогичным заполнением зооциев (2). Отметим, что заполнение сифона несогласно с вмещающей породой по глубине и интенсивности фосфатизации; *в, г* – раковины с ФЗ в пактоуне слоя В-11, скан образца (*в*) и его обрисовка (*г*). Центральную часть образца занимает продольное сечение сифонной трубки крупного эндопероида «а», над ним видны поперечные сечения апикальных частей трех параллельно лежащих ортоконов «с», «д», «ф». Подробные объяснения в тексте; *д, е* – поперечное сечение крупного эндопероида «а», скан образца (*д*) и его обрисовка (*е*). Подробные объяснения в тексте; *ж* – ортокон «д» крупным планом; отметим, что срезынные края септ (кс) и эрозийный контакт заполнения с вмещающей породой (эк) обращены вниз, т. е. ортокон перевернут.

Раковины наутилоидей из биокластовых известняков (пакстоунов, грейнстоунов) сохраняют раковинное вещество и содержат до трех генераций ФЗ с последовательно грубеющей структурой; наиболее древняя генерация представлена мадстоуном, наиболее молодая — пакстоуном [3]. Фоссилии с ФЗ здесь ассоциируют с эрозионными диастемами (рис. 8, *а, б*).

Раковины наутилоидей из илистых известняков отличаются частичным или полным растворением раковинного вещества и одной генерацией илистого заполнения. В качестве примера приводится образец из нижней части слоя В-11 р. Лава (рис. 8, *a-d*). В образце намечаются три слоя вакстоуна с биотурбированными контактами (слои I, II, III).

и могут быть обнаружены следы, по меньшей мере, трех фосфатизированных поверхностей (ПП-1, 2, 3). Реликты ПП-1 сохранились на заполнении крупного усеченного ортокона в слое I. Ортокон участками растворен в диагенезе. Сифон заполнен глинистым мад-вакстоуном «а», внешне сходным с вакстоуном I. Вакстоун «а» в устье сифона срезан эрозионной ПП-1 и сильно фосфатизирован. Вглубь сифона фосфатизация осадка ослабевает и ее обильно пронизывают мелкие пост-омиссионные ходы, подчеркнутые розовой окраской. Надо заметить, что ФЗ сифона отделено эрозионным контактом не от самого слоя I, а биокластового пакстоуна «b», который заполняет приустьевую часть ортокона и его воздушные камеры. Вне ортокона пакстоун «b» не встречается.

Реликты импрегнации ПП-2 сохранились в виде эрозионного останца в кровле слоя I, бронированного щитком трилобита. Высота останца 1 см, импрегнация его вершины глубиной 7 мм слабая (белесая) с кружевным рисунком мелкой пост-омиссионной биотурбации.

Реликты импрегнации ПП-3 сохранились в виде ФЗ мелких раковинных фрагментов на контакте слоев II и III, гипсометрически на том же уровне, что и останец поверхности 2. Это апикальные части усеченных ортоконов «с» и «d», а также вертикально стоящий фрагмент трилобита «е». Все они заполнены темно-серым сильно фосфатизированным мад-стоуном в ортоконах, имеющих отчетливый эрозионный контакт с вмещающей породой.

Изучение ортоконов «с» и «d» показывает, что они ориентированы срезанными септами вниз (занимают так называемое второе устойчивое положение), причем вниз также смотрят эрозионные контакты ФЗ, заключенного между этими септами. Это говорит о том, что ортоконы «с» и «d» были не только вымыты из фосфатизированной ПП, но и переотложены в виде интракластов (своего рода раковинного перлювия). В случае ортокона «а» и ортокона на рис. 8, а утрата связи с исходным субстратом неочевидна, так как ортоконы сохранили позицию первоначального захоронения (сифоном вниз). С другой стороны, заполнение их сифонов резко контрастирует с вмещающей породой своей сильной фосфатизацией, так что, по-видимому, эти ортоконы все-таки были вымыты из осадка, но остались на месте.

Поверхности перерыва и микрофации. Распределение ПП по фациальному профилю (рис. 9) подчиняется определенным закономерностям. Проксимальные литофации характеризуются, прежде всего, поверхностями типов 5–8 с более (типы 7 и 8) или менее (типы 5 и 6) яркими признаками повторной эрозии. Наиболее мелководные и высокоэнергетические фации среднего рампа

(грейнстоуны и пакстоуны) сформированы за счет перемыва биокласто-илового осадка с незрелыми ПП и обогащены продуктами разрушения последних — фосфатизированными биокластами и раковинами с незрелым ФЗ. Однако в этих породах встречаются также раковины с ФЗ, импрегнированным аналогично ПП 1 и 2-го типов, отсутствующим здесь. Возможно, сильная импрегнация — результат наложения нескольких циклов захоронения, импрегнации и переотложения. Крайняя стадия эволюции ортоконов с ФЗ — слабоокатанные фосфоритовые слепки вентральных частей ортоконов и отдельных сифонов, встречаемые редко в эндоцератитовых известняках Ижорского плато и более часто — Западной Эстонии.

Переход от биокластовых литофаций к более глубоководным илистым ознаменован заметным снижением частоты и энергии переотложения осадка, а также резким усилением его биотурбации. Первое создало условия для формирования глубоко импрегнированных ПП; кроме того, количество генераций ФЗ в раковинах уменьшилось до одной. Второе привело к исчезновению слабовыраженных ПП (диаstem), уничтожавшихся инфауной на стадии захоронения. В слабоглинистых вакстоунах микрофаций 3 и 4 наблюдается тонкая стратификация из ПП типов 2–4, для которых характерны слабые признаки реактивации (срезание мелких пост-омиссионных следов рытья).

Примерно на границе среднего и нижнего рампа формировались глинистые вакстоуны литофаций 5 и 6, для которых характерны, с одной стороны, быстрый прирост мощности к дистали, а с другой — исчезновение фосфатизированных ПП. Последние представлены здесь незрелыми разновидностями (тип 4), следующими по разрезу через 4–8 см.

Глубина эрозии в литофациях 1–4, судя по амплитуде рельефа, составляла не менее 2–4 см. Исходя из того, что там на 1 м мощности приходится в среднем до 30–40 видимых ПП (без учета раковин с ФЗ), только это должно было привести к сокращению мощности эндоцератитовых известняков кундаского горизонта примерно на 0,3–0,6 м на каждый метр разреза. Учитывая наличие раковин с ФЗ и других скрытых ПП, сокращение мощности должно было быть еще сильнее.

Рельеф: эрозия vs растворение. Формирование рельефа ПП в раннем — среднем ордовике Балтоскандии разными авторами связывалось с действием эрозии (размыва), коррозии и биоэрозии как самих по себе, так и в сочетании [4, 8, 10]. На кундаском материале видно, что рельеф ПП образован в общем случае за счет площадного удаления карбонатного осадка и образования частых мелких выступов из более плотных (слепки ихнофоссилий)

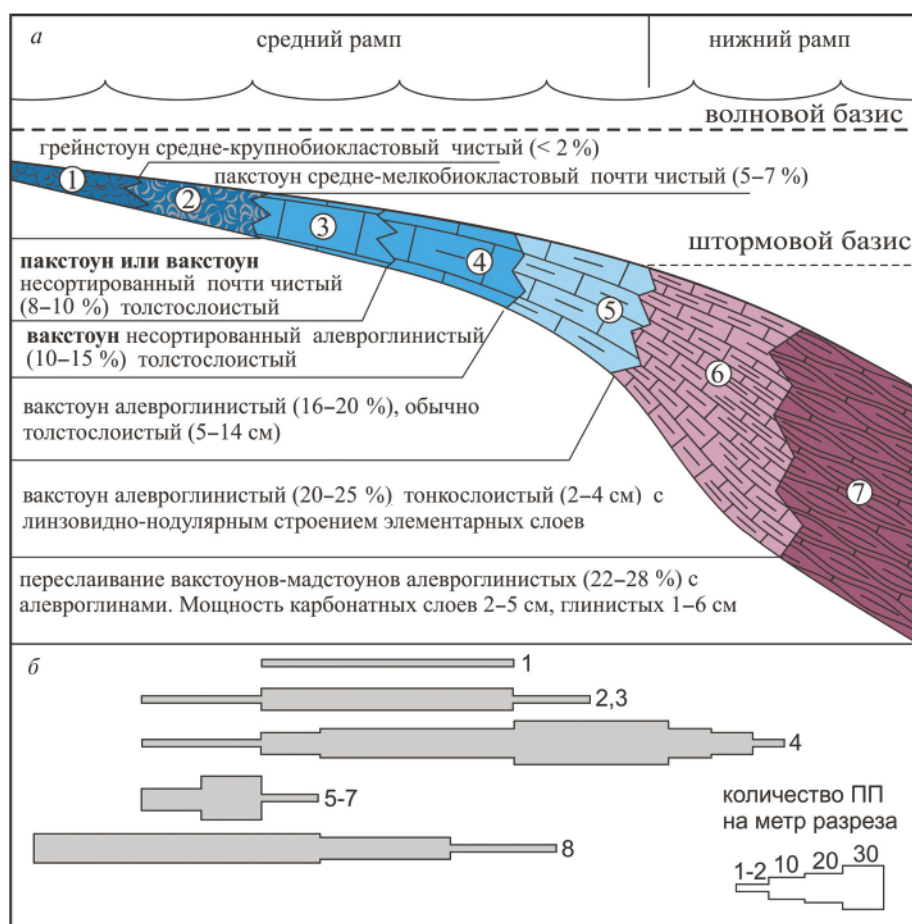


Рис. 9. Реконструированная последовательность литофаций для подгоризонта ВшВ (а) и распределение типов ПП (б)

и твердых (раковины, интракласты) участков. Совершенно очевидно, что такой тип рельефа может быть результатом размыва неуплотненного осадка с очагами начальной цементации внутри нор инфауны. Вполне возможно, что морское растворение могло привести к сходным результатам. Однако различная растворимость нелигитифицированного известкового ила и кальцитовых раковин привела бы не просто к обнажению последних, но препарированию их тонких интерстиций, чего не наблюдается. Так, карбонатный ил, заполняющий мшанковые зоеции (диаметр 0,3–0,4 мм), находится практически вровень с их краями (рис. 4, з, 5, ж). Кроме того, выступающие из осадка фрагменты известковой фауны не несут повреждений, которые могли бы быть интерпретированы как следы растворения. Что же касается биоэрозии, то ее следы присутствуют на ПП 1-го и редко 2-го типов, но они имеют точечный, а не площадной характер. Таким образом, можно сделать предварительный вывод в пользу эрозии как основного рельефообразующего агента.

Твердое, плотное и мягкое дно. На основе изучения фанерозойских обстановок седиментации Зейлахером [12] были выделены три

основных типа морского дна (мягкое, плотное и твердое) различающихся комплексами ихнофоссилий и эпибионтов. Эта концепция широко используется при описании и интерпретации поверхностей перерыва. *Мягкое дно* представляет собой полужидкий осадок, который в нормально-морских обстановках перерабатывается мелкими и крупными илоедами, например, *Chondrites*, *Zoophicos* [5], *Macaronichnus* или *Phycodes*. *Плотное дно* уже обладает определенной степенью связности для существования в нем системы тоннелей и шахт сестонофагов, например, *Thalassinoides*. Образование этого субстрата связывается [5] со срывом несвязных верхних слоев осадка и обнажением литостатически уплотненных слоев. Однако в обстановках карбонатной седиментации легко представить превращение обычной поверхности ненакопления в плотное дно просто за счет начальной цементации. *Твердое дно* отвечает хорошо литифицированной поверхности, которая заселена сверлильщиками и инкрустаторами.

Данная концепция в ее классическом варианте оказалась трудно применима к балтоскандийским ПП, так как последние в большинстве лишены оmissионной инфауны и эпи-фауны. В частности, организмы-обрастатели

(мшанки, иглокожие) отсутствуют на поверхностях перерыва, но обычны на раковинах. Поэтому в данной работе сделана попытка использовать для приблизительного субстратного ранжирования ПП из илистых фаций интенсивность пост-омиссионной биотурбации. В качестве палеоихнологической точки отсчета (мягкий субстрат) принимались вакстоуны над ПП, полностью переработанные мелкими следами рытья (индексы биотурбации 5 и 6 по [13]).

Участки слабой фосфатизации (ПП 4-го типа и нижняя часть импрегнации ПП 3-го типа) биотурбированы несколько слабее, чем перекрывающие вакстоуны. Плотность мелкой биотурбации составляет здесь до 5–10 ходов на квадратный сантиметр, а индекс биотурбации — 4. Очевидно, что такой субстрат не представлял серьезного препятствия для мелкой инфауны и может также рассматриваться как мягкое дно, особенно если наблюдается перемешивание фосфатизированного и свежего осадка. Плотность мелкой биотурбации в белесой импрегнации ПП 2-го типа намного ниже, что обусловлено меньшей доступностью этой зоны для мелких биотурбаторов (поверх нее — плотная верхняя зона).

Участки с умеренной серой фосфатизацией (верхняя часть импрегнации ПП 2-го типа) ограниченно пронизаны пост-омиссионными ходами, причем главным образом крупными (индекс биотурбации 2–3). Такой субстрат уже представлял определенное препятствие для мелкой инфауны (т. е. уже не был мягким дном), но еще допускал ее проникновение (т. е. еще не был твердым дном) и рассматривается как плотное дно.

В качестве твердого дна мы выделяем сильно фосфатизированные поверхности 1-го типа, которые полностью лишены пост-омиссионных следов рытья. Комплекс омиссионных ихноструктур (норы сестонофагов и единичные сверления *Trypanites*) сформировался на предшествующей стадии плотного дна до его импрегнации.

Биокластовые литофации характеризуются намного более низкими уровнями биотурбации, что может быть обусловлено частым переотложением осадка. Поэтому участки со слабой фосфатизацией (ПП типов 5–7) при отсутствии или редкости мелких следов рытья могут быть отнесены к мягкому дну лишь условно. Напротив, участки с умеренной фосфатизацией более обосновано могут быть отнесены к плотному дну, так как аналогично пронизываются крупными ихноструктурами.

Заключение. В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Фосфатизированные поверхности перерыва являются характерной особенностью

наиболее карбонатных и конденсированных интервалов разреза кундаского горизонта, где они ассоциируют с зернами глауконита и многочисленными остатками наутилоидей (так называемые эндоцератитовые известняки). Это сложные образования, являющиеся результатом сочетания трех типов седиментологических событий — эрозии, накопления/фосфатизации и седиментации.

2. Основные диагностические признаки ПП — эрозионный рельеф и минерализация с двумя ограничениями: рельеф незрелых разновидностей обычно разрушался биотурбацией, а полоса импрегнации могла быть эродирована.

3. Фосфатизированные ПП подразделены на восемь вещественно-морфологических типов, различающихся масштабом фосфатизации, интенсивностью пост-омиссионной биотурбации и характером рельефа.

4. На основе интенсивности пост-омиссионной биотурбации ПП могут быть разделены на типы Зейлахера [12] следующим образом. К твердому дну отнесены ПП без пост-омиссионных следов рытья, обладающие при этом наиболее интенсивной фосфатизацией (тип 1). К плотному дну отнесены ПП, расчлененные только относительно крупными следами рытья, обладающие импрегнацией средней интенсивности (тип 2). К мягкому дну отнесены ПП с полосой слабой импрегнации, переработанной в основном мелкими следами рытья (тип 4).

5. Типы ПП закономерно распределены на фациальном профиле, что позволяет использовать их как полевые фациальные индикаторы. В целом в сторону бассейна наблюдается ослабление фосфатизации и литификации ПП; комплексные поверхности сменяются одиночными.

1. Дронов А. В., Савицкий Ю. В., Цыганова Е. А. Карбонатный ордовик окрестностей С.-Петербурга: стратиграфия дикарей // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. — 1993. — Вып. 3, № 21. — С. 23–30.

2. Зайцев А. В., Барабошкин Е. Ю. Стратиграфические перерывы в нижне-среднеордовикских отложениях северо-запада Русской плиты // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. — 2006. — № 3. — С. 16–24.

3. Искюль Г. С. Следы штормовой седиментации в известняках кундаского горизонта (средний ордовик) Ленинградской области // Регион. геология и металлогения. — 2013. — № 56. — С. 12–20.

4. Орвику К. К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии // Труды Института геологии АН ЭССР. — 1960. — Т. 5. — С. 45–78.

5. Bromley R. G. Trace fossils at omission surfaces // The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology / Ed. by R. W. Frey. — N. Y.: Springer-Verlag, 1975. — 562 p.

6. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks: Symposium Amer. Assoc. of Petroleum

Geol. Memoir / Ed. by W. E. Ham. — 1962. — Vol. 1. — P. 108–121.

7. Ivantsov A. The trilobites of subfamily Asaphinae of Baltic-Ladoga clint // *Paleontological Journal*. — 2003. — Vol. 37, Suppl. 3. — P. 231–336.

8. Jaanusson V. Discontinuity surfaces in limestones // *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*. — 1961. — Vol. 35. — P. 221–241.

9. Jaanusson V. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia // *Lethaia*. — 1973. — Vol. 6. — P. 11–34.

10. Lindström M. Diagenesis of Lower Ordovician hardgrounds in Sweden // *Geologica et Palaeontologica*. — 1979. — N 13. — P. 9–30.

11. Schmidt F. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischen Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. 1: Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden // *Memoires de l'Academie Imperiale des Sciences de St. Petersburg*. VII Serie. — 1881. — T. 30. — 238 s.

12. Seilacher A. Towards an Evolutionary Stratigraphy // *Acta Geologica Hispanica: Concepts and methods in Paleontology*. — 1981. — Vol. 16. — P. 39–44.

13. Taylor A. M., Goldring R. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric // *Journal of the Geological Society*. — 1993. — Vol. 150, N 1. — P. 141–148.

3. Iskyul G. S. The storm sedimentation features in bioclastic packstone-greistone beds of Kunda Regional Stage (Middle Ordovician), St. Petersburg region. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2013. No. 56, pp. 12–20. (In Russian).

4. Orviku K. K. Litostratigraphy of the Volkhov and Kunda Regional Stages in Estonia. *Proceedings of the Institute of Geology of the Estonian Academy of Sciences*. 1960. Vol. 5. Pp. 45–78. (In Russian).

5. Bromley, R. G. 1975: Trace fossils at omission surfaces. In Frey, R. W. (ed.): *The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology*. Springer-Verlag. 562.

6. Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E. (ed.): *Classification of carbonate rocks*. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Memoir. 1. 108–121.

7. Ivantsov, A. 2003: The trilobites of subfamily Asaphinae of Baltic-Ladoga clint. *Paleontological Journal*. 37. 3. 231–336.

8. Jaanusson, V. 1961: Discontinuity surfaces in limestones. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*. 35. 221–241.

9. Jaanusson, V. 1973: Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*. 6. 11–34.

10. Lindström, M. 1979: Diagenesis of Lower Ordovician hardgrounds in Sweden. *Geologica et Palaeontologica*. 13. 9–30.

11. Schmidt, F. 1881: Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischen Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I: Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. *Memoires de l'Academie Imperiale des Sciences de St. Petersburg*. VII. 30. 238.

12. Seilacher, A. 1981: Towards an evolutionary stratigraphy. *Acta Geologica Hispanica: Concepts and methods in Paleontology*. 16. 39–44.

13. Taylor, A. M., Goldring, R. 1993: Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*. 150. 1. 141–148.

Искюль Георгий Сергеевич — канд. геол.-минерал. наук, науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <geo-iskyul@yandex.ru>

Iskyul Georgy Sergeevitch — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <geo-iskyul@yandex.ru>

Б. А. ЗАЙЦЕВ (ВСЕГЕИ),
В. В. АРКАДЬЕВ (Институт наук о Земле СПбГУ)

Новые данные о нижнеюрских аммонитах бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым)

Из зоны тектонического меланжа («эскиординской серии») и флиша таврической серии басс. р. Бодрак Юго-Западного Крыма описаны нижнеюрские аммониты *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson), *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (Sowerby), *Arnioceras* ex gr. *ceratitoides* (Quenstedt), *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *dumortieri* (Fucini), *Angulaticeras* sp. и *Eleganticeras* sp. (?). Первые три вида определены из этого района впервые. Представители родов *Angulaticeras* и *Arnioceras* характеризуют синемюрский ярус, родов *Dactylioceras* и *Eleganticeras* (?) – нижний подъярус тоарского яруса. Некоторые из описанных видов аммонитов определяют зоны, установленные в Западной Европе: *A. (B.) dumortieri* – зону Охунотум синемюра, *D. (O.) semicelatum* – зону *Tenuicostatum* нижнего тоара. Вид *D. (D.)* ex gr. *commune* позволяет наметить корреляцию с нижним тоаром Северо-Востока России, Северной Аляски, Арктической Канады, архипелага Шпицберген и Южной Америки.

Ключевые слова: Горный Крым, нижняя юра, аммониты, монографическое описание.

В. А. ZAITSEV (VSEGEI),
V. V. ARKAD'EV (Institute of Earth Sciences of SPbGU)

New data on the Lower Jurassic ammonites of the Bodrak River Basin (Southwestern Crimea)

Lower Jurassic ammonites *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson), *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (Sowerby), *Arnioceras* ex gr. *ceratitoides* (Quenstedt), *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *dumortieri* (Fucini), *Angulaticeras* sp. and *Eleganticeras* (?) sp. from the zone of tectonic melange ("Eskiordinsky series") and flysch of the Tauric series of the Bodrak River Basin were described. The first three species have been identified in this area for the first time. Representatives of the *Angulaticeras* and *Arnioceras* genera are typical of the Sinemurian stage, the *Dactylioceras* and *Eleganticeras* (?) genera for the lower substage of the Toarcian stage. Some of the described ammonite species correspond to the zones established in Western Europe: *A. (B.) dumortieri* to the Lower Sinemurian Oxynotum zone, *D. (O.) semicelatum* to the Lower Toarcian *Tenuicostatum* zone. In addition, the *D. (D.)* ex gr. *commune* suggests the correlation with the Lower Toarcian of the Northeast of Russia, Northern Alaska, Arctic Canada, Spitsbergen archipelago and South America.

Keywords: Mountain Crimea, Lower Jurassic, ammonites, monographic description.

Как цитировать эту статью: Зайцев Б. А., Аркадьев В. В. Новые данные о нижнеюрских аммонитах бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 78. – С. 21–30.

Введение. Нижнеюрские аммониты Горного Крыма, в частности басс. р. Бодрак, до настоящего времени изучены недостаточно. Это связано со сложностью геологического строения (отсутствием полных разрезов нижнеюрских образований), различными представлениями исследователей о строении этой территории и редкостью находок аммонитов. Бассейн р. Бодрак является традиционным местом проведения учебных геологических практик Московского и Санкт-Петербургского (СПбГУ) государственных университетов, чем объясняется

большое количество публикаций по геологии этого района.

В Горном Крыму нижнеюрские отложения развиты в двух тектонически обособленных зонах – Горнокрымской и Лозовской, разделенных субширотным Бодракским разломом [6, 10, 12–14, 18, 19].

В пределах Горнокрымской зоны (к югу от Бодракского разлома) нижнеюрские отложения в басс. р. Бодрак представлены песчаниками ченкской и флишем яманской (верхнетааврической) свит, наиболее хорошо обнаженным на левом берегу Бодрака в районе

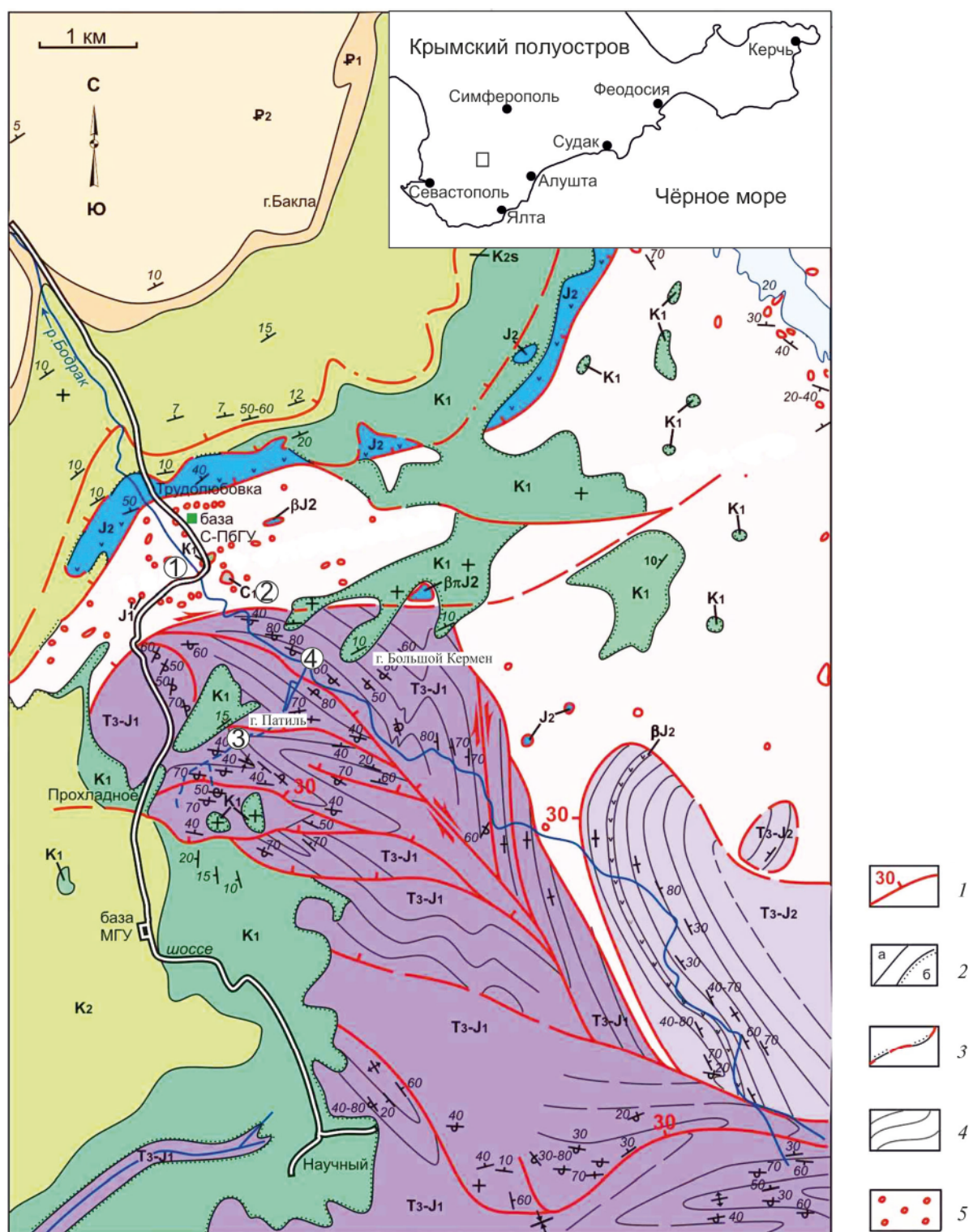


Рис. 1. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Бодрак [22] и район исследований (прямоугольник на карте-врезке)

1 – надвиги и сдвига-надвиги; 2 – стратиграфические границы согласованные (а) и несогласованные (б); 3 – послонные срывы (флэты); 4 – простираия толщ по АФС; 5 – кластолиты пород С₁–К₁ в меланже. Места находок аммонитов (цифры в кружках): 1 – гряда Конского; 2 – овраг Аммонитовый; 3 – овраг Мангушский; 4 – подножие горы Большой Кермен

Мангушского оврага, на склонах гор Патиль, Шелудивая и Длинная, а также на правом берегу Бодрака в районе горы Большой Кермен. Ченкская и верхнетаврическая свиты вместе с нижнетаврической объединяются в таврическую серию, возраст которой верхний триас — средняя юра (аален) [14].

Интерпретация природы нижнеюрских отложений Лозовской зоны у исследователей крайне неоднозначна. Согласно одной точки зрения, в Лозовской зоне нижнеюрские отложения повсеместно представляют собой стратифицированную толщу (так называемую эскиординскую серию). Наиболее полное обоснование такой трактовки дано в работах Д. И. Панова [11, 13, 14], согласно которому нижняя часть разреза нижней юры в Лозовской зоне долины р. Бодрак выражена мендерской глинистой толщей эскиординской свиты [14]. В составе мендерской толщи Д. И. Панов выделил четыре пачки, которые последовательно сменяют друг друга в направлении с юго-востока на северо-запад, где в районе Гряды Конского (на правом берегу оврага Джидайр и на левом оврага Мендер) пачка 4 согласно перекрывается отложениями джидайрской толщи [14]. Третья пачка (по схеме Д. И. Панова) — это олистостромовая пачка — коричнево-серые глины, переполненные обломками разнообразных пород (именно в этой пачке находится знаменитая Бодракская глыба каменноугольных известняков).

Согласно другой точки зрения, «эскиординская серия» в пределах Лозовской зоны представляет собой тектонический меланж — сильно перетертый глинистый матрикс с большим количеством глыб разного размера и возраста [3, 6, 8, 20–22]. Авторы настоящей статьи придерживаются этой точки зрения.

Определения нижнеюрских аммонитов из басс. р. Бодрак приводятся в многочисленных списках [1, 7, 16], но изображены аммониты в шести публикациях [4, 5, 9, 15, 17, 19]. А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков [7] из глинистых сланцев Аммонитового оврага указывают списком *Schlotheimia* (*Scamnoceras*) *angulata* (Schlotheim) и *Schlotheimia* (*Charmasseiceras*) *charmassei* (D'Orbigny) (определение Г. Я. Крымгольца). По их мнению, эти находки свидетельствуют о принадлежности сланцев к верхней части геттангского — нижней части синемюрского ярусов. В. П. Казаковой [4] был определен, описан и изображен следующий фаунистический комплекс, происходящий из алевроитистых глин Аммонитового оврага: *Angulaticeras dumortieri* (Fucini), *A. cf. rumpens* (Oppel), *Angulaticeras* (*Pseudoschlotheimia*) *cf. densilobatum* (Pompeckj), *Crucilobiceras* *cf. crucilobatum* (Buckman) и *Angulaticeras* sp. По мнению В. П. Казаковой, данные формы соотносятся с лотарингским ярусом (верхним синемюром). Другая часть коллекции

В. П. Казаковой была собрана из глыбы известняков на северо-восточном склоне горы Патиль, откуда ею определены лотарингские (верхнесинемюрские) *Echioceras raricostatum* (Zieten) и *Paltechioceras edmundi* (Dumortier).

В статье [19] описан экземпляр аммонита *Dactylioceras* *cf. athleticum* (Simpson), найденный в районе Мангушского оврага и характеризующий средний тоар. Из глыбы известняков в устье Аммонитового оврага определен *Ptycharietites* (*Ptycharietites*) sp., характерный для верхнего синемюра [5]. Экземпляр *Arnioceras cuneiforme* (Hyatt), типичный для нижнего синемюра, упомянут в тексте статьи [17]. Ю. С. Репин изобразил несколько синемюрских и плинсбахских аммонитов из «глыбового горизонта эскиординской свиты в басс. р. Бодрак» [17, с. 180], но их более конкретная привязка не указана, а описания отсутствуют.

В распоряжении авторов статьи имеется коллекция аммонитов, в разные годы собранная преподавателями и студентами СПбГУ в басс. р. Бодрак, преимущественно в районе Аммонитового и Мангушского оврагов (рис. 1). Коллекция включает 16 экземпляров, в основном это ядра аммонитов, очень часто неполные и деформированные. Из них три образца найдены в пределах Горнокрымской зоны в области распространения флишевых отложений верхнетаврической свиты, 13 образцов — в Лозовской зоне развития тектонического меланжа. Коллекция хранится в отделе естественнонаучных коллекций СПбГУ под № 416.

Измерения, принятые при описании аммонитов: Д — диаметр раковины, Д_у — диаметр умбиликуса, В — высота последнего оборота раковины, Ш — ширина последнего оборота раковины.

Описание аммонитов

НАДСЕМЕЙСТВО PSILOCERATOIDEA HYATT, 1867 СЕМЕЙСТВО SCHLOTHEIMIIDAE SPATH, 1923

Род *Angulaticeras* Quenstedt, 1883

Подрод *Boucaulticeras* Spath, 1924 *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *dumortieri* (Fucini, 1903)

Таблица, фиг. 5–12

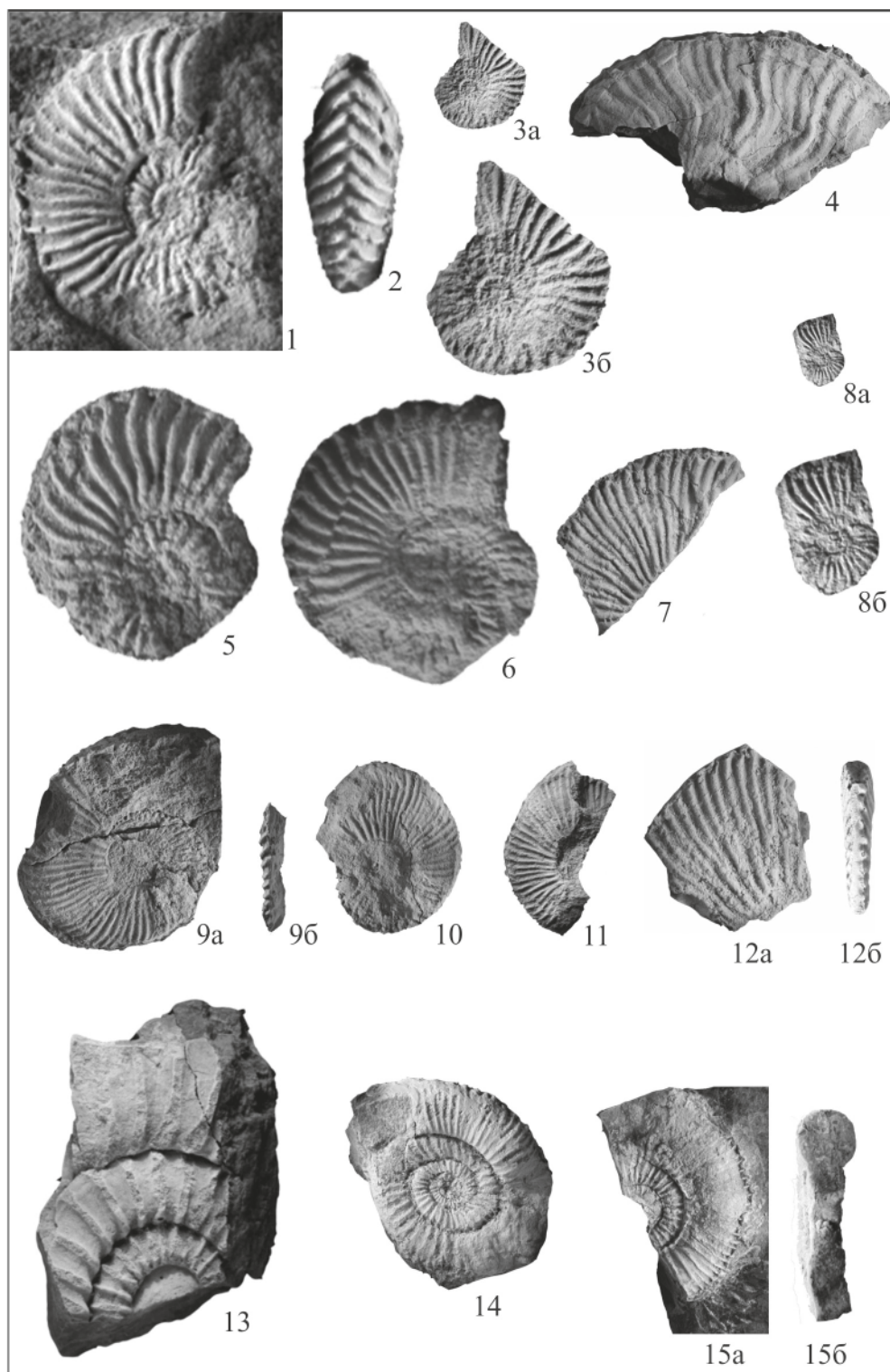
- 1903. *Schlotheimia dumortieri*. [24, с. 158, табл. XXIV [XXXV], фиг. 9]
- 1962. *Angulaticeras dumortieri*. [4, с. 41, табл. I, фиг. 2–9]
- 1981. *Angulaticeras dumortieri*. [15, с. 27, табл. 11, фиг. 1]

Форма. Раковина небольшого размера полуинволютная, сильно сжатая с боков. В онтогенезе наблюдается быстрое увеличение

инволютности по мере увеличения размера раковины. Сечение по мере роста также, по-видимому, становится более вытянутым в высоту. Латеральные стороны слабовыпуклые. Умбиликус мелкий чашеобразный.

Скульптура представлена чередованием простых, вставных и раздваивающихся ребер. Ребра тонкие, узкие, высокие слегка сигмовидные, разделены межреберными промежутками, ширина которых несколько

шире ребра. Ветвление раздваивающихся ребер может наблюдаться очень низко (немного выше точки умбиликального перегиба), у некоторых образцов — несколько выше, в нижней трети оборота (таблица, фиг. 12a). На вентральной стороне ребра прерываются, оставляя на молодых оборотах узкую борозду, а на взрослых — небольшую гладкую полосу (таблица, фиг. 12b). Стадия со вставными и раздваивающимися ребрами на



некоторых образцах начинается очень рано, а на других — с диаметра более 1 см (таблица, фиг. 5, 6).

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер образца	Д	В	Ш	Д _у	Д _у /Д	В/Д
4/416	36,5	14,0	—	8,5	23	38
5/416	28,5	13,5	—	8,5	30	47
6/416	27,0	11,5	—	9,0	33	42
10/416	10,0	3,0	—	—	—	—
11/416	10,5	4,2	—	4,0	38	40
12/416	11,0	5,0	—	2,5	23	45

Сравнение. Данные образцы идентичны описанным В. П. Казаковой [4] из того же местонахождения, как *Angulaticeras dumortieri* (Fucini). От наиболее близкого *A. deletum* (Sanavari) описываемый вид отличается более густой ребристостью и более грубыми ребрами.

Распространение. Верхний синемюр Горного Крыма. Верхний синемюр (зона Obtusum) Венгрии, зона Oxynotum Италии, Франции.

Материал. Восемь образцов (№ 4–6/416, 8/416, 10–13/416), басс. р. Бодрак, овраг Аммонитовый. Вмещающие породы — аргиллиты.

Angulaticeras sp.

Таблица, фиг. 1–3

Форма. Раковина небольшого размера, сильно сжатая с боков. Умбиликус мелкий. Латеральные стороны слабовыпуклые.

Скульптура представлена чередованием простых, вставных и раздваивающихся ребер, которые сигмоидально изогнуты

и прерываются на вентральной стороне, оставляя на молодых оборотах узкую борозду (таблица, фиг. 2). На латеральных сторонах ветвление ребер наблюдается очень низко, почти от умбиликального перегиба, в местах ветвления заметно небольшое утолщение. Стадия со вставными и ветвящимися ребрами начинается в онтогенезе очень рано — при диаметре раковины около 5 мм (таблица, фиг. 1).

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер образца	Д	В	Ш	Д _у	Д _у /Д	В/Д
9/416	16,5	6,0	—	7,0	42	36
14/416	16,0	6,5	—	5,0	31	41

Сравнение. Наличие лишь ювенильных форм и фрагмента взрослого оборота не позволяют точно определить подвид и вид. От описанного выше *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *dumortieri* (Fucini) данный вид отличается большей скоростью нарастания оборотов, более ранним появлением стадии с ветвящимися ребрами (при Д около 5 мм) и более низко расположенной точкой ветвления ребер.

Распространение. Синемюр Горного Крыма. Распространение рода: верхний геттанг — синемюр Европы, Марокко, Туниса, Турции, России (Северо-Восток и Дальний Восток), Китая, Канады (Британская Колумбия), США (Аляска, Невада, Орегон), Чили, Аргентины, Эквадора, Перу и Новой Зеландии.

Материал. Четыре экземпляра (№ 9/416, 14–16/416), басс. р. Бодрак, овраг Аммонитовый. Вмещающие породы — аргиллиты. Сборы И. А. Клишевич.

**НАДСЕМЕЙСТВО
ARIETITOIDEA HYATT, 1874**

**СЕМЕЙСТВО ARIETITIDAE HYATT,
1874**

Подсемейство Arietitinae Hyatt, 1874

Род *Arnioceras* Hyatt, 1867

Arnioceras ex gr. *ceratitoides* (Quenstedt, 1848)

Таблица, фиг. 13

Форма. Раковина средних размеров офиоконовая эволютная с уплощенными латеральными сторонами. Умбиликус очень широкий ступенчатый и мелкий. Каждый последующий оборот выше предыдущего более чем в 1,5 раза. Умбиликальный перегиб хорошо выражен, умбиликальная стенка отвесная.

Скульптура. Латеральные стороны покрыты простыми радиальными широко представленными высокими ребрами. Вентральная сторона несет высокий заостренный киль, ограниченный по бокам глубокими вентральными бороздками.

Таблица. Нижнеюрские аммониты бассейна р. Бодрак

Фиг. 1–3. *Angulaticeras* sp., 1 — экз. № 14/416 сбоку (×4); 2 — экз. № 15/416 с вентральной стороны (×4); 3 — экз. № 9/416 сбоку (3а — ×1, 3б — ×2); 4 — экз. № 7/416 сбоку (×1). Овраг Аммонитовый, синемюр

Фиг. 4. *Eleganticeras* (?) sp., экз. № 17/416 сбоку (×1). Подножие юго-западного склона горы Большой Кермен, нижний тоар (?)

Фиг. 5–12. *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *dumortieri* (Fucini), 5 — экз. № 11/416 сбоку (×4); 6 — экз. № 10/416 сбоку (×4); 7 — экз. № 8/416 сбоку (×1); 8 — экз. № 12/416 сбоку (8а — ×1, 8б — ×2); 9 — экз. № 4/416: 9а — сбоку (×1), 9б — с вентральной стороны (×1); 10 — экз. № 5/416 сбоку (×1); 11 — экз. № 6/416 сбоку (×1); 12 — экз. № 13/416: 12а — сбоку (×1), 12б — с вентральной стороны (×1). Все образцы — овраг Аммонитовый, верхний синемюр

Фиг. 13. *Arnioceras* ex gr. *ceratitoides* (Quenstedt), экз. № 1/416 сбоку (×1). Гряда Конского, синемюр

Фиг. 14. *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (Sowerby), экз. № 2/416 сбоку (×1). Овраг Мангушский, нижний тоар

Фиг. 15. *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson), экз. № 3/416 сбоку (×1). Овраг Мангушский, нижний тоар

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер образца	Д	В	Ш	Д _у	Д _у /Д	В/Д
1/416	55,0?	21,0	—	32,0?	58?	38?

Сравнение. От *A. acuticarinatum* (Simpson) отличается строго радиальным расположением ребер; от *A. kridioides* (Hiatt) — наличием на вентральной стороне высокого кия, окаймленного глубокими бороздами. В отличие от *A. falcaries* (Quenstedt), описываемый вид имеет прямые ребра. Очень близкой формой по характеру ребер и кия на вентральной стороне является *A. semicostatum* (Young et Bird), однако крымский экземпляр имеет более короткую гладкую ювенильную стадию (значительно менее 2 см в диаметре). От *A. semilaeve* (Haueg) также отличается наличием значительно более короткой ювенильной гладкой стадии.

Распространение. Синемюр Горного Крыма. Вид *Arnioceras ceratitoides* (Quenstedt) — синемюр, верхняя часть зоны Involutum — нижняя часть зоны Carinatum Северной Америки; нижний синемюр (зона Semicostatum) — верхний синемюр (нижняя часть зоны Obtusum (подзона Obtusum)) Европы, Северной Африки (Марокко), Грузии, Китая и Японии.

Материал. Один образец (№ 1/416), басс. р. Бодрак, восточный склон гряды Конского (у водовода за рекой). Сборы С. Урбановского, 1987 г.

НАДСЕМЕЙСТВО EODEROCERATOIDEA SPATH, 1929 СЕМЕЙСТВО DACTYLIOCERATIDAE HYATT, 1867

Подсемейство Dactylioceratinae Hyatt, 1867

Род *Dactylioceras* Hyatt, 1867

Подрод *Orthodactylites* Buckman, 1926
Dactylioceras (*Orthodactylites*) *semicelatum*
(Simpson, 1843)

Таблица, фиг. 15а–б

1843. *Ammonites semicelatus*: [33, с. 20]
1911. *Dactylioceras semicelatum*: [23, табл. 31 (= holotypus)]
1926. *Dactylioceras direcium*: [23, табл. XVII, фиг. 5а, б; 6а, б]
1973. *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum*: [25, с. 262, табл. 6, фиг. 1; табл. 7, фиг. 1, 2; табл. 8, фиг. 1–4; табл. 9, фиг. 1–3]
1980. *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum*: [26, с. 646, текст. фиг. 2–3, табл. 80–81, табл. 82, фиг. 11–12]
2014. *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum*: [28, с. 47, табл. 1, фиг. 1, 7]

Форма. Раковина офиоконовая эволютного небольшого размера и средней толщины.

Умбиликус очень широкий и мелкий. Обороты умеренно нарастающие. Поперечное сечение оборотов круглое. Латеральные стороны умеренно выпуклые, вентральная сторона широкая выпуклая. Вентролатеральный перегиб не выражен (переход от латеральных сторон к вентральной — постепенный). Вентральный перегиб отчетливо выражен. Умбиликальная стенка низкая.

Скульптура представлена чередованием двойных и одиночных ребер, причем первые резко преобладают. Ребра высокие тонкие с глубокими межреберными промежутками. Двойные ребра начинаются от умбиликального перегиба, равномерно высокие, расположены на вентральной и латеральной сторонах строго радиально, не образуют изгибов. Густота ребер в течение онтогенеза практически не изменяется.

Строго говоря, большинство ребер не являются двойными: задняя их «ветвь» на всем своем протяжении равномерно высокая, а передняя при близком рассмотрении представляет собой вставное ребро, которое отходит почти вплотную от главного ребра вверх (спереди от него) под острым углом (рис. 2). Вставные ребра начинаются несколько ниже середины оборота. При этом в нижней части вставные ребра примерно вдвое ниже первичных ребер. По мере продвижения вверх высота вставных ребер возрастает. В результате этого примерно в районе вентролатерального перегиба вставные и первичные ребра становятся равными по высоте. На вентральной стороне ребра расположены очень регулярно, пересекают ее строго под прямым углом, не образуя изгибов.

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер образца	Д	В	Ш	Д _у	Д _у /Д	В/Д
3/416	28,0	10,0	9,0	12,2	44	36
3/416	36,0?	12,0	—	20?	55?	33?

Сравнение. В отличие от *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *hispanum* Schmidt-Effing, описываемый вид имеет более регулярную ребристость, в характере которой никогда не присутствуют несколько вставных ребер подряд. От *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *crosbeyi*

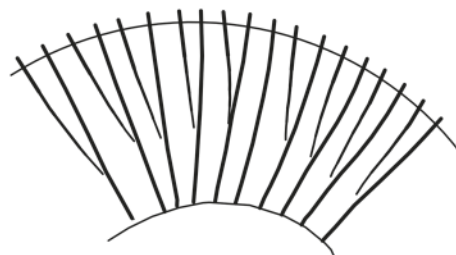


Рис. 2. Характер расположения ребер у *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson) на последнем сохранившемся обороте (экз. № 3/416)

Howarth отличается более эволютными и узкими оборотами, а также более мелким умбиликусом, от *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *tenuicostatum* Young et Bird — меньшей плотностью ребер, от *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) *helianthoides* Yokoуama — более регулярной ребристостью, одинаковым наклоном ребер на всех стадиях онтогенеза и очень редким присутствием простых ребер.

Замечания. В отличие от голотипа [23, табл. 31], описываемый экземпляр имеет круглое (а не овальное) поперечное сечение оборота. Однако, согласно [25], это укладывается в рамки внутривидовой изменчивости данного вида.

Распространение. Нижний тоар Горного Крыма. Нижний тоар, зона *Tenuicostatum* (подзона *Semicelatum*) Великобритании, Франции, Люксембурга, Германии, Венгрии.

Материал. Один экземпляр (№ 3/416), Мангушский овраг, южный склон горы Пантиль. Вмещающая порода — песчаник (толща IV верхнетаврической свиты). Сборы А. Борисик, А. Чернышева, 2003 г.

Подрод *Dactylioceras* Hyatt, 1867

Dactylioceras (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (J. Sowerby, 1815)

Таблица, фиг. 14

Форма. Раковина офиоконовая эволютная небольшого размера уплощенная с очень медленно растущими оборотами. Умбиликус широкий открытый. Насколько можно судить, поперечное сечение круглое. Латеральные стороны выпуклые, на внутренних оборотах несколько уплощенные, постепенно переходящие в широкую выпуклую вентральную сторону. Умбиликальный перегиб округлый.

Скульптура представлена простыми и двойными (дихотомически ветвящимися) ребрами. Ребра высокие тонкие, начинаются от умбиликального перегиба, на вентральную сторону переходят плавно, без излома.

Характер скульптуры существенно изменяется в течение онтогенеза: внутренние обороты — густоребристые, ребра заметно отклоняются от направления радиуса вперед, а начиная с диаметра около 1,5 см, ребра на латеральных сторонах редко расположены и становятся радиальными (рис. 3), в конце последнего оборота ($D \approx 2,9$ см) их густота заметно возрастает и ребра остаются

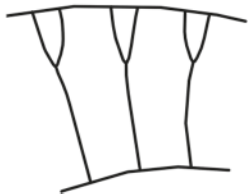


Рис. 3. Характер расположения ребер у *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (J. Sowerby) при $D = 1,8$ см (экз. № 2/416)

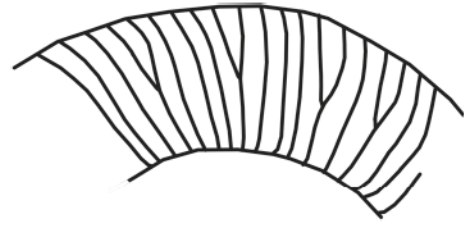


Рис. 4. Характер расположения ребер на жилой камере у *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) ex gr. *commune* (J. Sowerby) при $D = 3,4$ см (экз. № 2/416)

радиальными. Все ребра двуветвистые, место ветвления расположено на переходе ребра на вентральную сторону. На приустевой части последнего оборота наблюдается нерегулярное ветвление ребер, появляется большое количество простых ребер. Место ветвления смещается ближе к середине оборота (рис. 4).

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер образца	Д	В	Ш	D_y	D_y/D	В/Д
2/416	34,0	8,0	7,5	18,5	54	24

Сравнение. От *D. athleticum* (Simpson) описываемый вид отличается более грубой ребристостью внутренних оборотов, более выпуклой вентральной стороной и характером ребристости на вентральной стороне. От настоящих *D. commune* (Sowerby) крымский экземпляр отличается несколько менее грубой ребристостью на наружных оборотах и более резкой на внутренних, поэтому определен в открытой номенклатуре. В отличие от описываемого образца, у лектотипа *Dactylioceras commune* (Sowerby) [27, фиг. 44.2, a–b] не наблюдается резкого увеличения частоты ребер и смещения точки их бифуркации на последней половине заключительного оборота. Эта особенность, скорее всего, объясняется изменением характера скульптуры на жилой камере [32]. Также у образца № 2/416 в конце заключительного оборота наблюдается хаотичное расположение дихотомических ребер, которые нерегулярно перемежаются с простыми ребрами. Похожие особенности отмечаются у сибирских *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) *commune* (Sowerby) [2, табл. II, фиг. 1].

Замечания. Образец № 2/416 может быть рассмотрен в составе рода *Microdactylites* Buxman. К данному таксону, согласно некоторым авторам [28], следует относить микроконхи рода *Dactylioceras*. Однако в настоящее время в литературных источниках нет единого мнения относительно валидности таксона *Microdactylites* и однозначности его понимания [2, 27, 29, 31]. В настоящей статье принята точка зрения [27], где род *Microdactylites* помещен в синонимистику рода *Dactylioceras*.

Распространение. Нижний тоар Горного Крыма. Вид *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) *commune* (J. Sowerby) — нижний тоар, зона Bifrons (подзона Commune) Кавказа, Англии, Севера Франции, Севера Германии и Севера Ирана; нижний тоар, зона Bifrons (подзона Sublevisoni) Австрии, Италии, Греции, Южной Испании, Болгарии и Венгрии; нижний тоар Северо-Востока России, Северной Аляски, Арктической Канады и архипелага Шпицберген, Южной Америки.

Материал. Один образец (микроконх) (№ 2/416), Мангушский овраг (южнее Мангушского ставка). Вмещающая порода — песчаник (толща V верхнетаврической свиты).

НАДСЕМЕЙСТВО HILDOCERATOIDEA HYATT, 1867 СЕМЕЙСТВО HILDOCERATIDAE HYATT, 1867

Род *Eleganticeras* Buckman, 1913

Eleganticeras sp. (?)

Таблица, фиг. 4

Форма. Судя по обломку, раковина тонкая дисковидная с уплощенными латеральными сторонами. Обороты высокие, поперечное сечение, по-видимому, сильно сжатое в латеральном направлении. Умбиликальный перегиб угловатый, умбиликальная стенка вертикальная. На вентральной стороне видны фрагменты киля, который, по-видимому, высокий и хорошо выраженный.

Скульптура. Ребра серповидные с плавными изгибами, сильно сближены в области умбиликального перегиба. Отельные ребра несколько более высокие вильчатые и с точкой ветвления чуть выше умбиликального перегиба.

Сравнение. По причине неполной сохранности даже родовая принадлежность образца вызывает вопрос. По морфологическим признакам экземпляр близок к роду *Eleganticeras* (например, к *Eleganticeras elegantulum* (Young et Bird)), однако нельзя исключить его принадлежность к другим Hildoceratidae, например, *Harpoceras* spp. или *Protogrammoceras* (*Protogrammoceras*) *paltum* Buckman, которые на определенных стадиях онтогенеза могут обладать аналогичными признаками.

Распространение. Нижний тоар (?) Горного Крыма. Род *Eleganticeras* — нижний тоар (зона Falciferum, нижняя часть подзоны Exaratum) Великобритании и Германии.

Материал. Один образец (№ 17/416). Гора Большой Кермен (подножие юго-западного склона). Вмещающая порода — аргиллит (толща III верхнетаврической свиты).

Выводы. Описанные виды аммонитов позволяют проводить сопоставление с зональной шкалой, разработанной для нижней юры Европы [30], и определять подъярусную, а в ряде случаев зональную принадлежность отложений, развитых в басс. р. Бодрак.

Находки *Angulaticeras* (*Boucaulticeras*) *du-mortieri* (Fucini) и *Angulaticeras* sp. в Аммонитовом овраге полностью соответствуют данным В. П. Казаковой [4] и в целом не противоречат выводам Д. И. Панова [11] о позднесинемюрском возрасте глин в данном местонахождении.

Находка *Arnioceras* ex gr. *ceratitoides* (Quenstedt) противоречит предположению о позднеплинсбахском [12, 13] или раннетоарском [11] возрасте верхней части мендерской толщи эскиординской свиты (по крайней мере, на левобережье р. Бодрак).

Авторы благодарят старшего научного сотрудника ВСЕГЕИ, кандидата геол.-минерал. наук Т. Н. Богданову за внимательное прочтение рукописи статьи и сделанные конструктивные замечания.

1. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О. А. Мазарович, В. С. Милеев. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — 168 с.

2. Дагис А. А. Тоарские аммониты (Dactylioceratidae) севера Сибири. — М.: Наука, 1968. — 108 с. — (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 40).

3. Ипполитов А. П. Эскиординская «свита» Горного Крыма — тектонический меланж. Новые находки макрофауны против классической схемы расчленения / А. П. Ипполитов, Е. В. Яковина, С. И. Бордунов, А. М. Никишин // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание (Махачкала, 15–20 сентября 2015 г.): Науч. материалы. — Махачкала: Типография Алеф, 2015. — С. 144–148.

4. Казакова В. П. К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Горный Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геологии. — 1962. — Т. 37, вып. 4. — С. 36–50.

5. Комаров В. Н., Рыбакова А. В., Чеботарева Я. И. О первой находке аммонитов рода *Ptycharietes* Spath в эскиординской свите Горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2012. — № 3. — С. 3–8.

6. Короновский Н. В., Милеев В. С. О соотношении отложений Таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестник МГУ. Сер. геол. — 1974. — № 1. — С. 80–87.

7. Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Бодрак // Вестник Ленинградского университета. Геология. — 1954. — № 4. — С. 208–210.

8. Милеев В. С. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма / В. С. Милеев, Е. Ю. Барбошкин, С. Б. Розанов, М. А. Рогов // Бюл. МОИП. Отд. геологии. — 2009. — Т. 84, вып. 3. — С. 3–22.

9. Немков Г. И., Чернова Е. С., Дроздов С. В. и др. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 1: Методика проведения геологической практики и атлас руководящих форм. — М.: Недра, 1973. — 232 с.

10. Панов Д. И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геологии. — 2002. — Т. 77, вып. 2. — С. 13–25.
 11. Панов Д. И., Гушин А. И., Смирнова С. Б., Стафеев А. Н. Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. — 1994. — № 3. — С. 19–29.
 12. Панов Д. И., Болотов С. Н., Никишин А. М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. III Междунар. конф. «Крым-2001» (Крым, Гурзуф, 17–21 сентября 2001 г.). — Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. — С. 127–134.
 13. Панов Д. И., Болотов С. Н., Самарин Е. Н. и др. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. — 2004. — № 2. — С. 21–31.
 14. Панов Д. И., Болотов С. Н., Косоруков В. Л. и др. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас — лэйас) Качинского поднятия юго-западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геологии. — 2009. — Т. 84, вып. 5. — С. 52–73.
 15. Парышев А. В., Никитин И. И. Головоногие моллюски юры Украины. Палеонтологический справочник. — Киев: Наукова Думка, 1981. — 142 с.
 16. Пермяков В. В. Розчленування лэйасу геосинклінальних областей півдня Європейської частини СРСР // Геологічний журнал. — 1962. — Т. 22, вып. 3. — С. 58–65.
 17. Репин Ю. С. Аммоноидеи нижней юры Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское совещание (Москва, 18–22 сентября 2017 г.): Науч. материалы. — М.: ГИН РАН, 2017. — С. 180–181.
 18. Славин В. И., Бызова С. Л., Добрынина В. Я. Геологическое строение Лозовской зоны в Горном Крыму // Бюл. МОИП. Отд. геологии. — 1983. — Т. 58, вып. 1. — С. 43–53.
 19. Туров А. В. О новых находках нижнеюрских аммоноитов в восточной части Бахчисарайского района Крыма / А. В. Туров, В. Н. Комаров, А. О. Андрухович, Ю. А. Шаройко // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2002. — № 2. — С. 23–28.
 20. Юдин В. В. Симферопольский меланж // Докл. РАН СССР. — 1993. — Т. 333, № 2. — С. 250–252.
 21. Юдин В. В. Геодинамика Крыма. — Симферополь: ДИАИПИ, 2011. — 336 с.
 22. Юдин В. В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200 000. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.
 23. Buckman S. S. Yorkshire Type Ammonites and Type Ammonite: in 7 vols. — London: William Wesley and Son, 1909–1930. — Vol. 1–7. — 790 p.
 24. Fucini A. Cefalopodi liassici del Monte di Cetona // Palaeontographia Italica. — 1903. — Vol. 9. — P. 125–185.
 25. Howarth M. K. The stratigraphy and ammonite fauna of the Upper Liassic Grey Shales of the Yorkshire coast // Bull. British Museum (Natural History). — 1973. — Vol. 24, N 4. — P. 235–277.
 26. Howarth M. K. The Toarcian age of the upper part of the Marlstone Rock Bed of England // Palaeontology. — 1980. — Vol. 23. — Pt. 3. — P. 637–656.
 27. Howarth M. K. Psiloceratoidea, Eodoceratoidea, Hildoceratoidea // Treatise Online. — 2013. — Vol. 3B. — Pt. L, N 57. — P. 1–139.
 28. Kovács Z. Toarcian Dactyloceratidae (Ammonitina) from the Gerecse Mts (Hungary) // Hantkeniana. — 2014. — Vol. 9. — P. 45–77.
 29. Morard A. Les événements du passage Domérien — Toarcien entre Téthys occidentale et Europe du Nord-Ouest: Thèses de Doctorat de la Faculté des Géosciences et de l'environnement de l'Université de Lausanne. — 2004. — 338 p.
 30. Page K. N. The Lower Jurassic of Europe: its Subdivision and Correlation // Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. — 2003. — N 1. — P. 23–59.
 31. Rulleau L., Lacroix P., Bécaud M., Pichon J.-P. Les Dactyloceratidae du Toarcien inférieur et moyen. Une famille cosmopolite. — Lyon: Dédales Éditions, 2013. — 245 p.
 32. Schmidt-Effing R. Die Dactyloceratidae, eine Ammoniten Familie des unteren Jura // Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie. — 1972. — Vol. 25/26. — 255 p.
 33. Simpson M. A Monograph of the Ammonites of the Yorkshire Lias. — London, 1843. — 60 p.
-
1. Geologicheskoe stroenie Kachinskogo podnyatiya Gornogo Kryma. Stratigrafiya mezozoya [Geological structure of the Kachinsky uplift of the Mountain Crimea. Mesozoic Stratigraphy]. Ed. by O. A. Mazarovich, V. S. Mileev. Moscow: Moscow State University. 1989. 168 p.
 2. Dagis A. A. Toarskie ammonity (Dactyloceratidae) severa Sibiri [Toar ammonites (Dactyloceratidae) in northern Siberia]. 1968. Iss. 40. 108 p.
 3. Ippolitov A. P., Yakovishina E. V., Bordunov S. I., Nikishin A. M. The eskiordin retinue of the Mountain Crimea is a tectonic melange. New discoveries of macrofauna against the classical scheme of dismemberment. *The Jurassic System of Russia: Problems of Stratigraphy and Paleogeography. VI All-Russian Meeting (Makhachkala, September 15–20, 2015): Scientific materials.* Makhachkala: Aleph Printing House. 2015. Pp. 144–148. (In Russian).
 4. Kazakova V. P. Towards the stratigraphy of the Lower Jurassic sediments of the basin of the river Bodrak (Mountain Crimea). *Bulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody. Otdel geol.* 1962. Vol. 37. Iss. 4, pp. 36–50. (In Russian).
 5. Komarov V. N., Rybakova A. V., Chebotareva Ya. I. On the first find of ammonites of the genus Ptychiarites Spath in the Eskiordinsky suite of the Mountain Crimea. *Izvestia vyshih uchebnykh zavedeniy. Geologia i razvedka.* 2012. No. 3, pp. 3–8. (In Russian).
 6. Koronovskiy N. V., Mileev V. S. On the ratio of the deposits of the Taurian series and the Eskiordinsky suite in the valley of the river Bodrak (Mountain Crimea). *Vestnik MGU. Ser. geol.* 1974. No. 1, pp. 80–87. (In Russian).
 7. Miklukho-Maklay A. D., Porshnyakov G. S. To the stratigraphy of the Jurassic deposits of the river Bodrak. *Vestnik Leningradskogo universiteta.* 1954. No. 4, pp. 208–210. (In Russian).
 8. Mileev V. S., Baraboshkin E. Yu., Rozanov S. B., Rogov M. A. Tectonics and geodynamic evolution of the Mountain Crimea. *Byul. MOIP. Otd. geologii.* 2009. Vol. 84. Iss. 3, pp. 3–22. (In Russian).
 9. Nemkov G. I., Chernova E. S., Drozdov S. V. et al. Guide to educational geological practice in the Crimea. Vol. 1: Methods of geological practice and atlas of governing forms [Rukovodstvo po uchebnoy geologicheskoy praktike v Krymu. Vol. 1: Metodika provedeniya geologicheskoy praktiki i atlas rukovodyashchikh form]. Moscow: Nedra. 1973. 232 p.
 10. Panov D. I. Stratigraphy of the Triassic and Lower-Middle Jurassic deposits of the Lozova zone of the Mountain Crimea. *Byul. MOIP. Otd. geologii.* 2002. Vol. 77. Iss. 2, pp. 13–25. (In Russian).
 11. Panov D. I., Gushchin A. I., Smirnova S. B., Stafeyev A. N. New data on the geological structure of

the Triassic and Jurassic deposits of the Lozova zone of the Mountain Crimea in the basin of the Bodrak River. *Vestnik MGU. Ser. 4. Geologiya*. 1994. No. 3, pp. 19–29. (In Russian).

12. Panov D. I., Bolotov S. N., Nikishin A. M. Scheme of the stratigraphic dismemberment of the Triassic and Lower Jurassic deposits of the Mountain Crimea. *Geodynamics and oil and gas systems of the Black Sea-Caspian region. Collection of reports of the Third International Conference "Crimea-2001". Crimea, Gurzuf, September 17–21*. Simferopol. 2001. P. 127–134. (In Russian).

13. Panov D. I., Bolotov S. N., Samarin E. N. et al. Breaks in the section of the Triassic-Jurassic deposits of the Mountain Crimea and their historical and geological significance. *Vestnik MGU. Ser. 4. Geologiya*. 2004. No. 2, pp. 21. (In Russian).

14. Panov D. I., Bolotov S. N., Kosorukov V. L. et al. Stratigraphy and structure of the Taurian series (Upper Triassic – Leyas) of the Kaczyn upland of the Southwestern Crimea. *Byul. MOIP. Otd. geologiya*. 2009. Vol. 84. Iss. 5, pp. 52–73. (In Russian).

15. Paryshev A. V., Nikitin I. I. Golovonogie molyluski yury Ukrainy. *Paleontologicheskii spravochnik [Head-legged mollusks of the Jurassic of Ukraine. Paleontological reference]*. Kiev: Naukova Dumka. 1981. 142 p.

16. Permyakov V. V. Rozchlenuvannya leyasu geosynclological areas of the European part of the USSR. *Geologichnyi zhurnal*. 1962. Vol. 22. Iss. 3, pp. 58–65. (In Ukrainian).

17. Repin Yu. S. Ammonoides of the Lower Jurassic of Crimea. Eds. by V. A. Zakharov, M. A. Rogov, E. V. Shchepetova. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. VII All-Russian Conference (Moscow, September 18–22, 2017): Scientific materials*. Moscow. 2017. Pp. 180–181. (In Russian).

18. Slavin V. I., Byzova S. L., Dobrynina V. Ya. Geological structure of the Lozova zone in the Mountain Crimea. *Byul. MOIP. Otd. geologii*. (In Russian).

19. Turov A. V., Komarov V. N., Andrukhovich A. O., Sharoyko Yu. A. On new finds of Lower Jurassic ammonites in the eastern part of the Bakhchisarai district of the Crimea. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*. 2002. No. 2, pp. 23–28. (In Russian).

20. Yudin V. V. Simferopol mélange. *Dokl. RAN SSSR*. 1993. Vol. 333, No. 2, pp. 250–252. (In Russian).

21. Yudin V. V. *Geodinamika Kryma [Geodynamics of the Crimea]*. Simferopol. 2011. 336 p.

22. Yudin V. V. *Geologicheskaya karta i razrezy Gornogo, Predgornogo Kryma. Masshtab 1 : 200 000 [Geological map and sections of the Mountain, Piedmont Crimea. Scale 1:200,000]*. St. Petersburg: VSEGEI. 2018.

23. Buckman, S. S. 1909–1930: *Yorkshire Type Ammonites and Type Ammonite*. 1–7. 790. London: William Wesley and Son.

24. Fucini, A. 1903: *Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. Palaeontographia Italica*. 9. 125–185.

25. Howarth, M. K. 1973: The stratigraphy and ammonite fauna of the Upper Liassic Grey Shales of the Yorkshire coast. *Bull. British Museum (Natural History)*. 24. 4. 235–277.

26. Howarth, M. K. 1980: The Toarcian age of the upper part of the Marlstone Rock Bed of England. *Palaeontology*. 23. 3. 637–656.

27. Howarth, M. K. 2013: Psiloceratoidea, Eodoceratoidea, Hildoceratoidea. *Treatise Online*. 3B. L. 57. 1–139.

28. Kovács, Z. 2014: Toarcian Dactylioceratidae (Ammonitina) from the Gerece Mts (Hungary). *Hantkeniana*. 9. 45–77.

29. Morard, A. 2004: *Les événements du passage Domérien – Toarcien entre Téthys occidentale et Europe du Nord-Ouest: Thèses de Doctorat de la Faculté des Géosciences et de l'environnement de l'Université de Lausanne*. 338.

30. Page, K. N. 2003: The Lower Jurassic of Europe: its Subdivision and Correlation. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*. 1. 23–59.

31. Rulleau, L., Lacroix, P., Bécaud, M., Pichon, J.-P. 2013: *Les Dactylioceratidae du Toarcien inférieur et moyen. Une famille cosmopolite*. Lyon: Dédalles Éditions. 245.

32. Schmidt-Effing, R. 1972: Die Dactylioceratidae, eine Ammoniten Familie des unteren Jura. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*. 25/26. 255.

33. Simpson, M. A., 1843: *Monograph of the Ammonites of the Yorkshire Lias*. London. 60.

Зайцев Богдан Анатольевич — аспирант, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <pogrom_kararov@mail.ru>

Аркадьев Владимир Владимирович — доктор геол.-минерал. наук, профессор, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (Институт наук о Земле СПбГУ). Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <arkadievvv@mail.ru>

Zaitsev Bogdan Anatolevich — Ph. D. Student, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <pogrom_kararov@mail.ru>

Arkad'ev Vladimir Vladimirovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institute of Earth Sciences of St. Petersburg University (Institute of Earth Sciences of SPbGU). 7–9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia. <arkadievvv@mail.ru>

Силурийские брахиоподы хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье) и их палеогеографические связи

Впервые проведен анализ силурийских брахиопод, собранных в различные годы из 10 обнажений Сетте-Дабана. Однообразный комплекс таяхской свиты (нижний силур), представленный пентамеридами, атрипидами и ринхонеллидами, характеризуется смешанным систематическим составом, сходным с комплексами, изученными из разновозрастных отложений Сибирской платформы, Таймыра и Северо-Востока России, что подтверждает палеогеографические связи силурийских бассейнов в раннесилурийский период.

Ключевые слова: силур, брахиоподы, таяхская свита, Сетте-Дабан.

T. L. MODZALEVSKAYA (VSEGEI)

Silurian brachiopods of the Sette-Daban Ridge (South Verkhoyansk area) and their paleogeographic ties

Silurian brachiopods collected over the years from 10 outcrops of the Sette-Daban were first analyzed. The monotonous assemblage of the Tayakhsky Formation (Lower Silurian) represented by pentamerids, atrypids, rhynchonellids is characterized by mixed systematic composition similar to assemblages studied from sediments of the same age in the Siberian platform, Taimyr and North-East of Russia that confirms paleogeographic relations of the Silurian basins in the Early Silurian.

Keywords: Silurian, brachiopods, Tayakhsky Formation, Sette-Daban.

Как цитировать эту статью: Модзалевская Т. Л. Силурийские брахиоподы хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье) и их палеогеографические связи // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 31–39.

В середине 70–80-х годов прошлого столетия во ВСЕГЕИ проводились тематические работы в Южном Верхоянье (хр. Сетте-Дабан), возглавляемые Э. И. Кутыревым, А. П. Кропачевым, Г. А. Гурьевым. Результаты этих работы были использованы при составлении объяснительной записки к комплектам карт м-ба 1 : 500 000. Единая верхнеордовикско-силурийская карбонатная толща, вскрытая в данном регионе, представляла больший практический интерес на предмет выявленных рудопроявлений свинца, цинка, флюорита. Ее детальным комплексным литологическим и биостратиграфическим изучением занималась Г. А. Русецкая, с которой в 1981 г. работал автор на разрезе по руч. Бастионный.

Карбонатная толща широко распространена в пределах севера Сетте-Дабана, особенно в междуречье Менкюле — Тыры (рис. 1). В южных его частях она перекрыта мощными толщами более молодых отложений и вскрывается только вдоль восточной границы региона в линейных блоках. В западной и центральной его частях отложения либо полностью размыты, либо сохранились

пятнами среди среднеордовикских или более древних отложений.

За почти двадцатилетний период работ на Сетте-Дабане при послойном описании разрезов был собран большой фактический материал, содержащий различные группы фауны, среди которой наиболее многочисленными являлись кишечнополостные (строматопоры, табуляты, ругозы) и в меньшей степени брахиоподы. По результатам изучения фауны были значительно детализированы местные и региональные стратиграфические схемы, впервые предложенные в 60-х годах Ю. М. Пущаровским и В. А. Ян-Жин-Шином.

В схеме выделялись следующие местные стратиграфические подразделения: нижний силур — таяхская свита, соответствующая лландоверийскому и нижней части венлокского отделам (шейнвудский ярус), оронская свита, залегающая на таяхской и сопоставляемая с верхней частью венлока (гомерский ярус) и всего лудлова, и пржидольская — хуратская свита, не содержащая фауны. К региональным подразделениям были отнесены куранахский горизонт, отвечающий по объему нижней и средней подсвитам таяхской

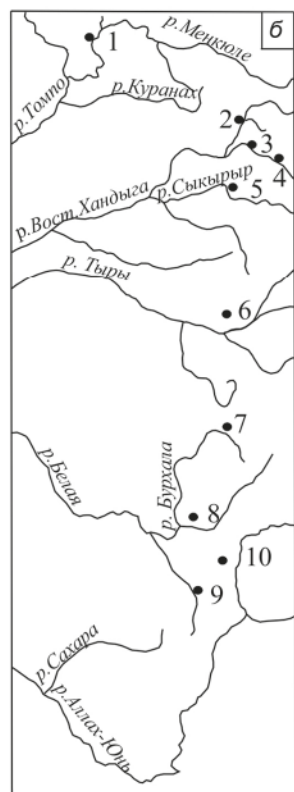


Рис. 1. Схематическая карта Северо-Востока России *а* – прямоугольником показан район работ и *б* – схемы расположения изученных разрезов Сетте-Дабана

1 – Менкюле – Курпанджа; 2 – руч. Як; 3 – р. Восточная Хандыга; 4 – руч. Б. Куранах; 5 – руч. Бараний; 6 – руч. Бастионный; 7 – руч. Яркий; 8 – руч. Попутный; 9 – руч. Габбро; 10 – руч. Ворчун

свиты, и хандыгский горизонт, объединяющий верхнюю подсвиту таяхской и нижнюю часть оронской свит [3]. В дальнейшем эти горизонты не были приняты. Схема вошла в Унифицированную стратиграфическую схему силурийских отложений Северо-Востока в виде двух местных стратиграфических разрезов (реки Восточная Хандыга, Таскан и басс. р. Аллах-Юнь) в пределах Сетте-Дабанской области [9] (рис. 2).

Стратиграфическое расчленение силурийских отложений хр. Сетте-Дабан и их био-стратиграфическая характеристика. К наиболее полным разрезам, вскрывшим ордовикско-силурийские карбонатные толщи, относятся разрезы по рекам Курпанджа, Чугучан, Бараний и район оз. Таба. В качестве опорного для силурийских отложений, где наиболее полно обнажена таяхская свита и большая часть оронской, выбран разрез по

гребню водораздела руч. Бараний (прав. приток р. Таскан в басс. р. Саккырыр). Верхняя часть оронской и низы вышележащей хуратской свит верхнего силура хорошо обнажены на 0,5 км ниже устья руч. Бараний по руч. Орон, также впадающему в р. Таскан, и по его левому притоку.

Таяхская свита Сетте-Дабана, сопоставленная с большей частью лландоверийского отдела нижнего силура, представлена известняками и доломитами и содержит разнообразную бентосную фауну. Собранным из десяти разрезов и малочисленным как по систематическому составу, так и количеству экземпляров брахиоподам на фоне многочисленных кораллов, образующих биостромные и биогермные постройки, не было уделено должного внимания. Кроме того, сохранность материала не всегда обеспечивала всестороннее изучение внешней морфологии и внутреннего строения раковин, в результате чего родовая принадлежность в ряде случаев оставалась условной. Однако экземпляры, определенные до вида, дают основание оценить их существенную роль не только для датировки вмещающих отложений, но и установления конкретных связей морского Сетте-Дабанского бассейна как с соседними, так и более отдаленными акваториями.

Брахиоподы приурочены в основном к четырем стратиграфическим уровням. Для нижней подсвиты таяхской свиты характерно распространение пентамеровых прослоев, которые получили широкое развитие в известняках и доломитах. В разрезах руч. Бараний, Як, Бастионный, а также по р. Саккырыр и в басс. рек Менкюле – Курпанджа они образуют своеобразные банки, прибрежные наматы, в то время как в северном и южном направлениях подобные образования не встречаются. В них часто наблюдаются многочисленные прослои, слои и даже пачки с несколькими горизонтами, обогащенными брахиоподами (басс. р. Тыры), среди которых определены брахиоподы *Virgiana barrandei* (Billings) (таблица, фиг. 24) и *Borealis borealis schmidtii* (Lebedev) (таблица, фиг. 18–21). Оба вида относятся к таксономически разнообразному подотряду *Pentameridina*. Крупные по размерам (до 20 см) двояковыпуклые удлиненные гладкие или ребристые раковины с утолщенным раковинным веществом в примакушечных частях и характерными поперечными сколами по септе створки часто хорошо сохраняются в известняках, но не всегда легко диагностируются.

Сообщество *Virgiana*, известное в рудданском и аэронском веках лландовери, широко распространено в разрезах Восточной Хандыги, Курпанджа и руч. Як (рис. 2). Часто встречаемые в силурийских отложениях Норвегии и Швеции гладкие пентамериды рода *Borealis* в Северной Эстонии (горизонт Юуру)

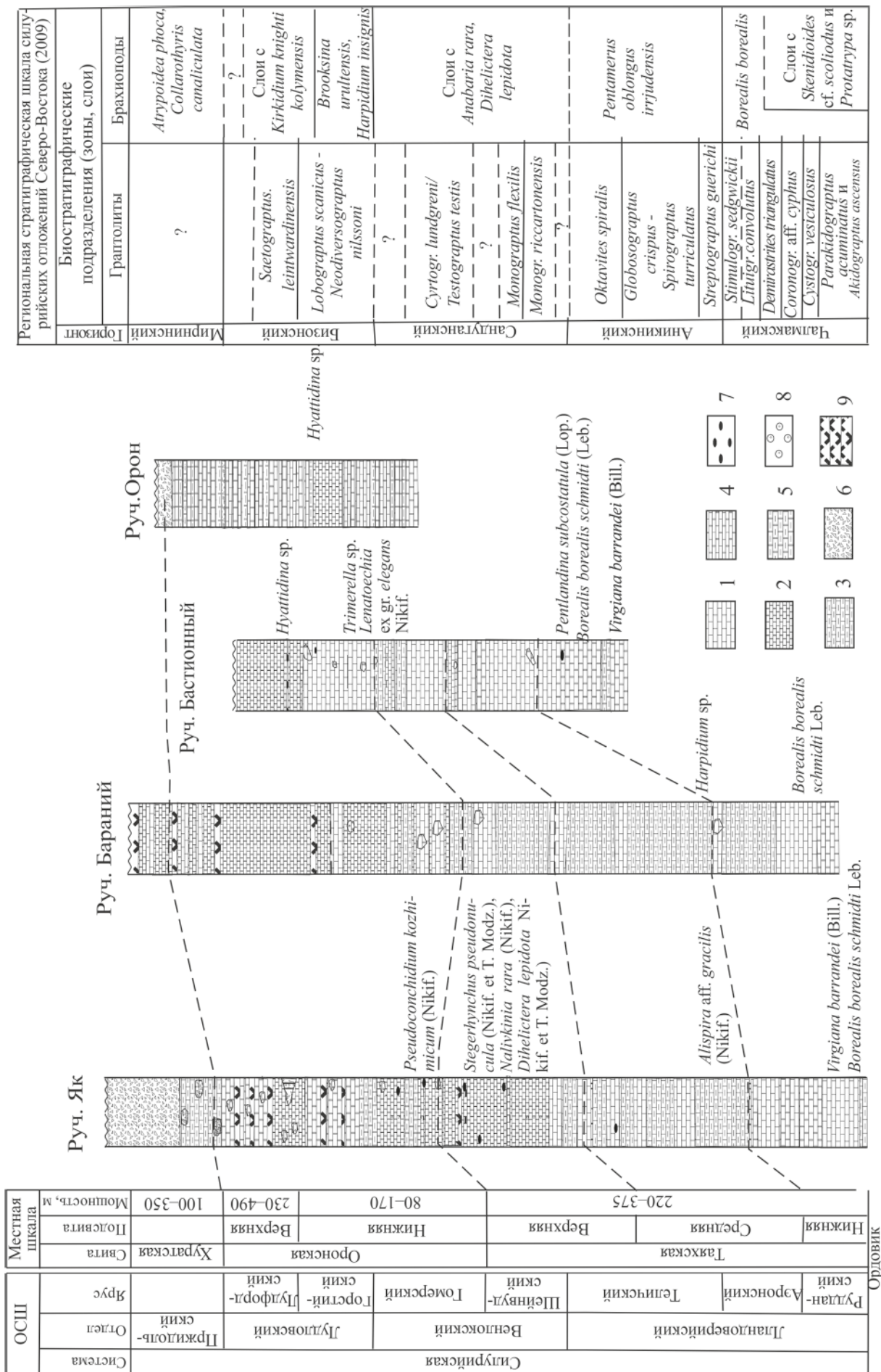
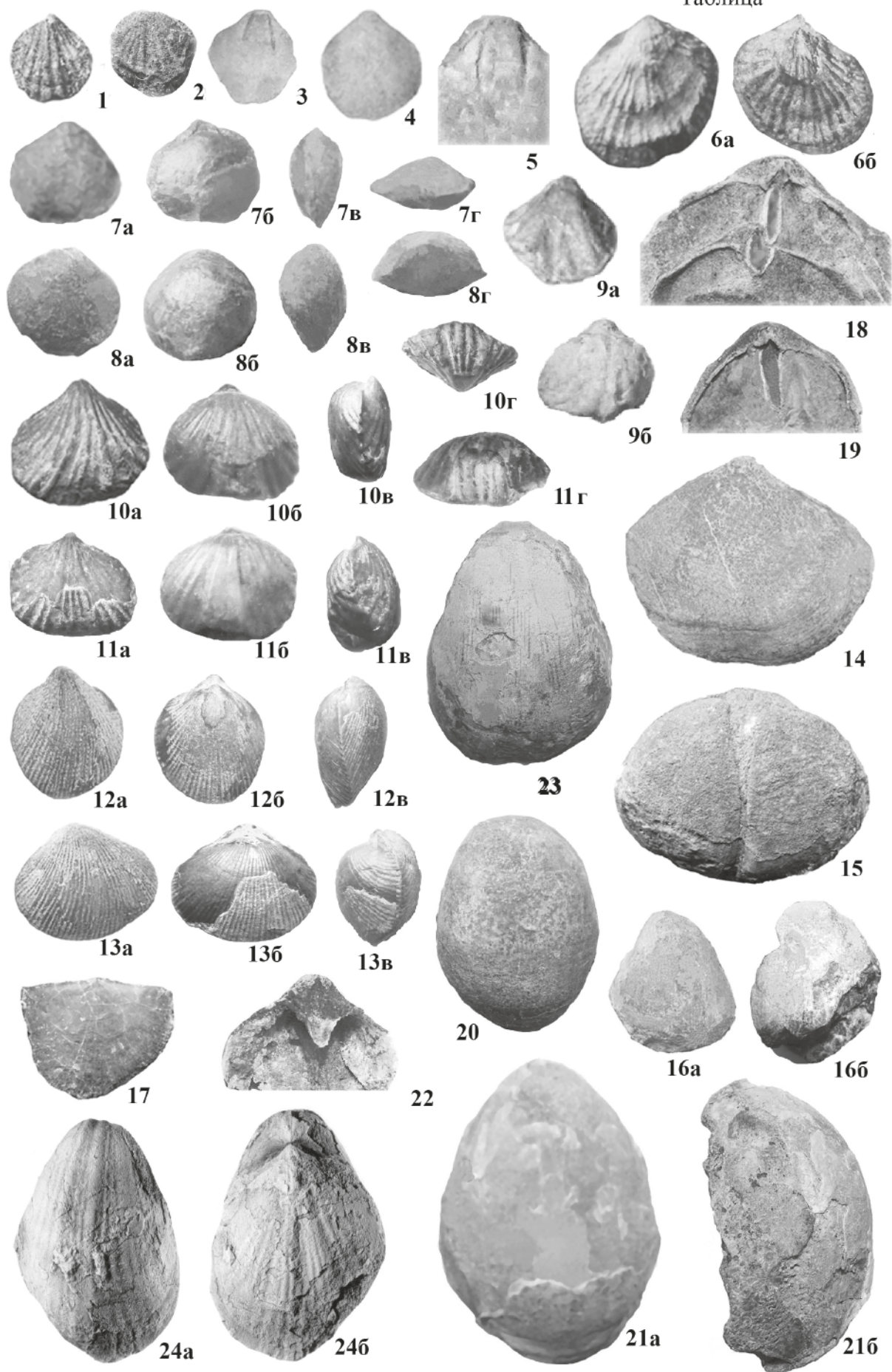


Рис. 2. Корреляция разрезов и сопоставление стратиграфической схемы Сетте-Дабана [3] с Общей и региональной шкалой Северо-Востока России [9]

1 – известняк; 2 – доломит; 3 – известняк глинистый; 4 – известняк доломитистый; 5 – известняк доломитистый, глинистый; 6 – известняк доломитистый; 7 – известняк доломитистый; 8 – известняк доломитистый; 9 – известняк доломитистый

Таблица



Объяснение к таблице. Коллекция брахиопод хранится в ЦНИГР музее Санкт-Петербурга за № 13342

1–2. *Alispira* cf. *gracilis* (Nikif.). 1 – брюшная створка, ×3; 2 – спинная створка, ×5. Сборы А. П. Кропачева, 1980 г., руч. Як, разрез 6К, сл. 9, таяхская свита.

3–5. *Hyattidina* sp. 3 – ядро брюшной створки с зубными пластинами, ×4; 4 – брюшная створка, ×4; 5 – умбоная часть брюшной створки с зубными пластинами, ×5. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Орон, обр. Ор-82-80, оронская свита.

6. *Dihelictera lepidota* (Nikif. et T. Modz.). Целая раковина: 6а – брюшная створка, ×3, 6б – спинная створка, ×3. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Як, обр. 29-3-80, таяхская свита.

7–8. *Dubaria tenera* (Nikif. et T. Modz.). Целые раковины 7, ×3, 8, ×2: 7а, 8а – брюшная створка, 7б, 8б – спинная створка, 7в, 8в – вид сбоку, 7г, 8г – вид с переднего края. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Курпанджа, обр. К-3-2-80, таяхская свита.

9. *Stegerhynchus decemplicatus duplex* (Nikif. et T. Modz.). Целая раковина, ×3: 9а – брюшная створка, 9б – спинная створка. Сборы Г. А. Русецкой, 1985 г., руч. Ворчун, обр. В-1184-85, таяхская свита.

10–11. *Stegerhynchus pseudonucula* (Nikif.). Целая раковина, ×3: 10а, 11а – брюшная створка, 10б, 11б – спинная створка, 10в, 11в – вид сбоку, 10г, 11г – вид с переднего края. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., р. Як, обр. Як-29-3-80, таяхская свита.

12–13. *Anabaria rara* (Nikif.). Целая раковина, ×2: 12а, 13а – брюшная створка, 12б, 13б – спинная створка, 12в, 13в – вид сбоку. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., р. Як, обр. Як-29-3-80, таяхская свита.

14. *Lissatrypa jucunda* Oradovskaya. Брюшная створка, в нат. велич. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Курпанджа, обр. К-3-2-80, таяхская свита.

15. *Harpidium* sp. Целая раковина, в нат. велич.: брюшная створка. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Бараний, обр. Б-53-2-80, таяхская свита.

16. *Virgianella* cf. *vaigatschensis* Nikiforova. Целая обломанная раковина, в нат. велич.: 16а – брюшная створка, 16б – вид сбоку. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Курпанджа, обр. К-5-1-80, таяхская свита.

17. *Eostrophodontia lineatorosa* Oradovskaya. Брюшная створка, ×2. Сборы Ю. М. Пушаровского, 1953 г., р. Восточная Хандыга, обн. 72, обр. 282, таяхская свита.

18–21. *Borealis borealis schmidtii* (Lebedev). 18, 19 – внутреннее строение брюшной створки, спондилей, ×1,5. Сборы Г. А. Русецкой, руч. Курпанджа, обр. К-24-80, таяхская свита. 20 – брюшная створка, в нат. велич. Сборы А. П. Кропачева, 1980 г., истоки руч. Сегенях по его лев. водоразделу до перевала в руч. Як, обр. 7713а, таяхская свита. 21 – брюшная створка, в нат. велич.: 21а – вид снаружи, 21б – вид сбоку. Сборы Г. А. Русецкой, 1980 г., руч. Курпанджа, обр. К-24-80, таяхская свита.

22. *Borealis* sp. Внутреннее строение брюшной створки, спондилей, ×2. Сборы Г. А. Русецкой, 1984 г., руч. Яркий, обр. 1209/1984, таяхская свита.

23. *Pseudoconchidium kozhimicum* (Nikif.). Брюшная створка, в нат. велич. Сборы А. П. Кропачева, 1980 г., руч. Як, обр. 7660б, таяхская свита.

24. *Virgiana barrandei* (Billings). Целая раковина, в нат. велич. 24а – брюшная створка, 24б – спинная створка. Сборы Б. С. Абрамова, 1958 г., р. Восточная Хандыга, обр. 804, таяхская свита.

образуют протяженные (до 200 км при мощности до 4–15 м) органогенные бореалисовые банки. Данный род, хорошо известный на восточной и северной окраинах Восточно-Европейской платформы, на Северо-Востоке России имеет гораздо более узкое стратиграфическое распространение, чем *Virgiana*. На Сетте-Дабане *Borealis* совместно с *Virgiana* также присутствует в разрезе на руч. Паут, истоках руч. Сегенях по его левому водоразделу до перевала в руч. Як и разрезах на руч. Попутный, Желтый и Яркий (рис. 1). Найденные на руч. Попутный на этом же уровне раковины *Coolinia* относятся к космополитному роду, характерному для силура.

К средней подсвите таяхской свиты относится второй уровень более разнообразных в систематическом отношении брахиопод, среди которых продолжают встречаться пентамериды родов *Borealis*, редкие *Harpidium* (таблица, фиг. 15) и строфомениды рода *Pentlandina* лландоверийского облика. Представители *Harpidium* также характеризуются крупными раковинами, но, в отличие от *Borealis*, имеют большую толщину, что делает их форму округлой. Они найдены в разрезе руч. Бараний в виде ядер с хорошо видимой утолщенной септой на брюшной створке, что отличает их от лудловских видов, изученных на Восточном склоне Урала (исовской горизонт) и Северо-Востоке России (бизонская свита). В лландоверийских отложениях (аэронский ярус) *Harpidium* известен в Гренландии [11] и ундинской пачке аникинского горизонта Северо-Востока России, сопоставленной с теличским ярусом. *Alispira* aff. *gracilis* (Nikif.) (таблица, фиг. 1–2) с руч. Як типичны для аэронских отложений Северной Америки и Сибирской платформы (хаастырский горизонт), Юуру Эстонии, а также некоторые таксоны известны в водопадной и андреевской свитах Северной Земли и Таймыра [5].

Для верхней подсвиты таяхской свиты характерно исчезновение брахиопод группы *Borealis borealis*. В южных разрезах, особенно в верхних ее частях, наблюдается преобладание строматопор и водорослей над кораллами. В ее средней части появляется отличный от нижележащих отложений комплекс брахиопод с ринхонеллидами и атрипидами, эволюционно продолжающий развиваться в последующее время. Среди них следует отметить в одном из разрезов руч. Курпанджа *Lissatrypa jucunda* Orad. (таблица, фиг. 14), впервые изученную в разрезах басс. р. Колыма (аникинский горизонт), *Dubaria tenera* (Nikif. et T. Modz.) (таблица, фиг. 7–8) и *Stegerhynchus decemplicatus duplex* (Nikif. et T. Modz.) (таблица, фиг. 9) из разрезов по рекам Восточная Хандыга и Ворчун. Если *Dubaria tenera* (Nikif. et T. Modz.) характерна для теличского яруса в разрезах басс. р. Омнутах на Сибирской платформе (агидыйский горизонт)

и Северной Земле (водопадная и голомянная свиты), то *Stegerhynchus decemplicatus duplex* (Nikif. et T. Modz.) известен с раннехаастырского времени (средний аэрон) [10].

В разрезе Восточной Хандыги вместе с *Dubaria tenera* (Nikif. et T. Modz.) встречается *Eostropheodonta lineatorosa* Oradovskaya (таблица, фиг. 17), характерная для хекандинской свиты сандуганского горизонта басс. р. Колыма [7]. Наряду с ними следует отметить также единичные экземпляры *Alispira? deplanata* Orad., характеризующие аникинский горизонт (телический ярус) Северо-Востока России. На Сетте-Дабане виды встречаются в разрезе руч. Курпанджа и Попутный совместно с остракодами *Sibiritia kotelnensis* (Toll.) (определения А. Ф. Абушик).

Непосредственно выше данный комплекс сменяется брахиоподами, близкими по родовому составу и типичными для хакомского горизонта, изученными в разрезе р. Левый Омнутах (басс. р. Рыбная) на Сибирской платформе [10]. К ним относятся *Stegerhynchus pseudonucula* (Nikif.) (таблица, фиг. 10–11), *Anabaria rara* (Nikif.) (таблица, фиг. 12–13) и *Dihelictera lepidota* (Nikif et T. Modz.) (таблица, фиг. 6), найденные в разрезе руч. Як. Его венлокский (шейнвудский) возраст подтверждается находками других групп бентосной фауны (табуляты, остракоды) и граптолитов *Pristiograptus dubius* (Suess) [10]. Однако в Имангдинской скважине (ИМ-22) Норильского района Сибирской платформы встреченные с аналогичным комплексом брахиопод остракоды *Sibiritia kotelnensis* указывают на еще позднелландоверийский (телический) возраст вмещающих отложений, так как вид входит в комплекс остракодовой зоны, сопоставленной с агидийским горизонтом [1]. Эти данные подтверждаются указанием на появление *Stegerhynchus pseudonucula* (Nikif.) в раннехаастырское время (средний аэрон), *Anabaria rara* (Nikif.) и *Dihelictera lepidota* (Nikif et T. Modz.) в позднеагидийское время (телический ярус) [10], вид ограничен распространением в северо-западной части Сибирской платформы. На о-ве Пионер (Северная Земля) в водопадной и голомянной свитах (аэрон — телич) и на Салаире *Dihelictera lepidota* (Nikif et T. Modz.) встречается только в верхнем лландовери (свита горы Гладень) [4].

Таким образом, обосновать положение границы лландовери — венлока на Сетте-Дабане по бентосной фауне не представляется возможным.

В настоящее время верхняя часть верхней подсвиты таяхской свиты на Сетте-Дабане относится к сандуганскому горизонту (венлокский отдел), что подтверждается находками в разрезе р. Менкюле вблизи устья р. Курпанджа монокомплекса граптолита *Pristiograptus dubius* (Suess) (определение А. А. Суярковой), характеризующего возраст

отложений, вероятнее всего, как поздний венлок (гомерский ярус) [9].

По вещественному составу пород наблюдается постепенный переход от таяхской свиты к оронской. Самая верхняя часть верхней таяхской подсвиты в разрезе по руч. Як обычно представлена органогенными массивного сложения доломитизированными и окремненными известняками с обильными органическими остатками. Характер распределения органических остатков показал, что в северном, северо-западном, а также южных направлениях от разреза на руч. Бараний в оронской свите преобладают водоросли и строматопоры.

Оронская свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Четвертый узнаваемый уровень с брахиоподами приурочен к нижней подсвите. Здесь в разрезах по ручьям Як и Яркий найдены пентамеридины видов *Pseudoconchidium kozhimicum* (Nikif.) (таблица, фиг. 23) и *Virgianella* cf. *vaigatschensis* Nikif. (таблица, фиг. 16). В этих разрезах они приурочены к рифогенным толщам. *Virgianella*, характеризуясь гладкой раковиной и массивной брюшной макушкой, имеет более ограниченное распространение по сравнению с *Pseudoconchidium* не только на Сетте-Дабане (руч. Курпанджа), но и всей территории Северо-Востока России (Омудевские горы, верховья р. Инанья). Причем ее раковины на Восточном Таймыре (андреевская свита) и в басс. р. Колыма (чалмакский горизонт) найдены в руданских и аэронских отложениях, т. е. раньше, чем в разрезе на Сетте-Дабане. Тонкоробристые крупные раковины *Pseudoconchidium kozhimicum* (Nikif.) чаще встречаются на Сетте-Дабане в разрезах р. Восточная Хандыга и ручьях Як и Яркий, в разрезе басс. р. Ясачная. На Северо-Востоке России они занимают более высокий стратиграфический уровень, сопоставимый с телическим ярусом (аникинский горизонт) [7]. Впервые данные виды были изучены из пограничных отложений лландовери и венлока (предположительно, уровень граптолитовой зоны *Oktavites spiralis*) в разрезах по рекам Кожим и Унья на Приполярном и Северном Урале. Первоначально брахиоподы рассматривались в качестве «строго провинциальных таксонов» [2], но вскоре были найдены в Южном Китае [12], а также на о-ве Котельный (Новосибирские острова) (мурунтауская свита) [6]. Можно предположить, что данный брахиоподовый уровень указывает на лландоверийско-венлокский возраст нижней подсвиты оронской свиты. Характерным видом для венлокских отложений считаются представители рода *Trimerella*. На Сетте-Дабане его находки плохой сохранности зафиксированы в разрезах по ручьям Бастионный и Жёлтый. На о-ве Средний (Северная Земля) пачки серого известняка охарактеризованы

ракушняком с ядрами *Trimerella* sp. Сходного облика раковины, но более крупных размеров известны также в омнутахской и моготинской свитах Сибирской платформы. Кроме них можно отметить ребристые раковины *Lenatoechia* sp.?, близкие к виду *L. elegans* Nikif., низы биозоны которого совпадают со средним аэроном.

Верхнюю оронскую подсвиту характеризует единственное известное сообщество брахиопод — *Hyattidina* (таблица, фиг. 3–5). Многочисленные плохой сохранности небольшие ядра раковин пятиугольного очертания без складок на обеих створках и с хорошо видными тонкими и короткими зубными пластинами сохранились на плоскостях напластования тонко- и микрослоистых светло-серых доломитов, слагающих подсвиту. Такого облика раковины (*H. acutisummitatus* Nikif. et T. Modz.) широко распространены в верхах хакомского — низах тукальского горизонтов Сибирской платформы.

Палеогеографические связи Сетте-Дабанского силурийского бассейна. Анализ брахиопод позволил установить палеобиогеографические связи Сетте-Дабанского силурийского бассейна. Брахиоподовая фауна была сходна с фауной многих регионов не только Евразии, что связано с широкой лландоверийской трансгрессией, наступившей в начале силура в результате таконского орогенеза и охватившей большие участки платформенных и складчатых областей. В этот процесс была вовлечена бентосная фауна, свойственная областям с карбонатным осадконакоплением [8].

Сетте-Дабанский бассейн в это время, по всей вероятности, представлял собой пролив, соединяющийся на севере с Таймырским и Верхоянским бассейнами и на юге с морями, занимающими территорию Дальнего Востока (рис. 3).

С началом силурийской трансгрессии на территории Сетте-Дабана существовал нормально-морской мелководный бассейн, благоприятный для развития брахиопод. Их состав имеет смешанный характер, включающий как космополитные евро-североамериканские элементы, так и таймырско-сибирские, которые преобладают.

В пределах северной части этого пролива происходило интенсивное накопление чистых карбонатных илов, в верхней части разреза которых существенную роль играли биостромы и биогермы с многочисленными кораллами и брахиоподами, а в низах разреза обширные брахиоподовые банки пентамерид. Они могли формироваться ниже волнового базиса в тиховодной нормально-морской обстановке и гумидного теплого климата на отмели открытого мелкого шельфа. В это же время в южной части бассейна продолжали накапливаться отложения полузакрытого

мелкого шельфа с повышенным содержанием терригенного материала и получили большее развитие кораллово-строматопоровые и строматопоровые известняки и доломиты.

Популяция *Virgiana* в начале лландоверийской эпохи была одной из самых больших на Северо-Американском континенте. Она занимала более 90 % площадей с карбонатным осадконакоплением. Судя по морфологическому сходству и одинаковому стратиграфическому положению, популяция, вероятно, занимала на Сетте-Дабане такой же тип биотопа на открытом мелководном шельфе, характеризующийся нормально-морской и теплой обстановкой, способствующей использованию большого количества кальцита из морской воды для формирования утолщенных стенок раковин пентамерид [2]. В это же время сообщество *Borealis*, распространенное во всех восточных краевых бассейнах Балтийского палеоконтинента Российской Арктики, через таймырский бассейн было связано с верхоянским бассейном (в разрезах на Северной Земле раковины *Borealis* найдены не были). Существование Сетте-Дабанского пролива продолжалось в среднем лландоверии, но было более ограниченным. К этому же времени приурочено первое появление *Harpidium*, известного в это время во многих регионах Северной Атлантической палеогеографической области.

В начале позднелландоверийской эпохи (верхняя таяхская подсвита), по-видимому, имело место некоторое усиление трансгрессии. На севере в пределах Сетте-Дабанского пролива происходило интенсивное накопление комковатых глинистых известняков с многочисленной и разнообразной бентосной фауной, найденной в разрезах Курпанджа, Бастионный и Як. К этому времени относится установление стабильной связи с северными районами Сибири (Норильский, Игарский, Мойеронский) и Таймыром.

Начавшаяся в конце позднелландоверийской эпохи регрессия продолжалась в ранневенлокскую эпоху, что обусловило изменение конфигурации морского бассейна в северо-восточном направлении. В полузакрытом мелководном шельфе начали формироваться в разной степени глинистые доломиты и мелкокомковатые известняки непостоянной мощности, содержащие конкреции кремня. Сущестующая в это время брахиоподовая фауна указывает на большую связь с мелководным шельфом североземельского бассейна на севере и на юге — с Китаем. После исчезнувших пентамерид (*Virgianella* и *Pseudoconchidium*) снова возрастает роль строматопор и водорослей.

Регрессия в Сетте-Дабанском проливе усиливается с формированием в оронское время закрытого мелкого шельфа и накоплением известково-доломитовых мергелей с линзами

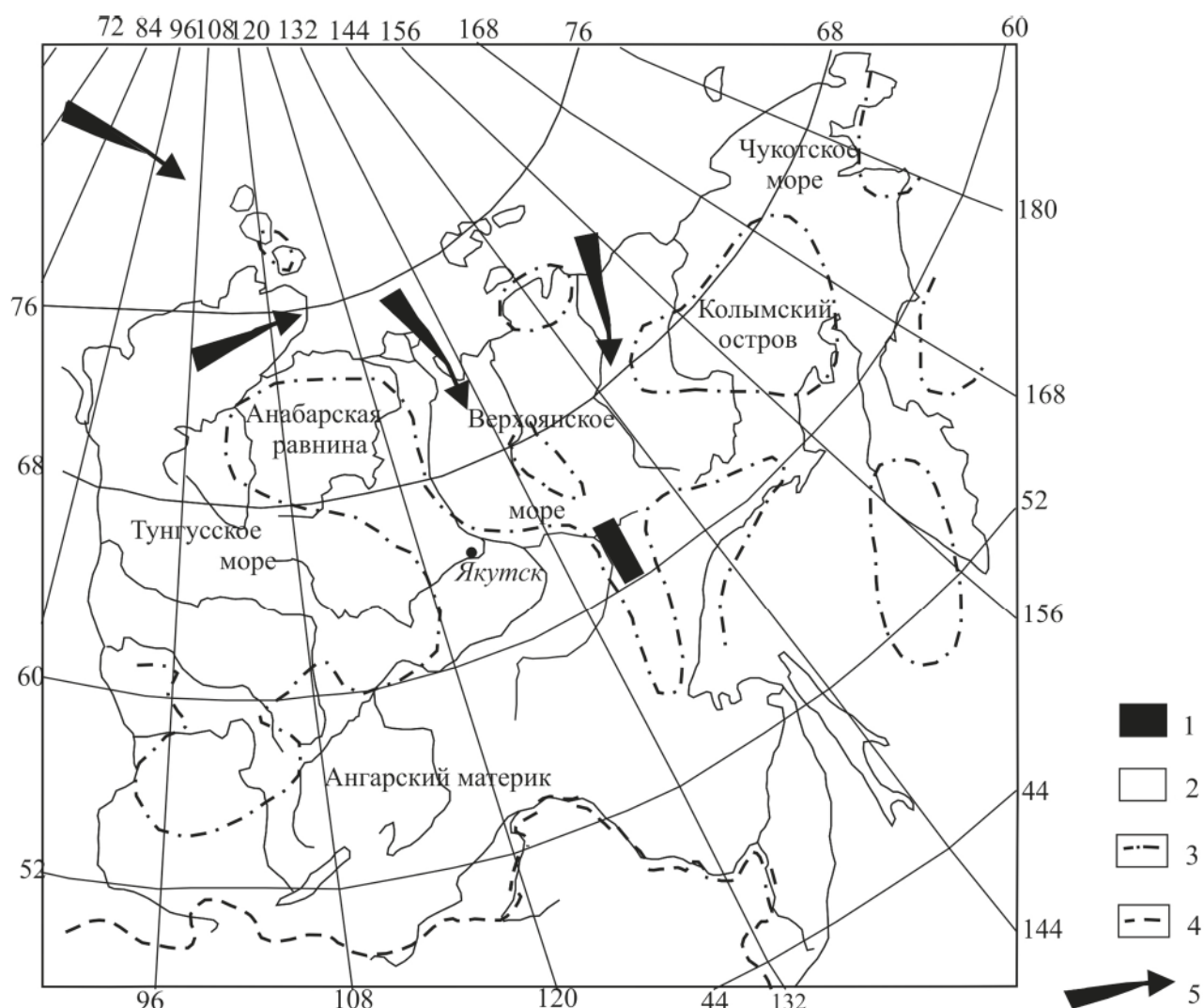


Рис. 3. Схема палеогеографических связей и пути миграции брахиопод

1 – район работ; 2 – море; 3 – границы суши в лландоверийскую эпоху; 4 – государственная граница; 5 – возможные пути миграции

известняков и кремней, аутигенных брекчий и т. п., в которых еще встречаются угнетенные формы гладких брахиопод (*Hyattidina*), захороненных на плоскостях напластования. Постепенное нарастание регрессии привело в конце оронского времени к полной утрате связи с верхоянским бассейном и превращению пролива в лагуну.

1. Базарова Л. С. Анализ распространения остракод в силуре севера и северо-запада Тунгусской синеклизы // Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы / отв. ред. Б. С. Соколова. – М.: Наука, 1982. – С. 124–129. (Труды Института геологии и геофизики, вып. 234).

2. Буко А. Эволюция и темпы вымирания. – М.: Мир, 1979. – 318 с.

3. Волкова К. Н., Латыпов Ю. Я., Хайзникова К. Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья (био-стратиграфия и палеонтология). – М.: Наука, 1978. – 221 с.

4. Ивановский А. Б., Кульков Н. П. Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. – М.: Наука, 1974. – 96 с.

5. Модзалевская Т. Л. Брахиоподы ордовика и силура // Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. 1: Брахиоподы, остракоды, конодонты. – СПб.: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. – С. 30–61.

6. Модзалевская Т. Л. Брахиоподы верхнего ордовика и силура // Стратиграфия и фауна ордовикских, силурийских и девонских отложений острова Котельный (Новосибирские острова). Мшанки, брахиоподы, остракоды, граптолиты, конодонты, рыбы: Сб. науч. трудов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 61–74.

7. Николаев А. А., Орадовская М. М. Брахиоподы // Полевой атлас силурийской фауны Северо-Востока СССР / под ред. М. М. Орадовской. – Магадан, 1975. – С. 60–128.

8. Палеогеография СССР. Т. 1: Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. – М.: Недра, 1974. – 275 с.

9. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / под ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляра. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.

10. Тесаков Ю. И. Силурийский бассейн Восточной Сибири: в 4-х томах. Т. 3: Бассейновая палеогеография. — Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. — 389 с.
11. Poulsen C. The Silurian Faunas of North Greenland. I: The fauna of the Cape Schuchert Formation. — Meddelelser om Grønland, 1943. — Vol. 72. — 46 p.
12. Rong Jiau, Yang Xuechang. Brachiopod faunas of middle and late Early Silurian from southwestern China // Memoirs of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology. — 1981. — Vol. 13. — P. 164–270.
1. Bazarova L. S. Analysis of the distribution of the Ostracods in the Silurian of the North and North-West of the Tunguska Syncline. *Silurian of the Siberian platform. Cuts, fauna and flora of the north-western part of the Tunguska Syncline*. Moscow: Nauka. 1982. 189 p. (In Russian).
2. Buko A. Evolyutsiya i tempy vymiraniya [Evolution and the rate of extinction]. Moscow: Mir. 1979. 318 p.
3. Volkova K. N., Latypov Yu. Ya., Khayznikova K. B. Ordovik i silur Yuzhnogo Verkhoyan'ya (biostratigrafiya i paleontologiya) [Ordovik and Silurian of the South Verkhoyansk area (biostratigraphy and paleontology)]. Moscow: Nauka. 1978. 222 p.
4. Ivanovskiy A. B., Kul'kov N. P. Rugozy, brakhiopody i stratigrafiya silura Altae-Sayanskoy gornoy oblasti [Rugoza, brachiopods and stratigraphy of the Silurian of the Altai-Sayan mountain region]. Moscow: Nauka. 1974. 122 p.
5. Modzalevskaya T. L. Ordovician and Silurian Brachiopods. *Atlas of the Paleozoic Taimyr fauna. Part I. Brachiopods, ostracods, conodonts*. St. Petersburg: Izd-vo Kartfabriki VSEGEI. 2003. Pp. 30–61. (In Russian).
6. Modzalevskaya T. L. Brachiopods of the Upper Ordovician and Silurian. *Stratigraphy and Fauna of the Ordovician, Silurian, and Devonian Deposits of the Koteln Island (Novosibirsk Islands). Bryozoans, brachiopods, ostracods, graptolites, conodonts, fish: Collection of scientific works*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2018. Pp. 61–73. (In Russian).
7. Nikolaev A. A., Oradovskaya M. M. Brachiopods. *Field Atlas of the Silurian fauna of the North-East of the USSR*. Magadan: Publishing house. 1975. Pp. 60–128. (In Russian).
8. Paleogeografiya SSSR. Tom I. Dokembriy, kembriyskiy, ordovikskiy i siluriyskiy periody [Paleogeology of the USSR. Volume I. The Precambrian, Cambrian, Ordovician and Silurian periods]. Moscow: Nedra. 1974. 275 p.
9. Resheniya Tret'ego Mezhdomestvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu, paleozoyu i mezozoyu Severo-Vostoka Rossii (Sankt-Peterburg, 2002) [Decisions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Precambrian, Paleozoic and Mesozoic of the North-East of Russia (St. Petersburg, 2002)]. Eds. by T. N. Koren', G. V. Kotlyar. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 2009. 268 p.
10. Tesakov Yu. I. Siluriyskiy basseyn Vostochnoy Sibiri: v 4-kh tomakh. Tom 3: Basseynovaya paleogeografiya [The Silurian Basin of Eastern Siberia: in 4 volumes. Volume 3: Basin paleogeography]. Novosibirsk: INGG SO RAN. 2014. 389 p.
11. Poulsen, C. 1943: *The Silurian Faunas of North Greenland. I. The fauna of the Cape Schuchert Formation*. Meddelelser om Grønland. 72. 46.
12. Rong, Jiau and Yang, Xuechang. 1981: Brachiopod faunas of middle and late Early Silurian from southwestern China. *Memoir of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology*. 13. 164–270.

Модзалеvская Татьяна Львовна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <TModzalevskaya@vsegei.ru>

Modzalevskaya Tat'yana L'vovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <TModzalevskaya@vsegei.ru>

Н. И. ГУСЕВ, Л. Ю. СЕРГЕЕВА (ВСЕГЕИ),
С. Г. СКУБЛОВ (ИГД РАН, СПГУ)**Свидетельства переработанной эоархейской коры на Анабарском щите
(Сибирский кратон)**

Палеоархейские (3,4 млрд лет) анатектические тоналит-гранодиоритовые плагингнейсы содержат ксенолиты мафических (метагаббро) и плагноклазовых (метамонцодиориты) пород. Ксенолиты характеризуются $T_{Nd}(DM) = 3,65\text{--}3,67$ млрд лет и содержат эоархейский циркон: в мафических породах дискордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71\text{--}3599 \pm 33$ млн лет, а в плагнокристаллосланцах циркон имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. Ксенолиты рассматриваются как остатки эоархейской мафической коры.

Ключевые слова: Анабарский щит, далдынская серия, эоархей, палеоархей, гранулиты, циркон, U-Pb возраст SHRIMP II, Sm-Nd изотопная система.

N. I. GUSEV, L. YU. SERGEEVA (VSEGEI),
S. G. SKUBLOV (IGGD RAS, SPGU)**Evidence of the reworked Eoarchean crust in the Anabar Shield
(Siberian Craton)**

Paleoarchean (3.4 Ga) anatectic tonalite-granodiorite plagiogneiss hosts xenoliths of mafic (metagabbro) and plagioclase (metamonzodiorite) rocks. Xenoliths are characterized by $T_{Nd}(DM) = 3.65\text{ to }3.67$ Ga and contain Eoarchean zircon: in mafic schist, zircon discordant analyses give upper intersections of $3987 \pm 71\text{ to }3599 \pm 33$ Ma; in plagioclase schist, the age of zircon is 3631 ± 5 Ma. Xenoliths are considered as remnants of the Eoarchean mafic crust.

Keywords: Anabar Shield, Daldyn Group, Eoarchean, Paleoarchean, granulite, zircon, U-Pb age SHRIMP II, Sm-Nd systematics.

Как цитировать эту статью: Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г. Свидетельства переработанной эоархейской коры на Анабарском щите (Сибирский кратон) // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 40–57.

Введение. Данные о формировании континентальной коры Анабарского щита скудны и противоречивы. Если для Сибирского кратона возраст коры принимается 3,69–3,46 млрд лет, то для Анабарского щита он оценивается значениями 3,35–3,32 млрд лет [7]. По результатам изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем детритового циркона из современного аллювия Анабарского щита [20], наиболее древние цирконы с возрастом 3,4 млрд лет образовались из ювенильной магмы деплетированной мантии. Авторы пришли к заключению, что кора Анабарского щита и, вероятно, всей центральной и северной части Сибирского кратона начала формироваться в середине палеоархея и не содержит более древней переработанной коры. Полученные нами данные по Lu-Hf системе в цирконах из гиперстеновых плагингнейсов с возрастом 3,4–3,35 млрд лет [4] свидетельствуют, что около 3,4 млрд лет назад происходила переработка более древней коры. Такой вывод подтверждают данные по северной части Далдынской глыбы Анабарского щита [5], где в ортопироксеновых плагингнейсах циркон

с возрастом 3723 ± 2 млн лет ($D^1 = 3\%$) характеризуется величиной $\epsilon_{Hf}(T) + 2,6$, модельным возрастом $T_{Hf}(DM) 3,78$ млрд лет и временем экстракции коры $T^C_{Hf} 3,82$ млрд лет, что дает основание считать источник вещества при образовании циркона ювенильным, а время формирования коры эоархейским. Кроме того, на востоке Анабарского щита в кимберлитах трубки Баргадымалах захваченный циркон с возрастом 3569 ± 33 млн лет также свидетельствует, что некоторые фрагменты кратона могут быть реликтами более ранней континентальной коры [17]. Изучение U-Pb-Th, Lu-Hf и Re-Os изотопных систем глубинного ксеногенного материала из кимберлитов позволило установить, что начало формирования деплетированной литосферы Сибирского кратона и ее отделение от конвектирующей мантии относится к возрасту 3,6 млрд лет [6]. На юго-западе Сибирского кратона палеоархейский этап формирования

¹ D — дискордантность: степень несогласованности возрастов, получаемых свинцово-изотопным методом по четырем различным изотопным отношениям U, Pb и Th.

коры отражает становление плагинейсов и гранитоидов ТТГ-комплексов с возрастом 3,4 и ~3,3 млрд лет [9]. Величина $T_{Nd}(DM)$ 3,52–3,56 млрд лет для этих пород предполагает участие в их образовании еще более древней коры с возрастом до 3,6 млрд лет. Присутствие эоархейской коры также подтверждают детритовые цирконы в парагнейсах Шарыжалгайского выступа, свидетельствующие об эоархейском (3,7 млрд лет) возрасте начала формирования коры, а данные по ортогнейсам – о рециклинге ранней коры в диапазоне 3,4–3,2 млрд лет [10].

Новые сведения о существовании эоархейской континентальной коры получены нами при изучении Желиндинской глыбы на северо-востоке Анабарского щита в верховьях р. Налим-Рассоха (рис. 1).

Геологическое строение. Желиндинская глыба прослеживается на Анабарском щите на протяжении 280 км, достигая в ширину 50 км. Она интерпретируется как относительно хорошо сохранившаяся восточная часть крупной Желиндинской антиформной структуры, погружающейся в северо-западном направлении [3]. В ядре структуры отмечаются бекелехская, а на крыльях – килегирская толщи далдынской серии, представленные гранулитометабазит-плагинейсовой ассоциацией [1]. В северо-западной части Желиндинской глыбы в верховьях р. Налим-Рассоха нами выделена локальная антиформная структура. Ее ядро шириной около 4 км сложено монотонными орто- и двупироксеновыми плагинейсами с линзами мафических кристаллосланцев и плагнокристаллосланцев, которые рассматривались при ГС-200 в качестве четвертой пачки килегирской толщи [3].

На крыльях структуры с появлением первых пластов кварцитов обнажены более разнообразные по составу гранулиты. В юго-западном крыле, породы которого ранее относились [3] к третьей пачке килегирской толщи, залегают двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые гнейсы (80–85 %), гиперстен-гранатовые гнейсы, кальцифиры, мраморы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы (10–15 %), кварциты (2–3 %). Северо-восточное крыло, ранее считавшееся нижней пачкой амбардахской толщи верхнеанабарской серии [3], имеет аналогичный состав, но добавляются редкие линзы пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев. По всей площади спорадически встречаются мезоархейские линзовидные тела ультраосновного состава. В северо-восточном крыле структуры залегают палеопротерозойские двупироксеновые кристаллосланцы, ортопироксеновые плагинейсы и гранатосодержащие лейкогнейсограниты, представляющие палеопротерозойскую интрузию, метаморфизованную в гранулитовой фации.

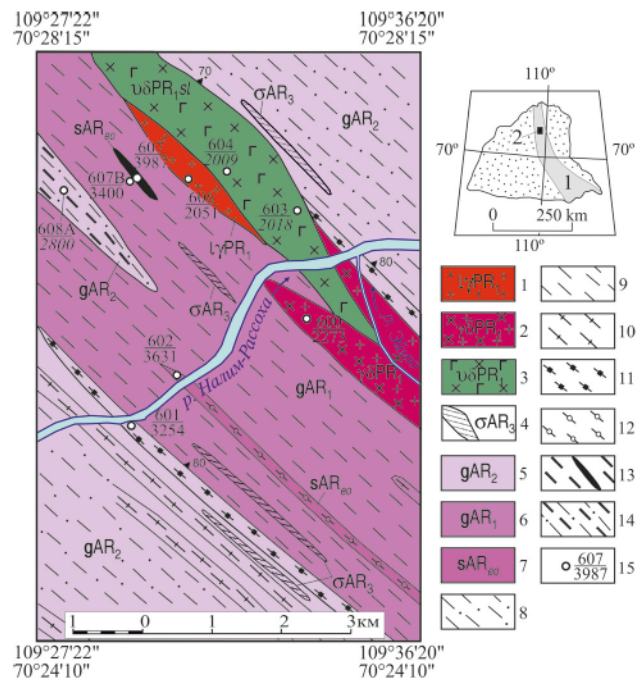


Рис. 1. Геологическая карта верховьев р. Налим-Рассоха по [3] с изм. и доп.

1–3 – палеопротерозойские образования: 1 – гранатосодержащие аляскитовые гнейсограниты, 2 – ортопироксеновые плагинейсы, 3 – двупироксеновые кристаллосланцы; 4 – неархейские ультрамафические кристаллосланцы; 5 – мезоархейские двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые плагинейсы и кристаллосланцы, гиперстен-гранатовые гнейсы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, кальцифиры, мраморы, кварциты; 6 – палеоархейские орто- и двупироксеновые плагинейсы; 7 – эоархейские мафические и плагноклазовые кристаллосланцы; 8 – двупироксеновые, гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые плагинейсы и кристаллосланцы, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, кальцифиры, мраморы; 9 – орто- и двупироксеновые плагинейсы; 10 – гиперстен-гранатовые и биотит-гранатовые плагинейсы; 11 – кварциты; 12 – пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы; 13 – мафические кристаллосланцы; 14 – чередование ортопироксеновых плагинейсов и мафических кристаллосланцев; 15 – места отбора проб для изотопного датирования: в числителе номер пробы, в знаменателе U-Pb возраст по циркону (SRIMP II), млн лет. Возраст прямым шрифтом – протолита, курсивом – метаморфизма. На врезке – Анабарский щит: 1 – Желиндинская глыба; 2 – изученный участок

Методы исследований. На локальном участке (рис. 1) были изучены Sm-Nd изотопные системы 11 проб, отобранных из основных геологических тел, и проведено U-Pb датирование циркона в Изотопном центре ВСЕГЕИ. Аналитики: А. Н. Ларионов (U-Pb анализ цирконов (SHRIMP II) и Е. С. Богомолов (Sm-Nd изотопная система валовых проб пород). В двух пробах изучен редкоэлементный состав цирконов методом масс-спектрометрии вторичных ионов на микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов).



Рис. 2. Обнажения гранулитов в верховьях р. Налим-Рассоха

а — палеоархейские ортопироксеновые плагиогнейсы с ксенолитами эоархейских мафических кристаллосланцев. Вблизи ксенолитов плагиогнейсы контаминированы мафическим материалом кристаллосланцев; *б* — эоархейские плагиокристаллосланцы с линзовидными полосами мафических кристаллосланцев; *в* — мезоархейские кварциты в ортопироксеновых плагиогнейсах; *г* — мезоархейские ортопироксеновые плагиогнейсы, перемежающиеся с двупироксеновыми кристаллосланцами

Результаты исследований. Определены эоархейские, палеоархейские и палеопротерозойские образования. К наиболее древним относятся ортопироксеновые плагиогнейсы с линзами мафических кристаллосланцев (рис. 2, *а*), контаминированные мафическим материалом двупироксеновые гнейсы, а также плагиокристаллосланцы с подчиненными прослойками мафических кристаллосланцев (рис. 2, *б*). Эти породы характеризуются наиболее древними величинами Nd-модельных возрастов и U-Pb возраста цирконов. Мезоархейский возраст определен для двупироксеновых кристаллосланцев, густоинъецированных ортопироксеновыми плагиогнейсами (рис. 2, *г*). Уточнить возраст магматических пород в архейских источниках сноса позволяют детритовые цирконы из кварцитов (рис. 2, *в*) в юго-западном крыле структуры. В дальнейшем более подробно будут охарактеризованы эо- и палеоархейские образования и очень кратко — мезоархейские и палеопротерозойские породы, в том числе результаты их изотопного датирования.

Петрография пород. Мафические двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607) по химическому составу соответствуют умеренно щелочным габброидам (табл. 1, пр. 607). Минеральный состав (об. %): плагиоклаз ($Ab_{61,14}An_{36,12}Or_{2,74}$) 40–45, клинопироксен ($En_{37,31}Fs_{18,41}Wo_{44,28}$) 20–25, ортопироксен ($En_{56,10}Fs_{45,23}Wo_{1,38}$) 5–7, бурая роговая обманка — магнезиогастингсит (содержит K_2O 2–3 мас. % и TiO_2 1,7–2,5 мас. %) 15–20, Cr-содержащий (Cr_2O_3 0,6–1 мас. %) магнетит 10, Mn-содержащий (MnO 1,18–1,82 мас. %) ильменит 2, единичные зерна апатита, циркона, монацита и чешуйки наложенного биотита. В породе величина магнезиальности (X_{Mg}) убывает в последовательности: клинопироксен 0,67, ортопироксен 0,58, амфибол 0,44. В пироксенах отмечается содержание MnO: Орх 0,53–1,08 и Срх 0,44–0,49 мас. %.

Плагиокристаллосланцы ортопироксеновые (для краткости плагиокристаллосланцы (рис. 2, *б*) по химическому составу соответствуют натриевым монцодиоритам (табл. 1,

Таблица 1

Содержания петрогенных (мас.%) и редких (ppm) элементов в гранулитах

Компо- нент	Номер образца													
	607	602	607B	607A	608A	608	601	601A	603	603A	604	600	606	606A
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂ , мас. %	44,7	55,7	69,2	57,4	64,8	48,2	98,8	94,7	53,3	54,2	56	67,9	75,2	74,5
TiO ₂	1,37	1,08	0,5	0,86	0,43	0,87	0,04	0,12	0,86	0,77	0,9	0,42	0,21	0,15
Al ₂ O ₃	12,8	19,1	14,9	15,6	17,8	15,5	0,39	2,21	19,1	20,1	18	16	13,1	13,6
Fe ₂ O ₃	8,94	4,22	2,14	4,66	2,04	5,97	0,15	0,52	3,58	3,2	3,34	1,71	0,93	0,62
FeO	8,69	2,97	1,71	4,17	1,64	4,74	0,12	0,7	3,9	3,35	4,17	2,02	1,3	1,14
MnO	0,23	0,07	0,06	0,16	0,05	0,18	0,01	0,03	0,14	0,11	0,15	0,05	0,08	0,07
MgO	8,27	4,75	2,22	5,13	1,91	8,9	0,05	0,15	4,23	3,91	4,09	1,78	0,76	0,44
CaO	10	4,89	3,52	6,59	4,32	12,2	0,08	0,15	8,53	7,55	7,24	4,6	0,88	1,04
Na ₂ O	2,49	5,05	3,8	3,97	5,05	2,33	0,05	0,22	4,57	4,67	4,19	3,83	3,68	3,48
K ₂ O	0,9	1,15	1,61	0,76	1,18	0,38	0,04	0,67	0,89	1,1	1,06	0,98	2,95	3,92
P ₂ O ₅	0,21	0,02	0,12	0,13	0,12	0,06	0,02	0,02	0,28	0,33	0,29	0,11	0,02	0,02
п. п. п.	0,16	0,27	0,05	0,05	0,4	0,05	0,05	0,2	0,12	0,25	0,05	0,29	0,69	0,52
Сумма	98,8	99,3	99,8	99,5	99,7	99,4	99,8	99,7	99,5	99,5	99,5	99,7	99,8	99,5
Th, ppm	47,3	6,04	1,29	2,21	0,16	0,1	0,32	0,83	0,84	0,33	0,12	2,09	14,2	3,22
U	1,35	0,3	0,29	0,18	0,11	0,05	0,16	0,21	0,11	0,05	0,05	0,54	1,62	0,41
Rb	6,06	19,6	23,7	2,67	6,05	1	1	15,3	3,75	4,44	4,7	10,4	42	78,3
Ba	224	1080	841	649	847	72,3	12	211	622	684	705	564	753	1370
Sr	97,1	439	351	344	589	151	1,39	23,9	924	963	812	383	117	132
La	147	53,9	27,9	38	22,3	4,57	0,44	4,66	26,1	35,2	30	23,7	44	44,5
Ce	288	83,8	50	71,6	36,8	11,7	0,92	7,17	53,3	78	62,4	42,1	91,2	79,8
Pr	32,1	8,3	5,69	8,83	4,04	1,87	0,10	0,64	7,12	10,1	8,23	4,93	11	8,94
Nd	107	26,4	20,3	34,5	14,1	8,35	0,37	2,18	26,6	41,9	34,4	17,5	41,5	30
Sm	15,9	3,29	3,71	7,04	2,41	2,54	0,05	0,39	4,71	7,15	6,3	3,16	6,94	4,89
Eu	2,61	1,89	1,15	1,89	0,97	0,8	0,03	0,19	1,38	1,65	1,55	1,08	0,85	0,93
Gd	15,3	3,13	3,21	6,29	1,56	2,62	0,05	0,39	3,67	5,31	4,99	2,89	6,45	4,87
Tb	2,02	0,4	0,5	1,07	0,22	0,5	0,02	0,06	0,44	0,71	0,62	0,44	0,98	0,84
Dy	10,9	2,47	2,58	6,42	0,91	3,23	0,06	0,34	2,44	3,68	3,21	2,38	5,36	5,51
Ho	2,12	0,6	0,57	1,35	0,17	0,72	0,03	0,08	0,44	0,77	0,63	0,54	1,25	1,29
Er	6,11	1,88	1,49	4,05	0,5	2,05	0,07	0,22	1,25	1,9	1,87	1,42	3,35	4,21
Tm	0,89	0,35	0,19	0,6	0,07	0,3	0,02	0,04	0,2	0,25	0,25	0,21	0,52	0,7
Yb	5,59	2,15	1,33	3,76	0,33	1,78	0,11	0,36	1,11	1,66	1,41	1,27	3,7	4,75
Lu	0,77	0,37	0,23	0,58	0,06	0,28	0,03	0,06	0,14	0,22	0,23	0,23	0,55	0,79
Zr	351	409	338	149	114	44,8	209	326	97,8	94,8	127	146	183	172
Hf	9,17	10,5	8,69	3,89	2,64	1,36	4,9	8,1	2,49	2,42	3,07	3,65	5,09	4,97
Ta	1,14	0,35	0,18	0,29	0,05	0,17	0,05	0,15	0,25	0,27	0,29	0,34	0,34	0,14
Nb	17,3	8,79	3,78	7,27	2,05	2,41	0,25	1,39	7,28	7,07	7,29	5,56	9,49	4,21
Y	59,6	14,9	14,7	36,9	4,77	18,7	0,62	1,96	13,2	18,8	16,6	13,8	32,1	39,1
Cr	1010	254	67,7	259	57	388	120	254	61,2	60,7	45,4	75,4	17,7	85,3
Ni	235	133	17	75,4	37,1	113	2,72	21,3	24,4	28,4	4,12	24,7	5,82	3,29
Co	57,9	27,4	11,1	32,1	11,4	46,2	0,25	2,85	24,7	21,6	1,71	10,4	2,11	1,02
Sc	46,6	16,5	5,36	15,5	4,59	44,1	0,31	0,53	17,7	16,3	1,34	7,35	6,78	5,32
Pb	14,8	10,2	12	8,75	10,5	5,42	3,9	4,84	8,13	11,7	32,4	12,2	17	22,4
Ga	26,8	24,6	19,4	22,1	20,5	17,4	0,79	2,8	19,9	23,1	21,6	19,3	13,6	14,6
Eu/Eu*	0,51	1,80	1,02	0,87	1,53	0,95	1,72	1,49	1,01	0,82	0,85	1,09	0,39	0,58
(La/Yb) _N	17,7	16,9	14,1	6,81	45,6	1,73	2,7	8,73	15,9	14,3	14,3	12,6	8,02	6,32
ΣREE	636	189	119	186	84,4	41,3	2,29	16,8	129	189	156	102	218	192

Примечания: Эоархейские гранулиты: 1 – мафические двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607); 2 – двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 602). Палеоархейские гранулиты: 3 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 607B); 4 – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607A). Мезоархейские гранулиты: 5 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608A); 6 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 608); 7, 8 – кварциты (пробы 601, 601A). Палеопротерозойские гранулиты: 9–11 – двупироксеновые кристаллосланцы (пробы 603, 603а, 604); 12 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 600); 13, 14 – гранатосодержащие гнейсограниты (пробы 606, 606A).

пр. 602). Они сложены (об. %): крупными изометрическими, иногда антипертитовыми зернами плагиоклаза (An_{38}) 70, ортопироксена 13, клинопироксена 2, биотита 2–3, магнетита 3–4 и единичными зернами циркона.

Ортопироксеновые плагиогнейсы (табл. 1, пр. 607В) тоналит-гранодиоритового состава содержат (об. %): антипертитовый плагиоклаз ($Ab_{71,34}An_{25,92}Or_{2,75}$) 50–55, кварц 30–33, ортоклаз ($Ab_{9,59}Or_{90,41}$) 9–10, ортопироксен ($En_{61,98}Fs_{36,76}Wo_{1,26}$) 10, хромсодержащий (Cr_2O_3 1,42 мас. %) магнетит 3, ильменит 1, единичные зерна апатита, циркона, монацита.

Контаминированные мафическим материалом двупироксеновые гнейсы (пр. 607А) включают две генерации андезитового плагиоклаза: раннюю (An_{43}) с антипертитовыми вросками и более однородную позднюю ($Ab_{67,80}An_{29,12}Or_{3,08}$). Состав пород (об. %): плагиоклаз 55–60, ортопироксен ($En_{59,06}Fs_{39,62}Wo_{1,32}$) 12, клинопироксен авгитового ряда ($En_{38,58}Fs_{17,39}Wo_{44,04}$) 7–10, амфибол 2–3, кварц 5, Cr-содержащий (Cr_2O_3 1,56–2,24 мас. %) магнетит 5, Mn-содержащий (MnO 0,88–2,01 мас. %) ильменит 1, апатит и единичные чешуйки биотита. В пироксенах отмечается снижение содержания MnO от орто- к клинопироксенам: Орх 0,66–0,81 и Срх 0,27–0,45 мас. %.

Ортопироксены наиболее магнезиальные в плагиогнейсах (0,67), минимально – в мафических ксенолитах (0,58) и промежуточные (0,63) – в контаминированных гнейсах. Клинпироксены также более магнезиальные в контаминированных гнейсах (0,72), чем в мафических ксенолитах (0,67), в плагиогнейсах клинопироксен отсутствует.

Кварциты (рис. 2, в, пр. 601) серые средне- и крупнозернистые, часто с хорошо выраженной полосчатостью, обусловленной субпараллельной ориентировкой темноцветных минералов. Обычно встречаются мономинеральные кварциты, полевошпатовые, гранат-, силлиманит-, магнетитсодержащие и другие разности отмечаются редко.

Геохимические особенности. Эоархейские образования представлены мафическими кристаллосланцами (табл. 1, пр. 607) и плагиокристаллосланцами (пр. 602). **Мафические кристаллосланцы** отличаются низким содержанием (мас. %): SiO_2 44,7 и высоким – оксидов Fe и Mg ($mg\#^1$ 46,8). Низкое отношение $MgO/CaO = 0,83$ при $P_2O_5/TiO_2 = 0,15$ и повышенное содержание Cr 1010, Ni 235 ppm дают основание считать породы метабазитами [29].

При нормировании содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 3, а, б) отмечаются положительные аномалии Th, La, Ce, Pb, Nd и отрицательные Ta, Nb, Ti, Sr, P. Кристаллосланцы наиболее

обогащены REE (ΣREE 636 ppm) при умеренно высокой фракционированности ($(La/Yb)_N$ 17,73) и хорошо выраженном Eu-минимуме (Eu/Eu^*^2 0,51), что может указывать на фракционирование в условиях континентальной коры [8].

Плагиокристаллосланцы (пр. 602) по петрохимии соответствуют натриевым монцодиоритам. Они более магнезиальные, чем мафические породы ($mg\#$ 55,6), но содержат меньше Cr 254, Ni 133 ppm. На рис. 3, а, б проявлены положительные аномалии Ba, La, Pb, Zr, Eu, отрицательные U, Nb, Ta и особенно P. Ниже содержание REE (ΣREE 189 ppm) с фракционированным распределением ($(La/Yb)_N$ 16,9) и хорошо выраженной аномалией Eu (Eu/Eu^* 1,8), что указывает на накопление в породе плагиоклаза. По вещественному составу и содержанию ряда элементов (Sr, P, Pb, Sm, Zr), а также распределению REE плагиокристаллосланцы комплекстарны мафическим кристаллосланцам (пр. 607) и, вероятно, являются дифференциатами одной магмы.

Палеоархейские гранулиты. Ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 607В) магнезиальные ($mg\#$ 52,1) с положительными аномалиями Ba, La, Pb, Zr, отрицательными Th, U, Nb, Ta, P, Ti. Содержание REE относительно невысокое (ΣREE 118,85 ppm) с умеренной фракционированностью ($(La/Yb)_N$ 14,1), Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu^* 1,02). Контаминированные мафическим материалом разности (пр. 607А, $mg\#$ 52,2) отличаются более высоким содержанием Nd, Sm, Y и HREE. В них выше содержание REE, чем в неконтаминированных породах (ΣREE 185,98 ppm), слабо выражен Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,87) и фракционированность REE ($(La/Yb)_N$ 6,8). Умеренное фракционирование HREE относительно LREE и низкие отношения $Sr/Y = 9–23$ подразумевают, что плавление пород при образовании протолита плагиогнейсов происходило на относительно небольшой глубине – выше поля устойчивости граната.

Мезоархейские гранулиты. Двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 608) по составу соответствуют базальтам ($mg\#$ 61,2, Cr 388, Ni 113 ppm). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, в) выделяются положительные аномалии K, Ba, Pb, а также слабопроявленные отрицательные аномалии Th и P. Содержание REE низкое (ΣREE 41,3 ppm), отсутствуют фракционированность REE ($(La/Yb)_N = 1,73$), Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,95$) и отрицательные аномалии Ti, Ta, Nb. Геохимические особенности мезоархейских кристаллосланцев существенно отличаются от эоархейских. По 10

² $Eu/Eu^* = Eu_N/[Sm_N \times Gd_N]^{1/2}$, $Ce/Ce^* = Ce_N/[La_N \times Pr_N]^{1/2}$, где Eu_N , Sm_N , Gd_N ... (Lu/Gd)_N – содержания и отношение содержаний элементов, нормированных к хондриту.

¹ $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ в молекулярных количествах.

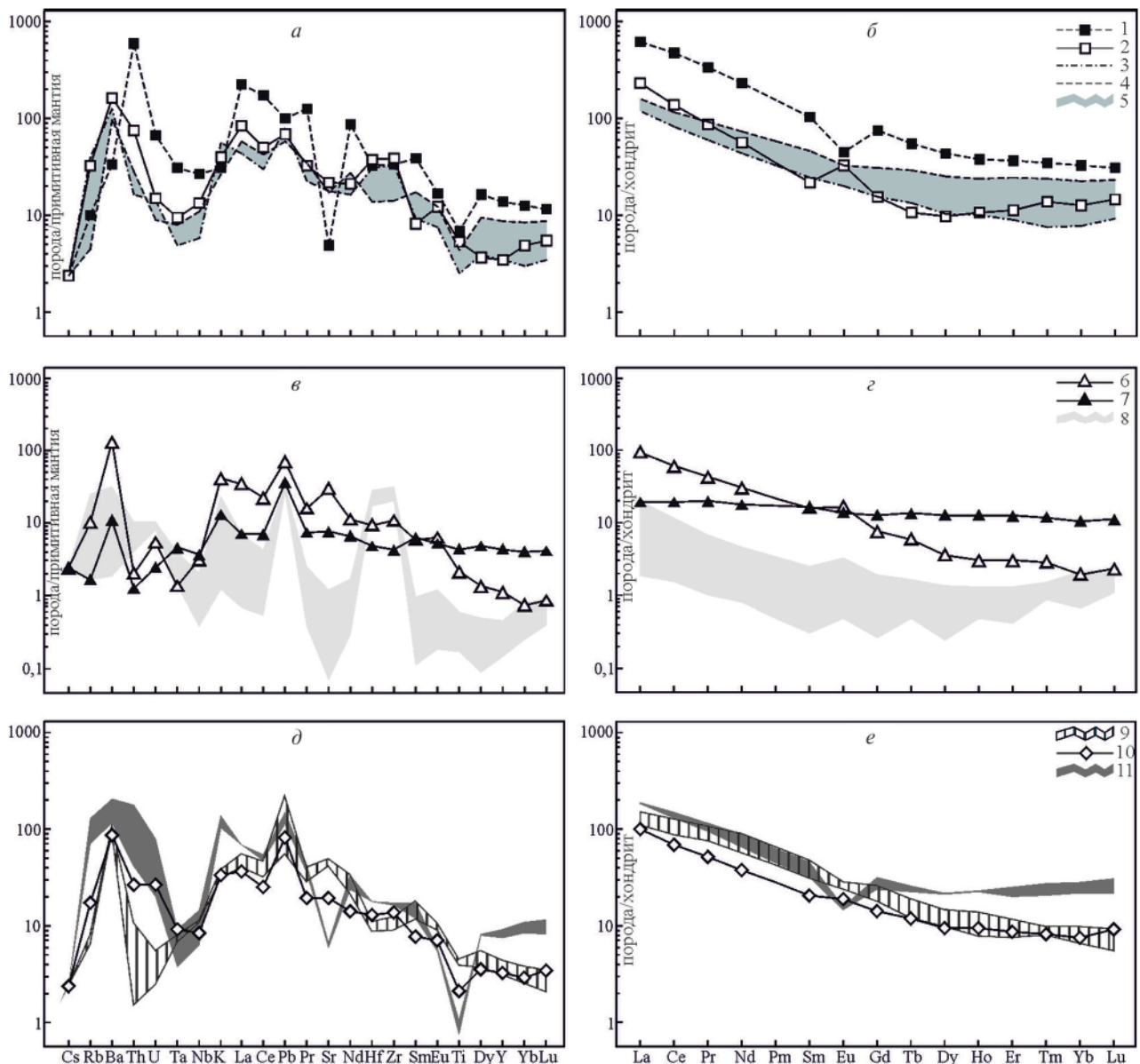


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов верховьев р. Налим-Рассоха

а, б – эо- и палеоархейские гранулиты: 1 – мафические амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 607); 2 – двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 602); 3 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 607В); 4 – контаминированные двупироксеновые гнейсы (пр. 607А); 5 – общее поле ортопироксеновых и контаминированных гнейсов; в, г – мезоархейские гранулиты: 6 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608А); 7 – двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 608); 8 – кварциты (пробы 601, 601А); д, е – палеопротерозойские гранулиты: 9 – двупироксеновые кристаллосланцы (603, 603А, 604); 10 – ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 600); 11 – гранат-содержащие гнейсграниты (пробы 606, 606А). Нормализация содержаний по [26]

анализам зерен циркона из кристаллосланцев на SHRIMP II наиболее древнее значение составляет 2799 ± 28 млн лет ($D = -4$).

Ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 608А) по составу отвечают магнезиальным ($mg\# 49,5$) известковым пералюминиевым гранитоидам, нормативный состав которых идентичен тоналитам (SiO_2 64,8 мас. %, K_2O/Na_2O 0,23, ASI 1,02). На спайдерграммах (рис. 3, в, г) выражены положительные аномалии Ba, Pb, Sr, La и отрицательные аномалии Th, Ta, P. Распределение REE (ΣREE 84,4 ppm) сильнофракционированное ($((La/Yb)_N 45,6)$ с резко выраженной

положительной аномалией Eu ($Eu/Eu^* 1,53$). По экспериментальным данным плавления основных гранулитов положительная аномалия Eu свидетельствует о давлении не менее 10 кбар [25], а низкое содержание Yb 0,33 ppm и большая величина отношения $Sr/Y = 123$ – о существенной роли в рестите граната и отсутствии плагиоклаза. Эти признаки позволяют их соотносить с более типичными гранитоидами TTG (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии, в отличие от палеоархейских гранитоидов (пр. 607А) несубдукционного происхождения.

Кварциты (SiO_2 94,7–98,8 мас. %) наиболее бедны редкими элементами, но имеют высокие содержания (ppm): Zr 209–326, Sr 120–254, Ni 2,7–21,3. Отмечаются положительные аномалии K, Pb, Zr, низкое содержание REE (ΣREE 2,26–16,77 ppm), вогнутый U-образный профиль и фракционированное распределение ($(\text{La/Yb})_N$ 2,7–8,3), отчетливо выражена положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* 1,49–1,72). Генезис кварцитов в гранулитах является проблематичным. Если принять во внимание осадочное происхождение протолита, то, судя по высокому содержанию циркония, первичными породами кварцитов могли быть кварцевые песчаники, обогащенные цирконом детритом, что указывает на преобладание в области питания гранитоидных пород. Повышенное содержание HREE предполагает присутствие в области сноса гранатсодержащих пород, возможно гранулитов, а высокое содержание Sr и Ni указывает на размыв мафит-ультрамафических пород. Такие хромитсодержащие кварциты известны в кратоне Вайоминг (США) [19]. Не исключено образование кварцитов в результате селективного плавления основных гранулитов при температуре 850–900 °C в присутствии водного флюида, обогащенного SiO_2 [2] с образованием плагигранитных и кварцитоподобных эндробит-мigmatитов. В этом случае становится понятной положительная аномалия Eu в кварцитах, характерная для эндробитов. По-видимому, протолит кварцитов следует считать осадочным, претерпевшим частичное плавление в условиях гранулитового метаморфизма.

Палеопротерозойские гранулиты. Двупироксеновые кристаллосланцы (табл. 1, пробы 603, 603A и 604) и ортопироксеновые плагногнейсы (пр. 600) по химическому составу подобны серии пород от габбродиоритов до тоналитов и гранодиоритов. Они магнезиальные (mg# 47,2–52,8), известково-щелочные и известковистые, несмотря на высокое содержание Al_2O_3 , кристаллосланцы метаглиноземистые (ASI 0,81–0,91), ортогнейсы – слабоперглиноземистые (ASI 1,02). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, д) в кристаллосланцах выделяются положительные аномалии K, Ba, Pb, отрицательные – Th, U и более слабые Ta, Nb, P, Zr, Ti. В тоналитовых разностях отмечаются положительными аномалиями Th, U, Nd, Zr. Содержание REE сравнительно высокое (ΣREE 128,9–188,5 ppm), более низкое в тоналитах (ΣREE 101,85 ppm), Eu-минимум проявлен слабо или отсутствует (Eu/Eu^* 0,82–1,09). Распределение REE умеренно фракционированное ($(\text{La/Yb})_N$ 14,4–16,0), несколько ниже в тоналитах ($(\text{La/Yb})_N$ 12,58).

Циркон из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 603) полигенный короткопризматический с черными в катодолюминесценции

(CL) ядрами и белыми, светло-серыми оболочками, характерными для гранулитового циркона. По результатам датирования 15 зерен ядра характеризуются средним содержанием (ppm): U 227, Th 125, Th/U = 0,55, каймы и оболочки – U 37, Th 36, Th/U = 1,01. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ все анализы располагаются компактно и дают общий конкордантный возраст 2018 ± 8 млн лет (СКВО 0,96), который рассматривается как возраст гранулитового метаморфизма. Первичный магматический циркон не установлен.

Ортопироксеновые плагногнейсы (табл. 1, пр. 600) содержат мелкие зерна как призматические, так и округлые. В CL различаются черные оболочки и ядра иногда со слабо заметной широкой полосчатостью вдоль вытянутости зерна. По результатам 10 анализов ядер получен один анализ с ^{207}Pb – ^{206}Pb возрастом 2273 ± 13 млн лет, а по девяти точкам – линия дискордии с верхним пересечением 2009 ± 13 млн лет. Вероятный возраст протолита пород 2273 ± 13 млн лет, видимо, такой же возраст имеет протолит двупироксеновых кристаллосланцев. Возраст метаморфизма плагногнейсов 2009 ± 13 млн лет близок к полученному для двупироксеновых кристаллосланцев 2018 ± 8 млн лет.

Гранатсодержащие гнейсограниты характеризуются высокой кремнекислотностью (SiO_2 74,5–77,4 мас. %), железистые (mg# 31–38), известково-щелочные, плюмазитовые (ASI 1,15–1,21). При нормировании содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 3, д) отмечаются положительные аномалии K, Rb, Th, U, Ba, La, Ce, Pb, Nd, Zr, Sm и отрицательные Ti, Ta, Nb, P. Содержание REE высокое (ΣREE 192–217 ppm), распределение слабофракционированное ($(\text{La/Yb})_N$ 6,32–8,02), хорошо проявлен Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,39–0,58). По результатам датирования 10 зерен циркона получены средние содержания Th 130, U 286 ppm, Th/U 0,49. Значения конкордантного возраста 2046 ± 8 млн лет (СКВО 4,2) и верхнее пересечение линии дискордии 2051 ± 8 млн лет (СКВО 1,3) совпадают в пределах погрешности измерений. Возраст магматического протолита гнейсогранитов около 2050 млн лет.

Sm-Nd система пород. Характеризуется в основном низкими величинами отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = 0,0899–0,1246 (табл. 2), что позволяет рассчитывать на корректную оценку модельного возраста протолитов. Высокая величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = 0,1742 наблюдается в мафических кристаллосланцах пр. 608, что часто отмечается для мезоархейских метабазитов Анабарского щита. Наиболее древние породы с палеоархейским и эоархейским цирконом характеризуются величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ –0,6...+1,6 и модельным возрастом протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$

Таблица 2

Изотопный состав самария и неодима в гранулитах

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}})$, млрд лет
607	3600	17,99	108,90	0,0998	0,510402	+1,4	3,65	3,67
602	3600	3,323	26,85	0,0899	0,510173	+1,6	3,64	3,65
607A	3400	7,028	34,08	0,1246	0,510987	-0,6	3,67	3,66
607B	3400	3,873	21,34	0,1097	0,510765	+1,6	3,47	3,48
601	3000	0,070	0,389	0,1092	0,510851	-1,0	3,33	3,37
601A	3000	0,380	2,061	0,1115	0,510827	-2,4	3,44	3,48
608	2960	2,449	8,498	0,1742	0,512688	+9,6		
608A	2860	2,133	14,18	0,0909	0,510433	-4,1	3,35	3,50
600	2270	3,146	16,49	0,1153	0,511316	-2,1	2,83	2,86
603	2270	5,061	28,89	0,1059	0,511403	+2,4	2,46	2,49
606A	2050	4,281	28,48	0,0909	0,511259	+1,0	2,34	2,43

Примечание. Пробы 600, 607B, 608A — ортопироксеновые плагиогнейсы; 601, 601A — кварциты; 602 — двупироксеновые плагиокристаллосланцы; 603, 607, 607A, 608 — двупироксеновые кристаллосланцы; 606A — аляскитовые гранатосодержащие гнейсограниты.

от 3,65–3,67 млрд лет в двупироксеновых мафических ксенолитах, контаминированных гнейсах и плагиокристаллосланцах до 3,47 млрд лет в плагиогнейсах (табл. 2). Кварциты по двум анализам характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -1,0...-2,4 и величинами $T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}}) = 3,37$ –3,48 млрд лет. Протолит палеопротерозойских двупироксеновых кристаллосланцев является производным мантийного источника ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +2,4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,46$ млрд лет, а в ортопироксеновых гнейсах — результатом плавления корового источника ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,1$ в архейской континентальной коре ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}_{-2\text{St}}) = 2,86$ млрд лет). В гнейсогранитах величина $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +1$ близка к хондритовому значению, а модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2,34$ млрд лет. С точки зрения формирования ранней коры интерес представляют древние эо- и палеоархейские породы, которые далее будут детально охарактеризованы.

U-Pb датирование и геохимия циркона. *Эоархейские гранулиты.* Из двупироксеновых мафических кристаллосланцев (пр. 607) было изучено 39 зерен циркона, по которым выполнен 41 анализ U-Pb изотопной системы в основном по ядрам зерен. Получен возрастной диапазон значений 3838–1928 млн лет, значительная часть из которых дискордантные. В дополнение к единичным анализам проанализировано 13 зерен с дискордантными величинами еще в 66 точках. В общей сложности было выполнено 107 анализов (рис. 4). Некоторые анализы существенно уклоняются от каких-либо трендов, но по семи зернам на основании не менее трех измерений в каждом получены статистически достоверные линейные тренды, а также их верхние и нижние

пересечения с линией конкордии (СКВО < 1, табл. 3). По пяти зернам отмечены менее достоверные данные (СКВО 1,9–2,8) и по одному зерну значение СКВО 11,8. Среди достоверных данных наибольший интерес представляют дискордии с эоархейскими верхними пересечениями. Большинство дискордий имеют палеопротерозойские нижние пересечения и объясняются потерями радиогенного свинца в процессе палеопротерозойского и в одном случае неоархейского метаморфизма.

Циркон из двупироксеновых плагиокристаллосланцев (пр. 602) представлен призматическими зернами со сглаженными гранями и вершинами. Все зерна черные в CL-изображении (рис. 5), иногда полигенного строения, ядро окружено тонкими белыми каймами. Эоархейское значение возраста 3631 ± 5 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0,66$, $D = 3\%$) получено в ядерной части зерна 5.1. Зерно темное в CL, но с различной концентрической зональностью, лучше проявленной в оптическом изображении. Второй анализ рядом с этой точкой в ядерной части показал значение 3425 ± 4 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0,19$, $D = 2\%$). Все остальные анализы более дискордантные ($D = 5$ –21 %) и вытянуты вдоль линии конкордии в диапазоне 3200–2485 млн лет. Для времени формирования протолита плагиокристаллосланцев принимается возраст 3631 ± 5 млн лет, что не противоречит Nd-модельному возрасту протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 3,64 млрд лет. Значение 3425 ± 4 млн лет интерпретируется как следствие переустановки U-Pb системы циркона при внедрении гранитоидов с возрастом около 3,4 млрд лет (пр. 607B), для которых плагиокристаллосланцы являются ксенолитами.

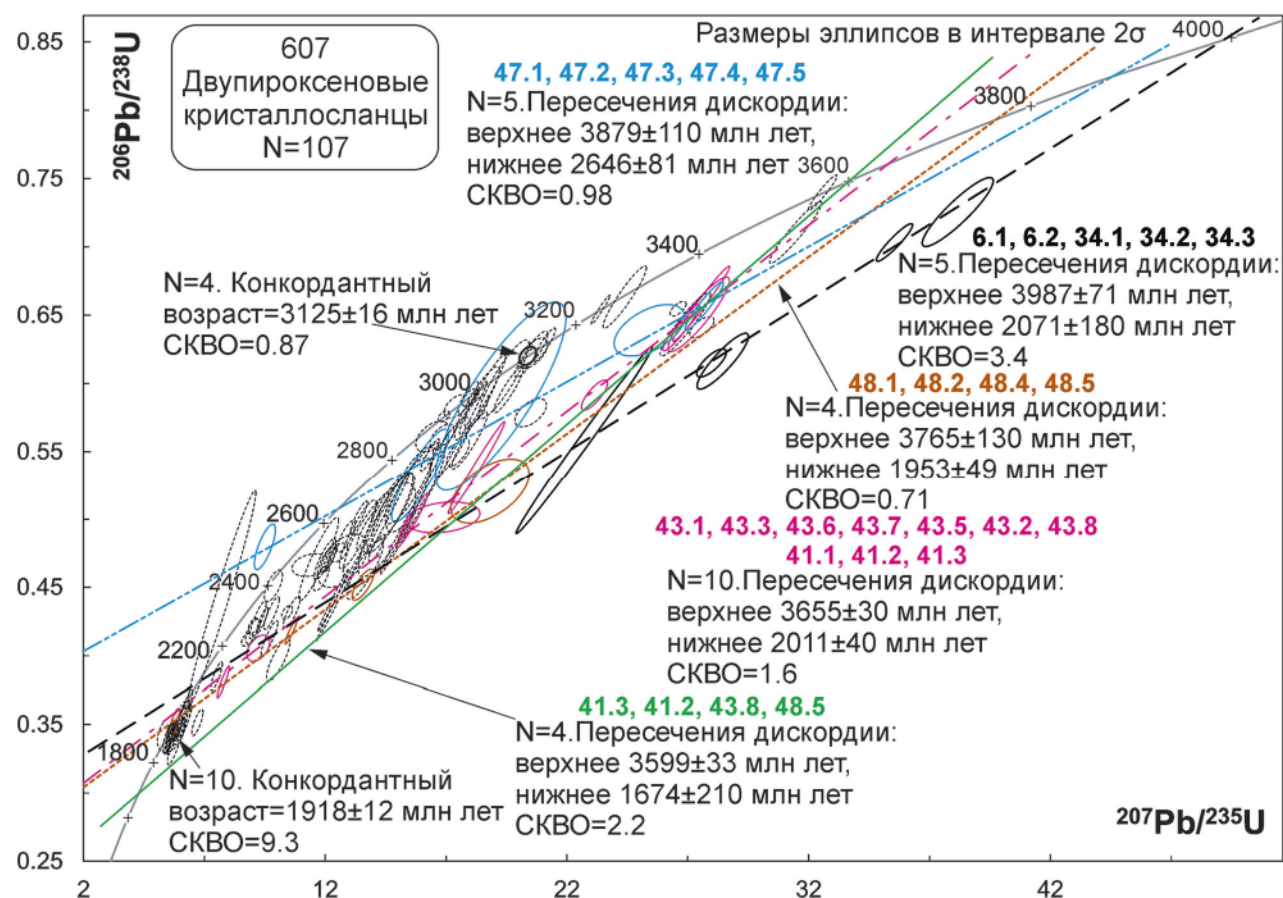


Рис. 4. U-Pb возраст циркона из двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 607)

Таблица 3

Параметры дискордий для зерен циркона с несколькими анализами

Номер зерна	Исключенные анализы	Нижнее пересечение, млн лет	$\pm 2\sigma$	Верхнее пересечение, млн лет	$\pm 2\sigma$	СКВО
6.1–6.2	0 из 2	1978	200	3943	59	0
28.1–28.7	1 из 7	1243	400	3048	82	2,50
34.1–34.3	0 из 3	2042	250	3995	87	0,13
35.1–35.3	0 из 3	1884	1300	3228	820	11,8
36.1–36.4	0 из 4	2332	180	3844	940	0,90
41.1–41.3	0 из 3	1999	72	3645	51	0,71
43.1–43.9	2 из 9	2002	140	3647	110	2,4
44.1–44.5	0 из 5	1728	67	3117	65	0,76
45.1–45.6	0 из 6	1794	45	2721	140	0,77
46.1–46.5	0 из 5	1807	100	2641	490	1,90
47.1–47.5	0 из 5	2646	81	3879	110	0,98
48.1–48.5	1 из 5	1953	49	3765	130	0,71
49.1–49.5	0 из 5	1904	42	3207	150	2,40
50.1–50.6	0 из 6	2304	77	3282	94	2,0

Палеоархейские гранулиты. Из ортопироксеновых плагиогнейсов (пр. 607В) изучено 36 зерен циркона преимущественно в ядерных частях, по которым выполнено 46 U-Pb определений возраста (рис. 6). В CL зерна в основном состоят из однородных, реже

пятнистых темных ядер овальной и округлой формы без свечения и нескольких оболочек с темным и ярким свечением. Ритмично зональный циркон не встречается, доминирующий темный и пятнистый циркон обычно связан с перекристаллизацией

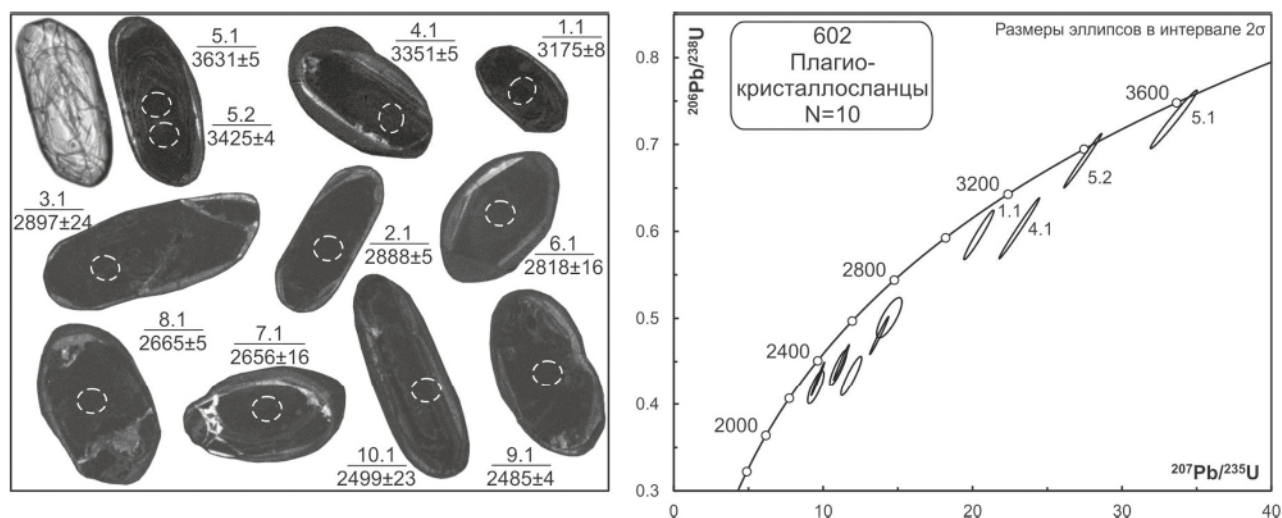


Рис. 5. CL-изображения и возраст циркона из диоритовых плагиокристаллических гнейсов пр. 602

Пунктирными окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе номер анализа, в знаменателе — ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст. Диаметр кратера составляет 20–30 мкм. Слева от зерна циркона с анализами 5.1 и 5.2 показано его оптическое изображение

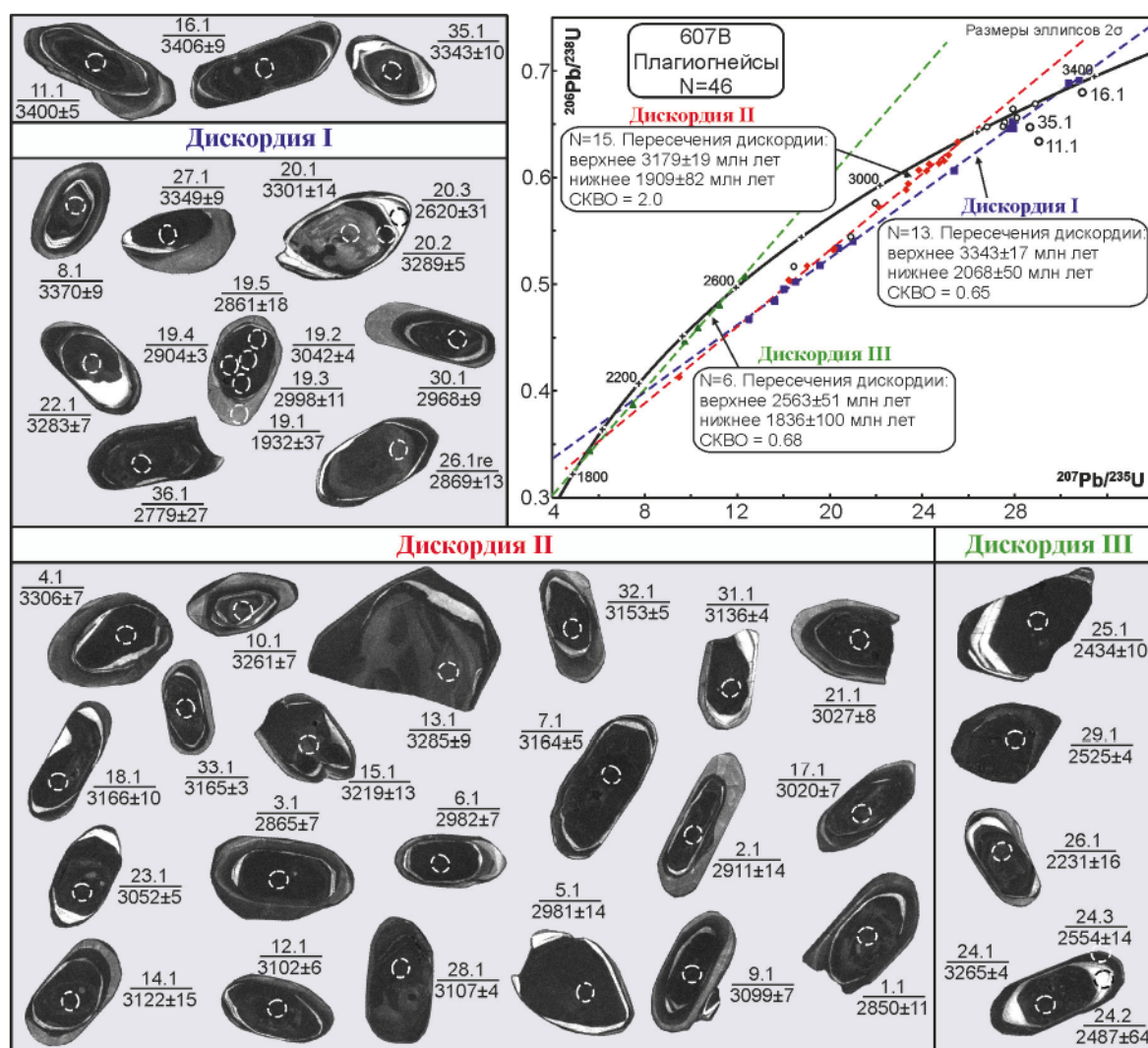


Рис. 6. CL-изображения и возраст циркона из ортопироксеновых плагиогнейсов пр. 607B

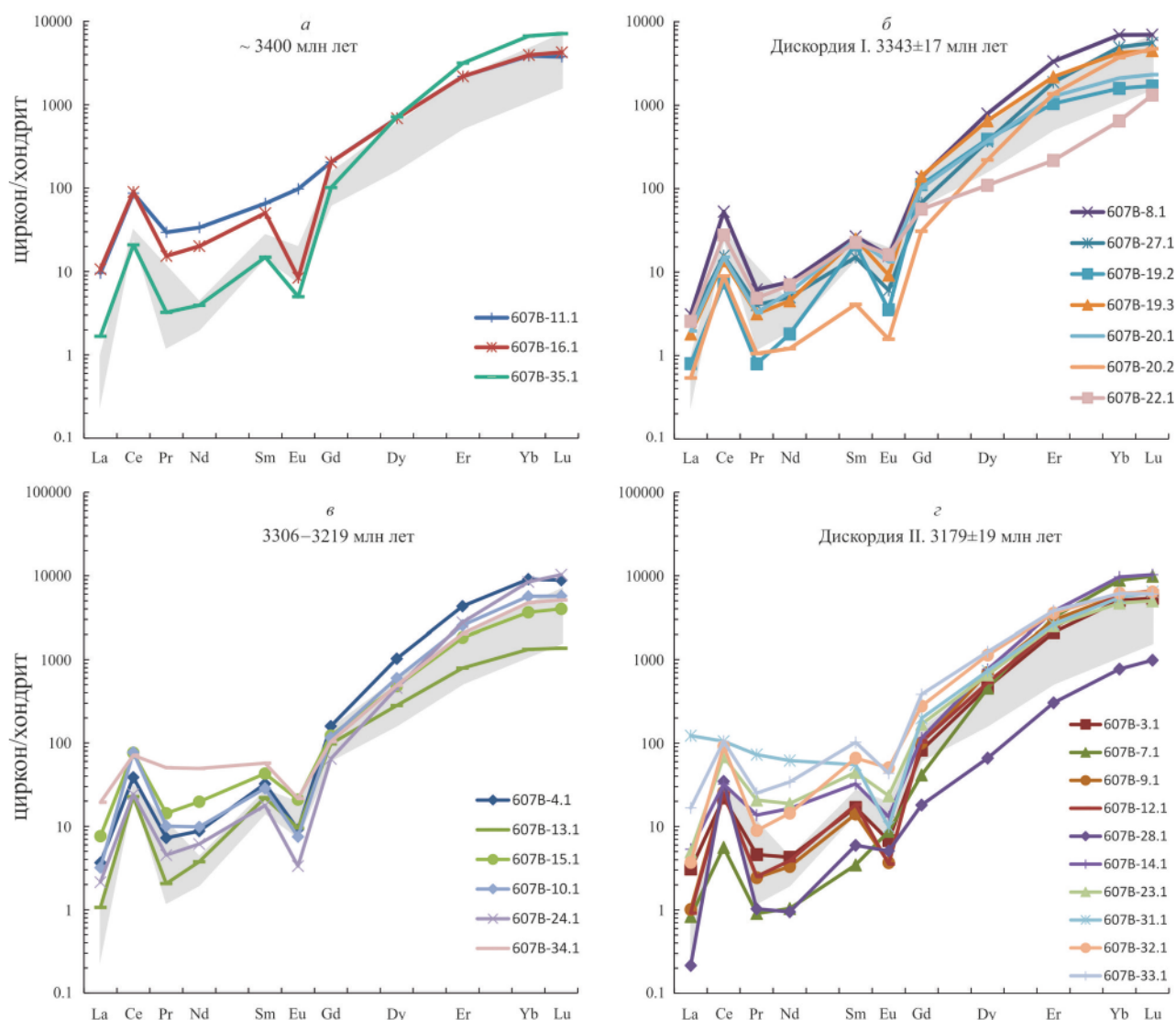


Рис. 7. Диаграммы распределения REE в цирконах из ортопироксеновых плагиогнейсов (пр. 607B)

а – цирконы с дискордантными значениями возраста 3406–3343 млн лет; б – цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3343 ± 17 млн лет; в – цирконы с промежуточными возрастами 3306–3219 млн лет; г – цирконы, образующие дискордию II с верхним пересечением 3179 ± 19 млн лет. Заливкой серым цветом на всех диаграммах показано поле магматического циркона по [16]. Нормализация содержаний REE по [26]

в субсолидусных условиях [23]. Преобладают дискордантные значения возраста, по которым построено три линии дискордии с верхними пересечениями: I – 3343 ± 17 млн лет; II – 3179 ± 19 млн лет, III – 2563 ± 51 млн лет (рис. 6). CL-изображения цирконов сгруппированы по принадлежности к полученным линиям дискордий. Химический состав циркона изучен в 31 зерне, при этом более чем в половине случаев (54 %) отмечается низкая величина отношения $\text{Th}/\text{U} < 0,15$, указывающая на возможный метаморфический и анатектический генезис циркона [23, 24, 30].

Три зерна в верхней части рис. 6 имеют наиболее древние значения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраста 3406–3343 млн лет ($D = 2\text{--}7\%$) и не принадлежат полученным дискордиям. В этих зернах отмечаются значительные различия в содержании LREE ($\Sigma\text{LREE} =$

$= 15,3\text{--}73,9$ ppm). Величина индекса $\text{LREE-I}^1 = 29\text{--}178$ указывает на обогащение циркона LREE в процессе его роста, а не из-за пересечения лучом SIMS трещин или включений в цирконе. Анализ зерна 35.1 с $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастом 3343 ± 10 млн лет имеет низкое значение отношения Th/U 0,08, свидетельствующее в пользу его метаморфического генезиса. При этом отмечается большая величина отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 65,8$, высокие содержания (ppm): P 860, Y 2426, Hf 10231. Сильное деpletирование LREE ($\Sigma\text{LREE} = 15,3$ ppm) и крутой наклон графика распределения (рис. 7, а) характерны для циркона амфиболитовой и гранулитовой фаций и указывают на формирование в процессе роста циркона минералов,

¹ $\text{LREE-I} = (\text{Dy}/\text{Nd}) + (\text{Dy}/\text{Sm})$ по [11].

обогащенных LREE: титанита, алланита, монацита [23].

Линия дискордии I построена по 13 анализам с верхним пересечением 3343 ± 17 и нижним 2068 ± 50 млн лет. Нижнее пересечение совпадает с возрастом раннепротерозойского гранулитового метаморфизма, верхнее, судя по геохимическим особенностям цирконов, с процессом анатексиса. По графикам REE они размещаются в поле магматического циркона, однако большинство (пять из семи) анализов имеет низкие отношения $\text{Th/U} = 0,02\text{--}0,14$, характерные для метаморфического циркона. В этой популяции выделяется зерно с анализом 20.1 с секториальной зональностью «елочкой», свойственной гранулитовому циркону и отражающей сильные флуктуации скорости роста [12]. Вогнутость на графике HREE в зерне с анализом 22.1 (рис. 7, б) является следствием вытеснения REE из рекристаллизованной решетки циркона [15]. Низкое отношение $(\text{Sm/La})_N$ показывает, что вся группа относится к пористому¹ циркону.

Между верхними пересечениями дискордий I и II размещаются анализы шести зерен, показавшие значения возраста 3306–3219 млн лет (рис. 6). В трех случаях величина отношения $\text{Th/U} = 0,08\text{--}0,14$ соответствует метаморфическому циркону. По графикам REE (рис. 7, в) они близки к магматическому типу, хотя в анализе 34.1 повышенное содержание LREE 75,6 ppm, при величине индекса $\text{LREE-I} = 19,7$, что может быть связано с трещинами или включениями в цирконе. В анализе 24.1 ($\text{Th/U} = 0,08$) с возрастом 3265 млн лет отмечается высокая температура кристаллизации циркона по титановому геотермометру [28] $T_{\text{Ti}}^{\text{Zr}} = 969$ °C, указывающая на УНТ-метаморфизм. «Сползание» возрастов по конкордии в диапазоне 3306–3219 млн лет происходит, вероятно, в результате длительности сохранения термодинамических условий высокоградного метаморфизма, обеспечивающих рост и перекристаллизацию циркона [13, 18].

Линия дискордии II построена на основании 15 анализов, дающих верхнее пересечение 3179 ± 19 млн лет (рис. 6). Геохимия ядер циркона изучена в 11 зернах (рис. 7, г), из которых больше половины имеет отношение $\text{Th/U} = 0,02\text{--}0,15$, свойственное метаморфическому циркону, и в пяти зернах метаморфизм относится к УНТ-типу.

Линия дискордии III построена по шести анализам метаморфических оболочек и кайм. Единичные измерения по каймам показали, что они имеют архейский и палеопротерозойский возраст. Каймы с ярким свечением

(20.3 и 24.2) и значениями возраста по отношению $\text{Pb/Pb } 2620 \pm 31 - 2487 \pm 64$ млн лет близки по характеру распределения REE, причем в 20.3 (2620 млн лет) отношение $\text{Th/U } 0,03$, высокая величина отношения $(\text{Lu/Gd})_N$ 54–185 указывает на метаморфизм амфиболитовой фации. Протерозойская кайма 19.1 с возрастом 1932 ± 37 млн лет с высоким $\text{Th/U } 2,27$ и низким отношением $(\text{Lu/Gd})_N$ 16 свидетельствует о гранулитовом метаморфизме этого возраста.

В семи зернах с возрастом от 3349 до 3099 млн лет по Ti-геотермометру [28] фиксируется высокая температура кристаллизации (~ 900 °C и более), причем в популяции циркона с возрастом 3179 ± 9 млн лет таких анализов пять, что дает основание выделения УНТ-метаморфизма указанного возраста. В цирконе из ортопироксеновых гнейсов отсутствуют ядра с ритмичной (магматической) зональностью и только небольшое число зерен имеет геохимию неизмененного магматического циркона. По CL и геохимическим данным преобладающий циркон ортопироксеновых гнейсов имеет анатектическое происхождение, измененное под действием флюидов.

В пр. 607А (*контаминированные двупироксеновые гнейсы*) было датировано 13 ядер цирконов (рис. 8). Все значения в разной степени дискордантные, минимальная $D = 4$ % отмечается для анализа 3.1 с возрастом 3384 ± 3 млн лет. Среднее отношение $\text{Th/U } 0,55$, но в двух точках (4.1 и 11.1) величина отношения $\text{Th/U} = 0,04\text{--}0,08$ низкая — как у метаморфического циркона. По шести анализам построена линия дискордии с верхним пересечением 3386 ± 7 млн лет (СКВО 1,9). Нижнее пересечение с возрастом 240 ± 160 млн лет предполагает потери свинца в результате современного взаимодействия с водой в поверхностных условиях [27]. Возраст верхнего пересечения близок к значениям около 3400 млн лет, полученным в пр. 607В, и соответствует времени формирования протолита ортопироксеновых плагиогнейсов.

Из кварцитов пр. 601 было изучено 28 зерен циркона (рис. 9), по которым выполнено 35 изотопных U-Pb анализов и 28 анализов REE. Циркон из кварцитов в половине анализов (14) имеет высокое содержание LREE с низкой величиной индекса $\text{LREE-I} = 2\text{--}23$. На линии конкордии значения возраста рассредоточены в диапазоне 3600–3250 млн лет, для которых построено три дискордии.

Линия дискордии I с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет и нижним 0 ± 300 млн лет (СКВО 0,81) получена по четырем зернам удлиненной формы (пять анализов, один из которых находится на линии конкордии). В цирконах из этой популяции на отдельных участках зерен наблюдается тонкая ритмичная

¹ Пористый циркон интерпретируется как измененный магматический циркон в результате растворения — переотложения в присутствии водного флюида [14].

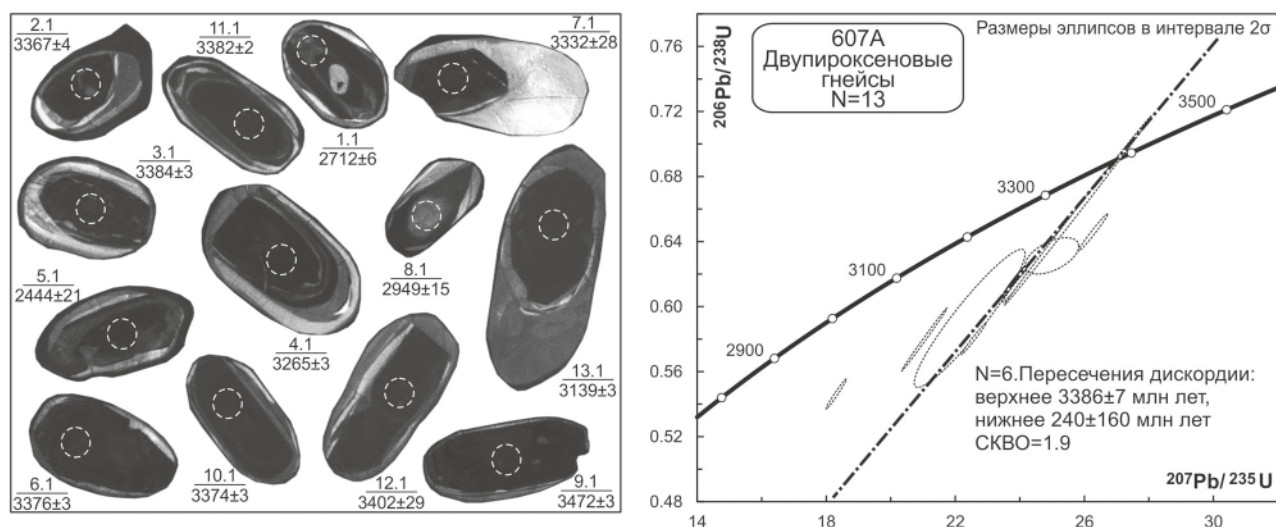


Рис. 8. CL-изображения и возраст циркона из загрязнённых двупироксеновых гнейсов пр. 607A

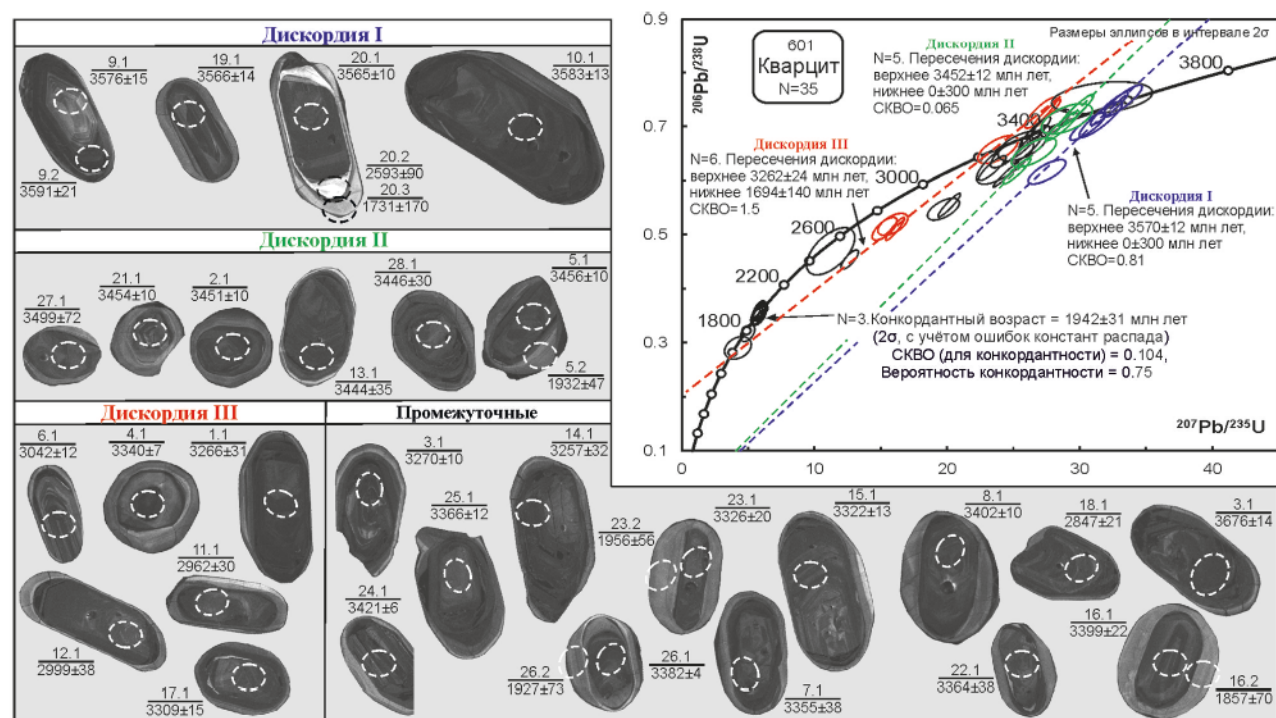


Рис. 9. CL-изображения и возраст циркона из кварцитов пр. 601

зональность. Циркон характеризуется отношением Th/U 0,32–0,50 и по характеру распределения REE представлен двумя типами. Первый имеет распределение магматического типа [16], второй обогащён LREE и по индексу $\text{LREE-I} = 2\text{--}5$ относится к изменённому циркону. Различия между двумя типами наиболее показательные в зерне с точками 9.1 и 9.2 (рис. 9). Ядро 9.1 обладает секториальной и тонкой ритмичной зональностью, характерными для магматического циркона, и окружено оболочкой с «размытой» зональностью (точка 9.2). На диаграмме REE (рис. 10, а) графики ядра 9.1 и зерен

10.1 и 20.1 соответствуют магматическому типу. Они характеризуются отношениями Th/U 0,35–0,46 с низкими содержаниями Hf 7065–8699 и Li 0,02–0,10 ppm и величиной отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 17,1\text{--}20,8$. По сравнению с магматическим ядром, в оболочке низкое отношение $\text{Th}/\text{U} = 0,07$, что свойственно метаморфическому циркону, резко увеличено содержание LREE, U, Hf, Li, Ca, Ti, исчезает Eu-минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,07$), снижается отношение $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 9,4$, а это косвенно указывает на перекристаллизацию циркона в присутствии граната – гранулитовый метаморфизм. Температура кристаллизации

магматических ядер по Ti-геотермометру [28] 780–813 °C, в метаморфическом цирконе она заметно выше – 921–940 °C, что может указывать на УНТ-тип метаморфизма с возрастом, близким к 3570 млн лет.

Линия дискордии II с верхним пересечением 3452 ± 12 млн лет построена по шести анализам ядер мелких округлых зерен с пятнистым CL-изображением, редко с нечеткой «размытой» зональностью. Циркон этой популяции характеризуется отношением $\text{Th}/\text{U} = 0,3\text{--}0,55$, большинство обогащено LREE (ΣLREE 74–220 ppm) с низким значением индекса $\text{LREE-I} = 5\text{--}19$. Только анализ 5.1 имеет магматический профиль и вместе с анализом 2.1 – низкие содержания $\text{Li} = 0,03\text{--}0,04$ ppm. Два анализа 2.1 и 22.1 имеют низкое отношение $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 6,3\text{--}11,4$, указывающее на присутствие граната в процессе роста циркона и возможный гранулитовый метаморфизм.

Промежуточные значения возраста от 3400 до 3309 млн лет получены по 11 зернам

(рис. 9). Из них зерна с возрастом около 3400 млн лет имеют графики REE (рис. 10, б), подобные магматическому циркону. Только в зерне 24.1 с высокой дискордантностью наблюдается повышенное содержание LREE (индекс $\text{LREE-I} = 19$). По мере уменьшения возраста преобладают зерна, сильно обогащенные LREE (индекс $\text{LREE-I} = 5\text{--}23$), и только в двух случаях: анализы 25.1 (возраст 3366 ± 12 , $D = 0\%$) и 17.1 (возраст 3309 ± 15 млн лет, $D = 6\%$) – отмечаются графики циркона магматического типа.

Линия дискордии III, построенная по пяти анализам, с верхним пересечением 3254 ± 38 млн лет указывает на наиболее молодой возраст циркона в кварцитах. В этой популяции зерно 1.1 с возрастом 3266 ± 31 млн лет ($D = 0\%$) с тонкой (магматической) зональностью, которая в CL-изображении немного «размытая». Распределение REE (рис. 10, г), подобное магматическому циркону, наблюдаются

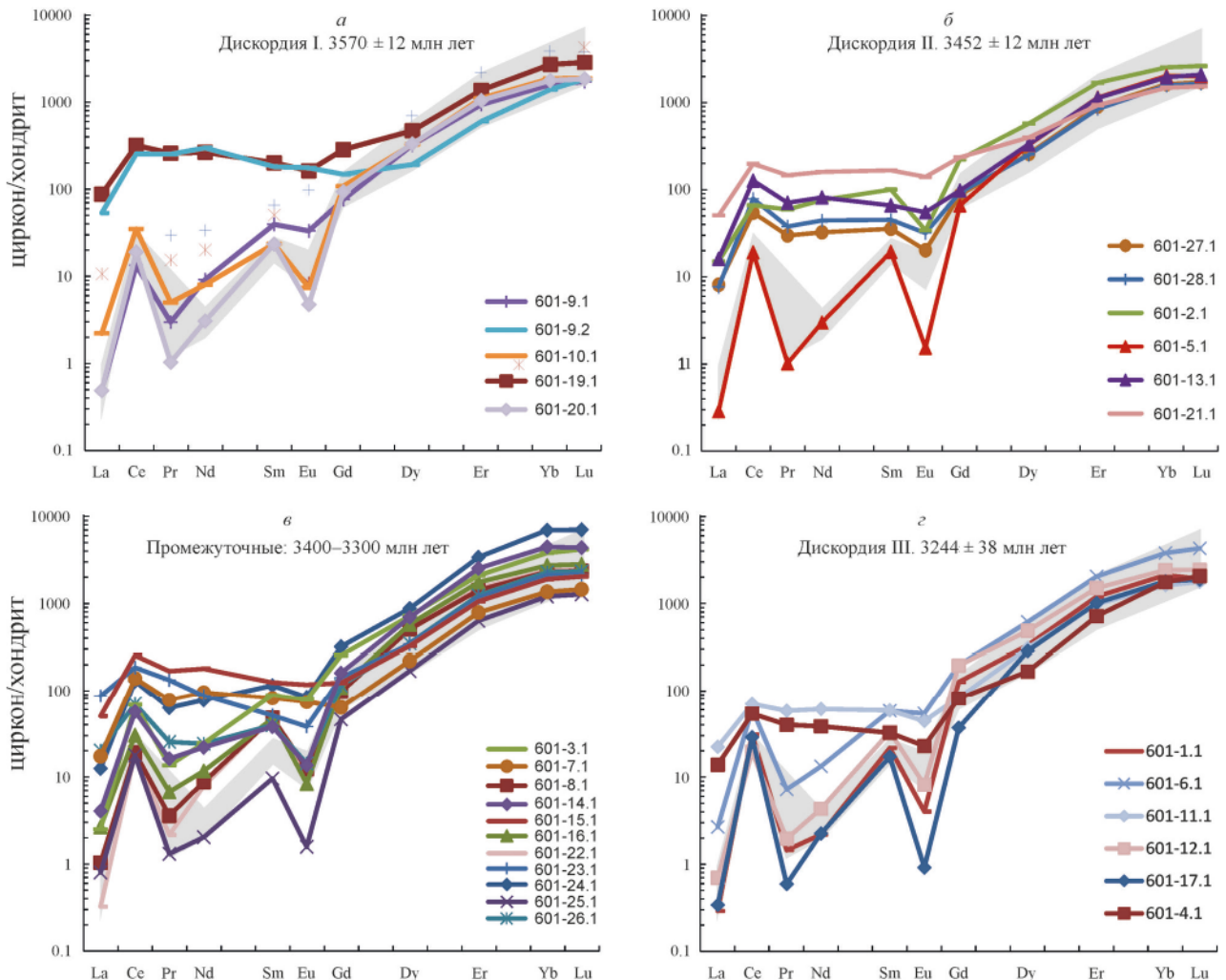


Рис. 10. Диаграммы распределения REE в цирконах из кварцитов пр. 601

а – цирконы, образующие дискордию I с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет; б – цирконы, образующие дискордию II с верхним пересечением 3452 ± 12 млн лет; в – цирконы с промежуточными возрастными значениями 3400–3300 млн лет; г – цирконы, образующие дискордию III с верхним пересечением 3262 ± 24 млн лет. Заливкой серым цветом на всех диаграммах показано поле магматического циркона по [16]. Нормализация содержаний REE по [26]

в точках 1.1, 17.1 и 12.1, в остальных установлено повышенное содержание LREE, особенно в зернах с точками 11.1 и 14.1, однако низкая величина индекса $LREE-I = 12$ отмечается только в зерне с анализом 11.1. Таким образом, возраст осадочного протолита кварцитов не древнее 3254 ± 38 млн лет и условно принимается 3 млрд лет.

Обсуждение результатов. Ортопироксеновые плагиогнейсы с возрастом около 3,4 млрд лет содержат линзы более древних мафических кристаллосланцев и плагиокристаллосланцев. По геохимическим особенностям мафические и плагиокристаллосланцы являются родственными, их объединяет высокое содержание Cr, Co, Ni, REE, Th и особенно Zr, а также комплементарность составов по Pb, Sr, P, Eu, Sm. Можно полагать, что эти породы — дифференциаты одной и той же умереннощелочной базальтовой магмы. Именно они характеризуются эоархейским Nd-модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM) = 3,65\text{--}3,67$ млрд лет и содержат наиболее древний циркон: в мафических породах дискордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71\text{--}3599 \pm 33$ млн лет, в плагиокристаллосланцах циркон имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. На основании этих данных для мафических ксенолитов и плагиокристаллосланцев предполагается эоархейский ($>3,6$ млрд лет) возраст протолитов.

Метабазиты эоархейских мафических ксенолитов существенно отличаются от метабазитов расслоенной серии мезоархейского возраста Анабарского щита [4], что также видно на примере мафических кристаллосланцев (табл. 1, рис. 3, пр. 608). Мезоархейские метабазиты обеднены REE (ΣREE 33,63–46,63 ppm) со слабофракционированным распределением ($(La/Yb)_N = 2,63\text{--}2,77$), отсутствием Eu-минимума и эквивалентны низкотитанистым толеитовым базитам. Эоархейские мафические ксенолиты, в отличие от мезоархейских метабазитов, вероятно, являются фрагментами дифференцированной в условиях коры умереннощелочной базальтовой серии, судя по высокой концентрации REE, Th, Pb, Zr, умеренной фракционированности REE ($(La/Yb)_N = 17,73$), хорошо выраженному Eu-минимуму ($Eu/Eu^* = 0,51$) и отрицательной аномалии Sr.

В эоархейских мафических ксенолитах установлено большое количество циркона с конкордантным возрастом 3567–1939 млн лет. Для глубокометаморфизованных пород «сползание» по линии конкордии объясняется потерями радиогенного свинца в связи с длительным нахождением пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма [13, 18]. Изучение детритового циркона в кварцитах позволяет более уверенно судить о реальных

магматических событиях и отличать их от значений возраста, полученных в результате нарушений U-Pb изотопной системы. Так, циркон с возрастом 3570 млн лет встречается не только в мафических ксенолитах (пр. 607), но и кварцитах (пр. 601), где наряду с конкордантными значениями получена дискордия по пяти анализам с верхним пересечением 3570 ± 12 млн лет. Среди циркона этого возраста присутствуют полигенные зерна с тонкой ритмичной зональностью ядер, рост которых происходил в гранитном расплаве, и близкие по времени образования метаморфогенные оболочки, сформировавшиеся в условиях УНТ-метаморфизма ($T_{Ti}^{Zir} = 921\text{--}940$ °C). УНТ-метаморфизм ($T_{Ti}^{Zir} = 1002$ °C) отмечался также в группе зерен циркона с верхним пересечением дискордии 3599 ± 33 млн лет из мафических кристаллосланцев пр. 607.

Вероятно, около 3570 млн лет назад мафическая кора испытала частичное плавление с формированием гранитоидов и УНТ-метаморфизм, на что указывает циркон с возрастом 3570 ± 12 млн лет. Предполагается, что образование наиболее ранней мощной мафической континентальной коры происходило в тектонической обстановке, сопоставимой с современной Исландией [22]. Значительно более высокий, по сравнению с современностью, геотермальный градиент в эо- и палеоархее приводил к частичному плавлению пород в основании мафической коры. По результатам моделирования фазовых равновесий этот процесс вполне мог отвечать модели формирования «гранитоидов несубдукционного генезиса» [21, 22]. Формирование относительно мощной коры (~ 30 км) позволяет процессам фракционной кристаллизации и ассимиляции создать значительную часть пород среднего и кислого составов, которые впоследствии эволюционируют в более TTG-подобные составы [21]. Эти гранитоиды, представленные в нашем случае ортопироксеновыми плагиогнейсами с эоархейскими мафическими ксенолитами, являются результатом внутрикорового плавления выше поля стабильности граната. По CL-изображениям и геохимическим данным, циркон с возрастом около 3,4 млрд лет в ортопироксеновых плагиогнейсах является анатектическим, что подтверждает несубдукционный генезис протолита ортопироксеновых плагиогнейсов. Время кристаллизации мафических ксенолитов древнее, чем протолита вмещающих ортопироксеновых плагиогнейсов, что подтверждается Nd-модельным возрастом протолитов, который составляет для плагиогнейсов 3,47 млрд лет, а мафических пород 3,65–3,67 млрд лет. Близкие по времени формирования гранитоиды TTG-серии (3388 ± 11 млн лет) несубдукционного происхождения установлены на юго-западе Сибирского кратона [9].

Формирование этих гранитоидов также связано с внутрикоровым плавлением около 3,4 млрд лет назад. Причем модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ трондjemитов и плагиогнейсов, фиксирующий время отделения вещества из мантии, средний по семи анализам 3538 млн лет, среди которых присутствуют значения 3560–3568 млн лет [9]. Вероятно, установленный нами магматический эпизод с возрастом около 3570 млн лет, когда происходила переработка (УНТ-метаморфизм) и частичное плавление ранее образованной коры, в масштабе Сибирского кратона сопровождался формированием новой коры за счет горячего вещества, отделявшегося от мантии, которое, поступая в кору, являлось причиной УНТ-метаморфизма. В дальнейшем коровые породы неоднократно подвергались УНТ-метаморфизму 3382–3349, 3265 и около 3180 млн лет назад, когда происходило внедрение в кору горячих базитовых магм.

Заключение. Изученный участок Анабарского щита сложен гранулитам с длительной и разнообразной историей магматизма и метаморфизма от эоархея до палеопротерозоя. По результатам изотопных и геохимических исследований, наиболее древние (эоархейские) образования представлены мафическими кристаллосланцами и плагиокристаллосланцами, в первичном виде — габброидами и монцодиоритами с комплементарным химическим и мкроэлементным составом, возможно, связанными процессами дифференциации умереннощелочной базальтовой магмы. Эти породы являются фрагментами эоархейской мафической коры. Они характеризуются эоархейским Nd-модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM) = 3,65–3,67$ млрд лет и содержат наиболее древний циркон: в мафических породах дискордантные анализы дают верхние пересечения $3987 \pm 71 - 3599 \pm 33$ млн лет, в плагиокристаллосланцах ядро циркона имеет возраст 3631 ± 5 млн лет. В начале палеоархея около 3570 млн лет назад мафическая кора испытала УНТ-метаморфизм и частичное плавление с формированием анатектических гранитоидов, на что указывает циркон с возрастом 3570 млн лет, присутствующий как в мафических кристаллосланцах, так и детритовый циркон того же возраста в кварцитах. Останцы эоархейской коры залегают в более поздних (~ 3,4 млрд лет) палеоархейских ортопироксеновых плагиогнейсах, в первичном виде представленных анатектическими гранитоидами. В процессе анатексиса эоархейская мафическая кора была почти полностью переработана и присутствует в настоящее время только в виде ксенолитов в палеоархейских ортопироксеновых плагиогнейсах. По данным цирконового термометрии, в палеоархее фиксируется несколько эпизодов УНТ-метаморфизма с возрастом

3570, 3382–3349, 3265 и около 3180 млн лет, которые связаны с внедрением в кору горячих базитовых магм.

Работа выполнена по материалам Госгеолкарты РФ м-ба 1 : 1 000 000 третьего поколения листа R-49 — Оленёк. Геохимия циркона изучена в рамках Госзадания ИГГД РАН (тема НИР № 0153-2019-0002). Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-35-00229/18 мол_а).

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. — М.: Наука, 1988. — 253 с.
2. Барнэм У. К. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. — М.: Мир, 1983. — С. 425–437.
3. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Объясн. записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1987. — 194 с.
4. Гусев Н. И., Пушкин М. Г., Круглова А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 — Оленёк. Объясн. записка. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 448 с.
5. Липенков Г. В., Машак М. С., Кириченко В. Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 — Хатанга. Объясн. записка. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 342 с.
6. Мальковец В. Г., Третьякова И. Г., Белоусова Е. А. и др. Этапы эволюции литосферы Сибирского кратона: результаты исследования U-Pb-Th, Lu-Hf и Re-Os изотопных систем глубинного ксеногенного материала из кимберлитов // Геология и минерагения Северной Евразии (материалы совещания). — Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2017. — С. 145–146.
7. Розен О. М., Туркина О. М. Древнейшая кора Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. — М.: ГЕОС, 2008. — С. 180–183.
8. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988. — 384 с.
9. Туркина О. М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. — 2010. — Т. 18, № 2. — С. 168–187.
10. Туркина О. М. U-Pb возраст циркона из парagneйсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея / О. М. Туркина, С. А. Сергеев, В. П. Сухоруков, Н. В. Родионов // Геология и геофизика. — 2017. — № 9. — С. 1281–1297.
11. Bell E. A., Boehnke P., Harrison T. M. Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2016. — Vol. 191. — P. 187–202.
12. Corfu F., Hancher J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. — 2003. — Vol. 53. — P. 469–500.
13. Corfu F., Heaman L. M., Rogers G. Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW

Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1994. — Vol. 117. — P. 215–228.

14. Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2009. — Vol. 158, N 6. — P. 757–783.

15. Hoskin P. W. O., Black L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *Journal of Metamorphic Geology*. — 2000. — Vol. 18. — P. 423–439.

16. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2005. — Vol. 69. — P. 637–648.

17. Kostrovitsky S. I., Skuzovatov S. Yu., Yakovlev D. A. et al. Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution // *Gondwana Research*. — 2016. — Vol. 39. — P. 365–385.

18. O'Brien T. M., Miller E. L. Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: a microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2014. — Vol. 168. — P. 1071–1088.

19. Maier A. C., Cates N. L., Trail D. et al. Geology, age and field relations of Hadean zircon-bearing supracrustal rocks from Quad Creek, eastern Beartooth Mountains (Montana and Wyoming, USA) // *Chemical Geology*. — 2012. — Vol. 312–313. — P. 47–57.

20. Paquette J. L., Ionov D. A., Agashev A. M., Gannoun A., Nikolenko E. I. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar Shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Research*. — 2017. — Vol. 301. — P. 134–144.

21. Reimink J. R., Chacko T., Stern R. A., Heaman L. M. Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting // *Nature Geoscience*. — 2014. — Vol. 7. — P. 529–533.

22. Reimink J. R., Chacko T., Stern R. A., Heaman L. M. The birth of a cratonic nucleus: lithochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex // *Precambrian Research*. — 2016. — Vol. 281. — P. 453–472.

23. Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. — 2017. — Vol. 83. — P. 261–295.

24. Song H., Xu H., Zhang J. et al. Syn-exhumation partial melting and melt segregation in the Sulu UHP terrane: Evidences from leucosome and pegmatitic vein of migmatite // *Lithos*. — 2014. — Vol. 202–203. — P. 55–75.

25. Springer W., Seek H. A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1997. — Vol. 127. — P. 30–45.

26. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society London Special Publications*. — 1989. — N 42. — P. 313–345.

27. Villa I. M., Hanchar J. M. Age discordance and mineralogy // *American Mineralogist*. — 2017. — Vol. 102. — P. 2422–2439.

28. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // *Science*. — 2005. — Vol. 308. — P. 841–844.

29. Werner C. D. Saxonian granulites — a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. — 1987. — Vol. 96, N 3–4. — P. 271–290.

30. Williams I. S., Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1987. — Vol. 97, N 2. — P. 205–217.

1. Arkhey Anabarskogo shchita i problemy ranney evolyutsii Zemli [Archean of Anabar Shield and problems of the evolution of the Earth]. Moscow: Nauka. 1988. 253 p.

2. Burnham C. W. The value of volatile components. *Evolution of igneous rocks*. Moscow: Mir. 1983. Pp. 425–437. (In Russian).

3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Anabarskaya. List: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Objasn. zapiska [State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Series Anabar. Sheets: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Explan. note. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1987. 194 p.

4. Gusev N. I., Pushkin M. G., Kruglova A. A. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List R-49 — Olenek. Ob'yasn. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Series Anabaro-Vilyuyskaya. Sheet R-49. (Olenek, third generation). Explan. note. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 448 p.

5. Lipenkov G. V., Mashchak M. S., Kirichenko V. T. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Anabaro-Vilyuyskaya. List R-48 — Khatanga. Ob'yasn. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000 (third generation). Series Anabaro-Vilyuyskaya. Sheet R-48 — Khatanga. Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 342 p.

6. Malkovets V. G., Tretjakova I. G., Belousova E. A. et al. Stages of the evolution of the lithosphere of the Siberian Craton: the results of the study of the U-Pb-Th, Lu-Hf and Re-Os isotope systems of the deep xenogenic material from kimberlites. *Geology and minerology of Northern Eurasia (materials of the meeting)*. Novosibirsk: IGM SO RAN. 2017. Pp. 145–146. (In Russian).

7. Rozen O. M., Turkina O. M. The oldest crust of the Siberian Craton. *General and regional problems of tectonics and geodynamics: Proceedings of the XLI Tectonic Conference. Vol. 2*. Moscow: GEOS. 2008. Pp. 180–183. (In Russian).

8. Taylor S. R., McLennan S. M. Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust, its composition and evolution]. Moscow: Mir. 1988. 384 p.

9. Turkina O. M. Stages of the formation of the Early Precambrian crust of the Sharyzhalgaysky uplift (southwest of the Siberian Craton): synthesis of Sm-Nd and U-Pb isotope data. *Petrologiya*. 2010. Vol. 18. No. 2, pp. 168–187. (In Russian).

10. Turkina O. M., Sergeev S. A., Sukhorukov V. P., Rodionov N. V. U-Pb age of zircon from paragneisses in granulite terrane of the Sharyzhalgai uplift (southwest of the Siberian Craton): evidence for the Archean sedimentation and evolution of continental crust from Eoarchean to Mesarchean. *Geologiya i geofizika*. 2017. Vol. 58. No. 9, pp. 1281–1297. (In Russian).

11. Bell, E. A., Boehnke, P., Harrison, T. M. 2016: Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 191. 187–202.

12. Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P. 2003: Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 53. 469–500.

13. Corfu, F., Heaman, L. M., Rogers, G. 1994: Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 117. 215–228.
14. Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J. et al. 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 158. 6. 757–783.
15. Hoskin, P. W. O., Black, L. P. 2000: Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*. 18. 423–439.
16. Hoskin, P. W. O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 69. 3. 637–648.
17. Kostrovitsky, S. I., Skuzovatov, S. Yu., Yakovlev, D. A. et al. 2016: Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution. *Gondwana Research*. 39. 365–385.
18. O'Brien, T. M., Miller, E. L. 2014: Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: a microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 168. 1071–1088.
19. Maier, A. C., Cates, N. L., Trail, D. et al. 2012: Geology, age and field relations of Hadean zircon-bearing supracrustal rocks from Quad Creek, eastern Beartooth Mountains (Montana and Wyoming, USA). *Chemical Geology*. 312–313. 47–57.
20. Paquette, J. L., Ionov, D. A., Agashev, A. M. et al. 2017: Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar Shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton. *Precambrian Research*. 301. 134–144.
21. Reimink, J. R., Chacko, T., Stern, R. A., Heaman, L. M. 2014: Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting. *Nature Geoscience*. 7. 529–533.
22. Reimink, J. R., Chacko, T., Stern, R. A., Heaman, L. M. 2016: The birth of a cratonic nucleus: litho-geochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex. *Precambrian Research*. 281. 453–472.
23. Rubatto, D. 2017: Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 83. 261–295.
24. Song, H., Xu, H., Zhang, J. et al. 2014: Syn-exhumation partial melting and melt segregation in the Sulu UHP terrane: Evidences from leucosome and pegmatitic vein of migmatite. *Lithos*. 202–203. 55–75.
25. Springer, W., Seek, H. A. 1997: Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 127. 30–45.
26. Sun, S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 42. 313–345.
27. Villa, I. M., Hanchar, J. M. 2017: Age discordance and mineralogy. *American Mineralogist*. 102. 2422–2439.
28. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*. 308. 841–844.
29. Werner, C. D. 1987: Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. 96. 3–4. 271–290.
30. Williams, I. S., Claesson, S. 1987: Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism in high grade paragneisses from Seve Nappe, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 97. 2. 205–217.

Гусев Николай Иванович – зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Сергеева Людмила Юрьевна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

Gusev Nikolay Ivanovich – Head of Department, VSEGEI¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Sergeeva Lyudmila Yur'evna – Engineer, VSEGEI¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>

Skublov Sergey Gennad'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IGGD RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPGU). 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>

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

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

Основные черты геологического строения и тектоническая позиция Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток)

Норско-Сухотинский прогиб, известный в литературе так же, как Селемджинская складчатая система, Нора-Сухотинский террейн – структурный элемент чехла Буреинского массива, наложенный на Октябрьский (Мамынский) и Туранский блоки. Это северо-восточное звено Дасинанлин-Селемджинской складчатой системы, «выпеснутое» на континентальную кору массива. Прогиб представлен разрозненными небольшими останцами кровли гранитоидных plutонов и ксенолитами в их составе, на юге – небольшими фрагментами фундамента Амуро-Зейской плиты. В строении прогиба участвуют стратифицированные морские (неглубокого моря), прибрежно-морские, лагунные и континентальные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования от среднего рифея (?) до нижнего триаса, интрузивные образования ордовика (возможно, и позднего кембрия) и среднего – позднего карбона (кивильский, октябрьский и тырмо-буреинский комплексы). Складчатость простая, платформенного типа, усложненная в зонах разломов.

Ключевые слова: Буреинский массив, осадочный чехол, Норско-Сухотинский прогиб, стратиграфия, магматизм, тектоника, тектоно-стратиграфические системы.

V. YU. ZABRODIN (ITiG FEB RAS)

Main geological features and tectonic position of the Norsko-Sukhotinsky Trough (the Far East)

The Norsko-Sukhotinsky Trough, also known as the Selemdzhinsky Fold System or the Nora-Sukhotinsky Terrane, is a structural element of the Bureya Massif sedimentary cover superimposed on the Oktyabrsky (Mamynsky) and Turansky blocks. It is a northeast segment of the Dasinanling-Selemdzhinsky Fold System, which is outcropped on the continental crust of the massif. The trough occurs as small discrete roof pendants of granitoid plutons with xenoliths in them, and as small basement fragments of the Amur-Zeya Plate in the south. The trough is composed of Middle Riphean (?) through Lower Triassic stratified shallow marine, coastal, lagoonal, and continental terrigenous, carbonate and volcanic deposits, as well as intrusive rocks dated as Ordovician (and, possibly, Late Cambrian) and Mid – Late Carboniferous (Kiviliysky, Oktyabrsky, and Tyrma-Bureinsky complexes). The platform-type folding consists of simple folds replaced by multiple folds in fault zones.

Keywords: Bureya Massif, sedimentary cover, Norsko-Sukhotinsky Trough, stratigraphy, magmatism, tectonics, tectonostratigraphic systems.

Как цитировать эту статью: Забродин В. Ю. Основные черты геологического строения и тектоническая позиция Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 78. – С. 58–69.

Введение. Норско-Сухотинский прогиб локализован в бассейнах нижних течений рек Зея, Селемджа, Нора и в междуречье Амур – Зея выше Благовещенска (рис. 1). Он имеет грубопрямоугольную форму и несколько вытянут в северо-восточном направлении примерно на 330 км от р. Амур до верховьев р. Орловка при ширине до 300 км. Этот прогиб как структурный элемент чехла Буреинского массива был описан еще в процессе государственной геологической съемки м-ба 1 : 200 000 первого поколения коллективами под руководством А. Ф. Васькина, В. Ф. Зубкова, А. А. Майборода, Ю. Ф. Сидорова,

А. П. Сорокина, В. В. Шиханова и др. Таких же представлений о положении прогиба дальневосточные геологи в большинстве своем придерживаются и в настоящее время, что отражено в схемах структурного районирования территории Дальнего Востока [15], на которых основываются современные Государственные геологические карты РФ м-бов 1 : 200 000 (2-е поколение) и 1 : 1 000 000 (3-е издание) [9, 13, 14, 16]. Существуют и другие представления о структурной позиции Норско-Сухотинского прогиба. Л. И. Красный считал его складчатой (геосинклинально-складчатой) системой,

являющейся северо-восточным звеном Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы [1, 3] (рис. 2). Геологи, рассматривающие геодинамику крупных регионов Востока Азии, включали его в состав Южномонгольско-Хинганского (или просто Южномонгольского) орогенного пояса (без специального выделения), либо в состав Амурского супертеррейна под названием Нора-Сухотинский террейна [2, с. 127; 12]. К сожалению, более или менее существенные геологосъемочные работы м-ба 1 : 50 000 в пределах прогиба не проводились, не затронута эта территория и современными работами по геологическому доизучению площадей м-ба 1 : 200 000. Сколько-нибудь подробное сводное описание геологического строения прогиба отсутствует (приведенные в работах [1; 2, с. 127; 10] сведения неполны и устарели, в других работах как минимум неточны). Между тем положению Норско-Сухотинского прогиба (в ранге звена Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы) рядом российских и китайских геологов придается важное структурное значение – как части границы между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским подвижными поясами [3]. Поэтому мне представляется важным дать сводное описание прогиба, основанное на современных картографических материалах.

Стратиграфия¹. Представления о стратиграфии рассматриваемой территории менялись вплоть до конца прошлого столетия. Наиболее современные данные приведены в материалах листов Госгеолкарты РФ м-ба 1 : 1 000 000 3-го издания (листы N-52, M-52 [13, 16]), которые и использованы ниже, как правило, без специальных ссылок. Необходимо учитывать, что выходы рассматриваемых образований в большинстве случаев представлены разрозненными небольшими блоками – останцами кровли интрузивных массивов фанерозоя и крупными ксенолитами в них, отдельными выходами блоков фундамента из-под чехла Амуро-Зейской плиты; стратиграфические отношения установлены только для среднепалеозойских стратонов, которые в основном охарактеризованы органическими остатками. В связи с небольшими размерами выходов и, соответственно, сложностью с расшифровкой

¹ В статье, как и в материалах листов Госгеолкарты РФ, используется, в соответствии с требованиями Межведомственного стратиграфического комитета РФ и Главной редколлегии по геологическому картированию территории России, Общая стратиграфическая шкала территории России [5]. В этой работе А. И. Жамойда отмечает:

«Общая стратиграфическая шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом России, обязательна для использования в Российской Федерации.

Примечание 1. Общая стратиграфическая шкала может отличаться в отдельных интервалах от Международной стратиграфической шкалы, принятой Международной комиссией по стратиграфии» [5, с. 5].

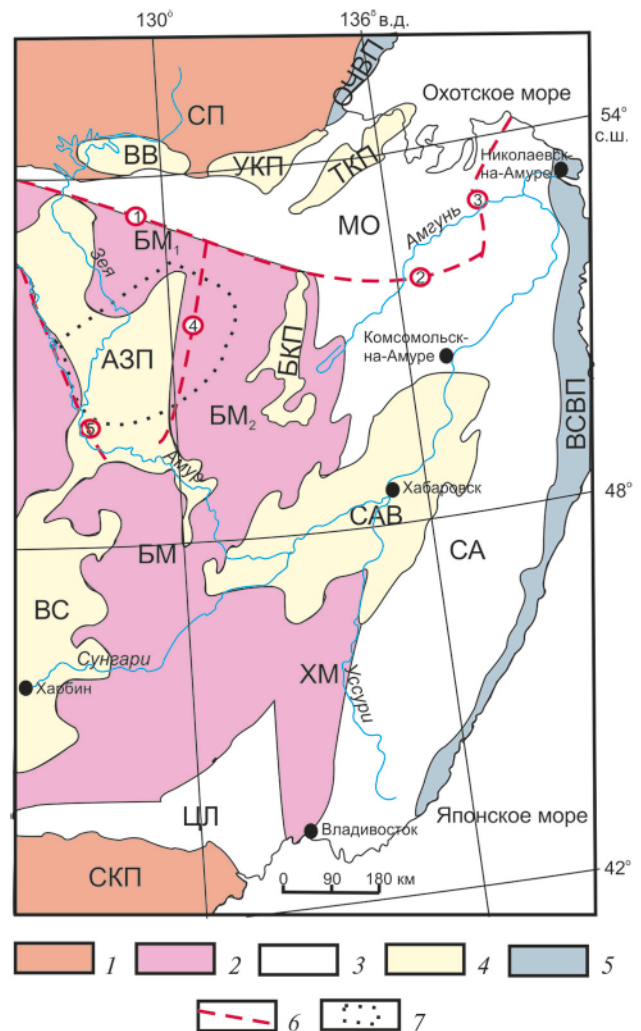


Рис. 1. Положение Норско-Сухотинского прогиба в общей структуре Восточной Азии по [6], с изм.

1 – древние платформы (СП – Сибирская, СКП – Северо-Китайская); 2 – массивы: БМ – Бурейский (БМ₁ – Октябрьский (Мамынский), БМ₂ – Туранский блоки); 3 – складчатые системы (М – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская, ЦЛ – Цилин-Лаолинская); 4 – впадины и прогибы (ВВ – Верхнезейская впадина, УКП – Удский краевой прогиб, ТКП – Торомский краевой прогиб, АЗП – Амуро-Зейская плита, БКП – Бурейский краевой прогиб, ВС – впадина Сунляо, САВ – Среднеамурская впадина); 5 – вулканические пояса (ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСВП – Восточно-Сихотэ-Алинский); 6 – некоторые крупнейшие разломы: 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Пауканский, 3 – Лимурчанский, 4 – Туранский, 5 – Амурский (Среднеамурский); 7 – рассматриваемая территория

складчатости, приводимые в работах мощности большинства стратонов представляются завышенными. Строение прогиба иллюстрирует рис. 3, на котором без заметных искажений показаны все выходы отложений прогиба.

Рифей. Наиболее древние образования условно датируются средним и поздним рифеем; они объединены в армейскую и туранскую серии. Первая, обнажающаяся в бассейнах рек Селемджа и Орловка, подразделяется на неклинскую и дагмарскую толщи. Разрезы

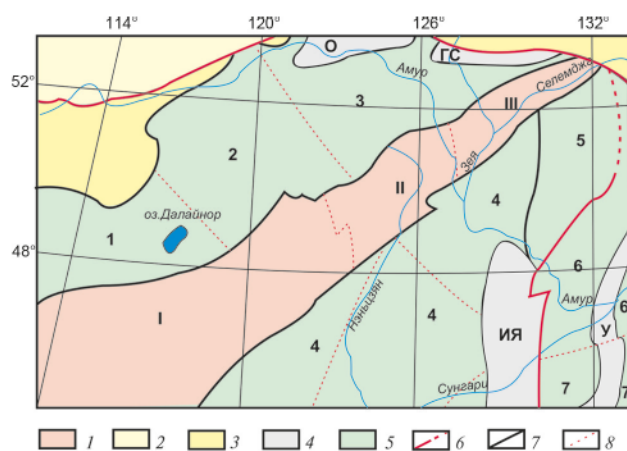


Рис. 2. Докембрийский фундамент, его фрагменты (композитные массивы) и позднпротерозойские – фанерозойские складчатые системы Приамурья по [3, рис. 2], с небольшими изм.

1 – Дасинаньлин-Селемджинская складчатая система, звенья: I – Внутренне-Монгольское, II – Хэйлунцзянское, III – Селемджинское (Норско-Сухотинский прогиб); 2 – Становой мегаблок Алдано-Станового щита; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – окраинные прогибы: О – Ольдойский, ГС – Гагско-Сагаанский, ИЯ – Ичунь-Яншоу, У – Урмийский; 5 – Керулено-Аргунь-Мамынский, Суннэнь-Туранский, Буреино-Цямусы-Ханкайский композитные массивы, блоки: 1 – Керуленский, 2 – Аргунский, 3 – Хумахэ-Гонжинский-Мамынский, 4 – Суннэнь, 5 – Туранский, 6 – Хэгано-Чегдомынский, 7 – Ханкайский; 6–8 – границы: 6 – подвижных поясов и платформ, 7 – щитов, мегаблоков, плит, массивов, складчатых систем, 8 – блоков, звеньев, мегазон

этих толщ во многом близки, и разделяются они условно. Возраст армийской серии принят условно – известно лишь, что отложения ее прорываются гранитоидами ордовикского орловкинского комплекса и перекрываются меловыми вулканитами [9].

Нёклинская толща ($R_{2-3}^{?nk}$) распространена в бассейнах Зеи, Селемджи и Норы. Подстилающие ее отложения не известны. В разрезе по р. Селемджа подразделяется на три пачки, в других выходах не расчленяется. Для сланцев толщ характерны бластопсаммитовые структуры и известковистость. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Мощность отложений достигает 2000 м.

Дагмарская толща ($R_3^{?dg}$) согласно перекрывает нёклинскую, породы ее также метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В басс. р. Джелтулак-1 они ороговикованы гранитоидами ордовикского октябрьского комплекса с образованием силлиманитовых, андалузитовых и кордиеритовых роговиков. Известняки часто скарнированы. Верхняя граница толщ не определена. Мощность ее оценивается в 3250 м.

Туранская серия (R_3^{tr}) выделена в пределах Туранского блока Буреинского массива и всегда считалась принадлежностью именно этого блока [9]. Однако, по данным [13],

ряд выходов серии (вместе с выделенными из ее состава отложениями девона) попадают в пределы Норско-Сухотинского прогиба (басс. р. Кера и др.). Разделена на две толщ – преимущественно вулканогенную нижнюю и существенно терригенную верхнюю. Мощность толщ, соответственно, 2200–2400 м. Все породы в различной мере рассланцованы и метаморфизованы вплоть до образования сланцев, природа которых устанавливается лишь по реликтам первичных структур, а состав – характеру наложенных изменений. Нижняя и верхняя границы серии не определены, возраст ее принят условно. Ю. П. Змиевский (1982 г.) приводит сведения, что в конгломератах нижнекембрийской чергиленской свиты (восточнее границы Норско-Сухотинского прогиба) встречается галька метариолитов и метабазальтов, похожих на соответствующие породы туранской серии [9].

Венд. Сухарниковская свита ($V^{?sh}$) слагает небольшие выходы в бассейне левого притока р. Зея – руч. Чагоян. Мощность свиты 1350 м. Возрастное положение ее условно, органических остатков в породах не обнаружено. Нижняя граница свиты не определена; свита согласно перекрывается алевролитами и мраморизованными известняками чагоянской свиты.

Чагоянская свита ($V^{?cg}$). Выделена в басс. р. Зея. Мощность свиты 1800 м. Условно вендский возраст ее принят на IV ДВ МРСС по формационному сходству с отложениями венда других регионов Дальнего Востока [14]. Верхняя граница отложений не определена.

Кембрий. Косматинская толща (E_1^{ks}) слагает небольшие выходы в бассейнах рек Косматая и Сохатинная и на левобережье р. Амур ниже с. Ушаково. Общая мощность толщ 130–300 м. Раннекембрийский возраст отложений основывается на находках остатков археоциат и водорослей атдабанского возраста. На правобережье руч. Микиткин кембрийские алевролиты, сланцы и мергели с угловым несогласием перекрываются песчаниками силура и содержатся в них в виде включений. Здесь же известняки прорываются и метаморфизуются долеритами с радиологическим возрастом 403 млн лет¹. Косматинская толща – единственный стратон, который выделяется и на левом берегу р. Амур, и в области распространения среднепалеозойских образований в междуречье Нора – Орловка.

Ордовик. Октябрьская толща (O_1^{ok}) выделена в бассейнах рек Бол. Джелтулак, Орловка, Сохатинная, Косматая и в Альдикон-Быссинском междуречье. Впервые

¹ Эти данные приводятся Н. Н. Петрук с соавторами [13] со ссылкой на материалы листа N-52. Однако в Объяснительной записке к этому листу [16] такие сведения отсутствуют.

вулканиты андезит-дацитовый формации здесь были выявлены Ю. П. Змиевским в 1977 г. В составе толщи преобладают породы нормального ряда, иногда до субщелочных. Характерны переменные соотношения натрия и калия. Вулканиты прорваны ордовикскими гранитами октябрьского комплекса и присутствуют в них в виде ксенолитов. Мощность толщи 500–600 м. Она с размывом перекрыта силурийскими отложениями мамынской свиты. Радиологический возраст дацитов (К-Аг метод), по данным В. А. Рыбалко и др. (1984 г.), составляет 492 млн лет.

Авторы монографии [11] указывают, ссылаясь на статью [17], что в северной части Норско-Сухотинского прогиба выявлены (в образованиях, считавшихся позднепротерозойскими) ордовикские габброамфиболиты ($455 \pm 1,5$ млн лет) и поэтому ордовикскими также могут оказаться базальты, располагающиеся поблизости от этих интрузивов. Эта ссылка не представляется корректной: не очень понятно, из каких именно геологических образований отбирались пробы — авторы ее пишут: «Типичным примером может служить Сюгдулкинский блок в северо-западной части Буреинского террейна, вытянутый с юго-запада на северо-восток на 50 км при ширине до 15 км. Он сложен условно верхнепротерозойскими метатерригенными породами, метабазами, с которыми тесно пространственно ассоциируются небольшие по размеру (до 5–10 км²) тела метагабброидов» [17, с. 55]. Привязка в статье дана столь неоднозначно, что по материалам работы сложно понять, какие именно геологические тела опробовались — на современных картах [13, 16] единственные верхнепротерозойские образования в данном месте — туранская серия, в составе которой нет габброамфиболитов. Учтем, что авторы [17] ведут речь о Буреинском террейне (синоним — Туранский), а не Норско-Сухотинском прогибе. Конечно, это не исключает того, что из состава туранской серии не будут вычленены ордовикские отложения (как это имело место с девонскими, см. ниже).

Силур. Мамынская свита (S_{1-2}^{mm}) распространена в междуречье Гарь — Нора и в бассейнах рек Зея и Альдикон. Общая мощность свиты достигает 2700 м. Она залегает с размывом на ордовикских (?) отложениях октябрьской толщи и гранитоидах октябрьского комплекса. Ранне-позднесилурийский возраст мамынской свиты определяется по многочисленным находкам фауны, характерной для верхов лландовери и пржидола.

Широкопадинская свита (S_2^{sr}) выделена в междуречье Малая Каменушка — Гуран (левый берег р. Амур). Породы свиты зонально метаморфизованы до зеленосланцевой

фации. Мощность отложений до 1050 м. Песчаники содержат фауну, характерную для верхнесилурийских отложений. Свиту согласно перекрывают нижнедевонские образования, нижняя граница ее не установлена. Не исключено, что вулканиты нижней части свиты могут оказаться более древними (ордовикскими?).

Девон. Большекаменушкинская свита (D_{1b}) выделена в междуречье Мал. Каменушка — Гуран (левобережье р. Амур). Линзы мраморизованных известняков содержат фаунистические остатки, характерные для раннего девона (лохков — низы эмса). Породы свиты зонально метаморфизованы вплоть до условий зеленосланцевой фации. Мощность отложений 1900 м. Свита согласно залегает на позднесилурийских метавулканитах широкопадинской свиты. **Толща песчаников** (D_{1p}) — в [9] толща названа инканской — отмечена в верховьях рек Янсай и Альдикон, междуречьях Искан — Тан-Ксы, Сохатиный — Предгорный, в районе горы Сюгдулки и по р. Ульма. Породы ее неравномерно метаморфизованы — от низких ступеней зеленосланцевой до эпидотамфиболитовой фации. Мощность толщи до 2400 м. Ранее эти отложения относились к верхней толще туранской серии, однако в верховьях р. Альдикон в метапесчаниках были обнаружены органические остатки рода *Isorthis*, широко распространенные в силуре — среднем девоне (эйфеле). Не исключено, что литологически сходные образования, относящиеся ныне к туранской серии, при дальнейших исследованиях окажутся аналогами этой толщи.

А. Н. Сережниковым с соавторами [16] отложения, продолжающие по простиранию вышеописанные, отнесены к нижне-среднедевонской сланцево-песчаниковой толще, в составе которой присутствуют также известняки. Мощность отложений здесь составляет 350 м. Расхождения в датировании одних и тех же отложений на основании одних и тех же находок органических остатков, как и разное наименование частей единого стратона, привело к неувязке листов N-52 и M-52 по рамке, не объясненное их авторами.

Полуночкинская толща (D_{1-2p1}) распространена в междуречье Бол. Желтулак — Желтулак-2 и в басс. р. Инкан, где залегает на размытой поверхности гранитоидов октябрьского комплекса. Мощность толщи 200 м. Эмс-эйфельский возраст ее устанавливается по находкам фаунистических остатков. **К алевритово-песчаниковой толще** (D_{1-2ap}) условно отнесены терригенные и вулканогенные образования, которые слагают небольшие по площади выходы в басс. р. Зея. Соотношения толщи с ниже- и вышележащими образованиями не установлены. Мощность ее

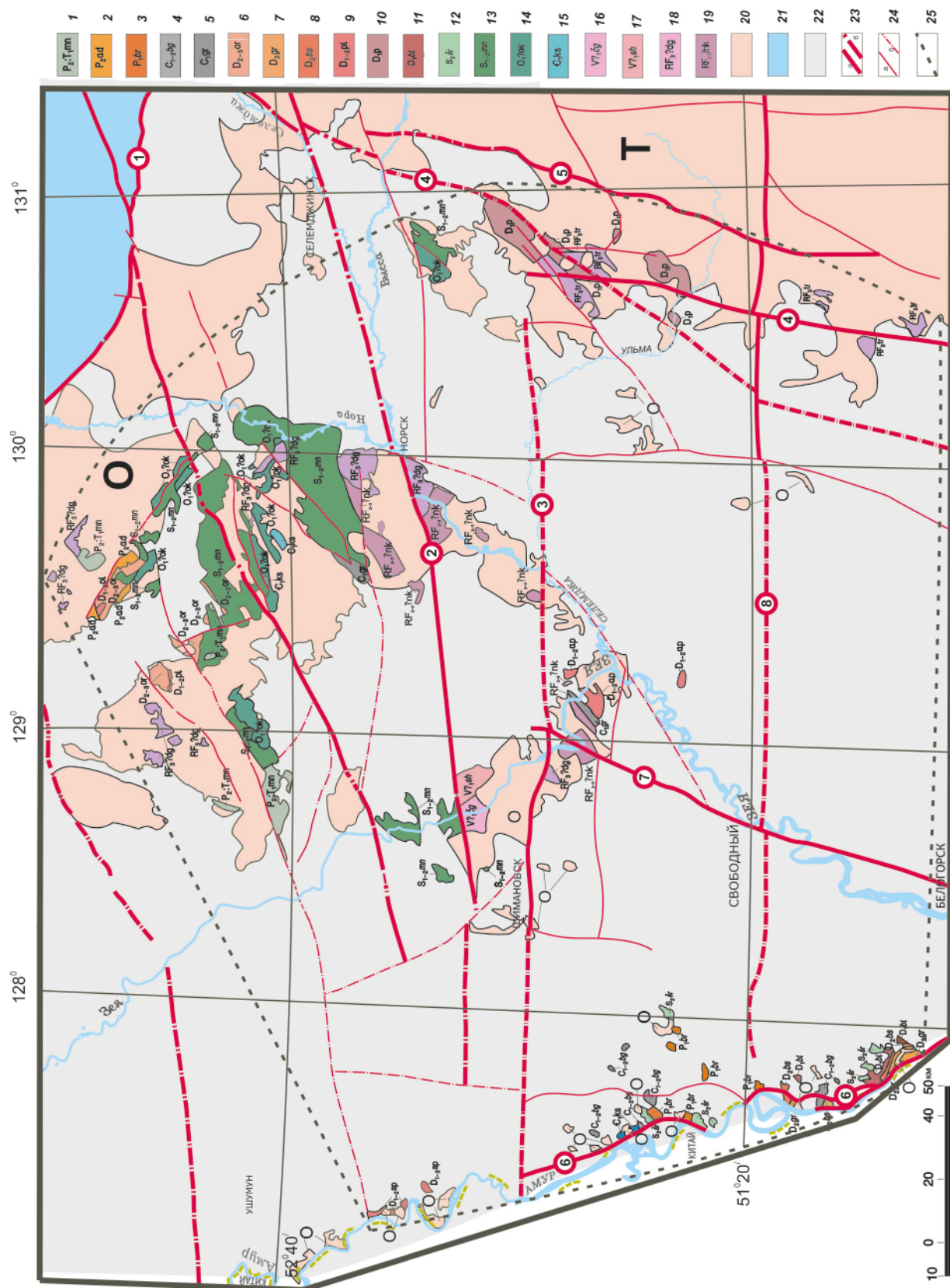


Рис. 3. Норильско-Суджинский прогиб в структуре Бурейского массива по [13, 15, 16]

составов, песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, гравелитов, мраморизованных известняков; 12 — верхний силур, широкоплатинский свита — зеленые сланцы, песчаники, конгломераты; 13 — нижний — верхний силур, мамынская свита — песчаники, туфопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, дресвяники, брекчи, туфиты, туфы дацитов и трахириодацитов, риодациты, базальты; 14 — нижний ордовик (?), октябрьская толща — дациты, лапидаризиты, риодациты, риолиты, андезиты, их туфы и лавобрекчи; 15 — нижний кембрий, атлабанский ярус, косматинская толща — известняки, алевролиты (в том числе известково-слюдяные), глинистые сланцы, мергели, доломиты, известково-слюдяные сланцы; 16 — венд (?), чагоянская свита — мраморизованные доломитизированные известняки, известковистые алевролиты, доломиты, кремни; 17 — венд (?), сухарниковская свита — полипетроклитические аркозовые песчаники; 18 — верхний рифей (?), дагмарская толща — метапесчаники, серицит-кварцевые и актинолит-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки. Туранская серия (tr) — метапесчаники, метаалевролиты, метариолиты, метадациты, их туфы и игнимбриты, туфокопгломмераты, туфогравелиты, туфопесчаники; 19 — средний — верхний рифей (?), неклинская толща — биотит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники, часто известковистые; 20 — Буреинский массив. О — Октябрьский (Мамынский), Т — Туранский блоки; 21 — Монголо-Охотская складчатая система; 22 — мезозойские и кайнозойские осадочные и магматические образования Амуро-Зейской плиты, Дельского наложенного прогиба, Огоджинского вулканического прогиба; 23 — разломы главные (a) и достоверные (b), скрытые под более молодыми образованиями, в том числе: 1 — Южно-Тукуринский, 2 — Селемджинский, 3 — Шимановский, 4 — Западно-Туранский, 5 — Туранский, 6 — Амурский, 7 — Зейский, 8 — Свободненский; 24 — прочие разломы достоверные (a) и скрытые (b) под более молодыми образованиями; 25 — примерное положение границы Норско-Сухотинского прогиба

1 — верхняя пермь или нижний триас, манерская толща — трахиандезиты, андезиты, базальты, андезибазальты, трахидациты, трахириодациты, риолиты, их туфы, туфобазальты; 2 — верхняя пермь, адамихинская толща — алевролиты, песчаники, аргиллиты, углистые конгломераты, гравелиты; 3 — нижняя пермь, приуральский подотдел, береинская свита — песчаники, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы, известняки, туфы основного и среднего составов; 4 — нижний — средний карбон, серпуховский — башкирский ярусы, богданхинская свита — песчаники, аргиллиты, базальты, глинистые сланцы, туфогравелиты, мраморизованные известняки, гравелиты, конгломераты; 5 — нижний карбон, граматухинская толща — песчаники, филлитизированные алевролиты, филлиты, метаморфизованные вулканы среднего и основного составов, известняки, туфокопгломмераты; 6 — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, орловкинская толща — песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, известняки, туфоалевролиты, туфиты, туфы дацитов; 7 — средний девон, живетский ярус, гуранская свита — песчаники, серицитовые, глинистые и углисто-глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, долериты; 8 — средний девон, эйфельский ярус, буссеевская свита — серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки; 9 — нижний — средний девон, эмсский — эйфельский ярусы, полуночинская толща — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, гравелиты. Сланцево-песчаниковая толща (sp) — песчаники, алевролиты, кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, известняки. Алевролит-песчаниковая толща (ar) — песчаники, алевролиты, зеленокаменно измененные базальты, туфы основного и среднего составов, зеленые сланцы, конгломераты, филлиты, туфиты, известняки; 10 — нижний девон, толща песчаников — песчаники, алевролиты, слюдяно-кварцевые и зеленые сланцы, кварциты; 11 — нижний девон, лоховский — эмсский ярусы, большекаменушкинская свита — зеленые кварц-серицитовые и серицитовые сланцы, зеленокаменно измененные туфы основного и среднего

1100–1300 м. Возраст принят условно на основании сходства состава и характера вторичных изменений ее пород с подобными фаунистически охарактеризованными отложениями раннего и среднего девона, типичными для смежных регионов. По мнению Н. Н. Петрук [13], не исключено, что при дальнейших исследованиях эти образования распадутся на несколько стратонов. **Сланцево-песчаниковая толща** (D_{1-2sp}) выделена в небольших выходах на левобережье Амура. Мощность толщи 350 м. Соотношения отложений с нижележащими образованиями не установлены. Ранне-среднедевонский возраст толщи принят условно на основании сходства состава ее пород с фаунистически охарактеризованными отложениями раннего и среднего девона смежных регионов.

Буссеевская свита (D_{2bs}) распространена на левобережье р. Амур в междуречье Буссеевская — Гуран, где согласно залегает на большекаменушкинской свите. Мощность отложений 210–250 м. Мраморизованные известняки, слагающие самые верхние слои свиты, содержат фауну, характерную для нижней части эйфельского яруса.

Гуранская свита (D_{2gr}) выделена на левобережье р. Амур, в междуречьях Джекпоши — Мал. Каменушка, Пакулиха — Буссеевская. Согласно залегает на буссеевской свите. Отложения зонально метаморфизованы вплоть до условий зеленосланцевой фации. Мощность свиты 2000 м. В песчаниках и сланцах собрана многочисленная фауна, характерная для живетских отложений. В углисто-глинистых сланцах обнаружены растительные остатки живетского возраста.

Орловкинская толща (D_{2-3or}) распространена в междуречье Джелтулак — Юкточка и в бассейнах рек Адамиха и Полуночка, где согласно залегает на полуночинской толще. Мощность толщи 1500 м. В нижней части разреза обнаружены остатки брахиопод и криноидей живетского яруса, присутствуют также гастроподы, рогозы, мшанки. Верхняя часть также условно считается живетской, хотя не исключается и франский ее возраст. Верхняя граница толщи не установлена.

Карбон. Граматухинская свита (C_{1gr}) распространена по р. Зея между устьями руч. Епиha и р. Граматуха, в устье р. Быки. Породы ее рассланцованы, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Мощность толщи до 1500 м. В породах собраны органические остатки и спорово-пыльцевые комплексы, характерные для нижнего карбона.

Богданихинская свита ($C_{1-2}bg$) объединяет отложения, ранее выделявшиеся Ю. Ф. Сидоровым в бассейнах рек Богданиха, Мостовка как нижнекаменноугольная типаринская (?) свита, а также образования, распространенные в бассейнах рек Берея, Кутукан и на левобережье р. Каменушка, которые из-за отсутствия органических остатков параллелизовались со средне-верхнедевонскими отложениями ольдойской свиты. Эти отложения распространены на левобережье р. Амур, в междуречье Мал. Каменушка — Пакулиха, в бассейнах рек Берея, Каменушка, Кутухан. Свита почти полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Соотношения ее с более древними стратонами района не установлены, а мощность — 400–1100 м. В аргиллитах по р. Богданиха обнаружены органические остатки, характерные для серпуховского — башкирского ярусов.

Пермь. Береинская свита (P_1br) распространена по левобережью р. Амур в бассейнах рек Берея, Белая, Громотуха, где залегает с размывом на силурийских или девонских отложениях. Для нее характерна сильная фациальная изменчивость по простиранию. Большая часть отложений скрыта под чехлом неоген-четвертичных осадков. Мощность свиты 900–1000 м. Возраст определен на основании находок растительных остатков, характерных для приуральского подотдела нижней перми.

Адамихинская толща (P_2ad) слагает мелкие тектонические блоки в басс. р. Адамиха и на водоразделе рек Адамиха — Прав. Орловка, где с размывом залегает на отложениях мамынской свиты; контакты ее с каменноугольными образованиями дизъюнктивные. Мощность толщи 900–1000 м. В нижней части разреза толщи алевролиты содержат позднепермскую флору.

Верхняя пермь или нижний триас. Манегрская толща (P_2-T_1mn) слагает два вулканических поля в бассейнах рек Гарь, Прав. Орловка и Косматая. Для основных и средних разностей вулканитов толщи обычна повышенная щелочность, для кислых пород характерно преобладание K_2O над Na_2O . Максимальная мощность толщи в Манегрском поле составляет 700 м. Толща с угловым несогласием залегает на адамихинской толще поздней перми. В Орловкинском поле вулканиты прорваны раннемеловыми гранитоидами. Радиологические датировки (К-Аг метод) вулканитов Манегрского поля — 146–234 млн лет. Донорийский возраст толщи определяется по обилию обломков риолитов в обломочной фракции позднетриасовых пород. Возраст толщи, в соответствии с легендой Зейской серии листов Госгеолкарты-200 (Ю. В. Кошков и др., 1998), принимается как поздняя пермь или ранний триас [16].

Интрузивный магматизм. Ниже рассматриваются только палеозойские интрузивные образования, тела которых, широко представленные в пределах Буреинского массива, вмещают стратифицированные образования Норско-Сухотинского прогиба. В контуры прогиба попадают только тела отдельных фаз комплексов, поэтому на карте (рис. 3) они не выделены.

Кивилейский комплекс (вторая фаза γOk_2) — граниты, граносиениты, сиениты, умереннощелочные граниты, лейкограниты, диориты. Массивы фазы в структурном плане конформны телам докембрийских метаморфических пород. Большинство их имеет северо-восточную ориентировку, сложную конфигурацию и грубозональное строение. Наиболее распространены крупнозернистые до гигантозернистых, реже среднезернистые порфиرو-бластические биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и умереннощелочные массивной или гнейсовидной, гнейсовиднополосчатой текстуры с переменным количеством крупных порфиробластов микроклин-пертита. Граносиениты, лейкограниты, сиениты и диориты развиты ограниченно. Переходы между фациальными разновидностями постепенные. По данным Н. Н. Петрука с соавторами [13], возраст комплекса принят ордовикским на основании традиционного сопоставления его с биробиджанским комплексом и аналогичными образованиями, распространенными на прилегающей территории КНР, и подтвержден многочисленными радиологическими датировками. Однако не исключено, что хотя бы частично эти комплексы являются позднекембрийскими.

Октябрьский комплекс (γOo) представлен гранитами, лейкогранитами, субщелочными гранитами и гранодиоритами. Был выделен Ю. П. Змиевским в 1977 г. как позднепротерозойский. Наиболее широко в составе комплекса представлены граниты, крупнозернистые лейкограниты и субщелочные граниты, встречаются также гибридные мелкозернистые роговообманковые разности, вблизи контактов которых присутствуют порфировидные крупнозернистые граниты. Характерно наличие порфиробластов микроклина (иногда до 60 % объема породы). Повсеместно в гранитоидах проявлены катаклаз и милонитизация. Гранитоиды относятся к калиево-натриевой серии нормального и субщелочного рядов, преимущественно с калиевым типом щелочности. Отмечается пересыщенность алюминием. Тела комплекса с размывом перекрыты образованиями мамынской свиты и прорывают условно раннеордовикские вулканиты октябрьской толщи. Радиологический возраст составляет: К-Аг метод по валу — 172–308 млн лет; К-Аг метод по

биотиту — 324–495 млн лет; U-Pb метод по цирконам — 495 ± 3 млн лет¹.

Тырмо-буреинский комплекс (C_{2-3t}) описан Н. А. Хрущовым в 1930 г. в басс. р. Тырма под названием тырминского, или буреино-тырминского, и включал только граниты и гранит-порфиры [13]. В дальнейшем в его составе отмечали до четырех фаз; авторы [13, 16] выделяют три фазы. Для комплекса характерна гомодромная направленность эволюции, крупные размеры массивов (до 3000 км²) со сложными очертаниями. Интрузивы слагают ареал-плутоны, предположительно, плито- или грибообразной формы небольшой мощности (первые сотни метров).

Средне-, крупно- и мелкозернистые габбро, диориты и габбродиориты первой фазы, как правило, слагают небольшие ксенолиты в породах последующих фаз, реже отдельные штоко- или линзообразные тела в массивах более древних интрузивных комплексов. Разновидности пород связаны между собой взаимопереходами. На контактах с гранитоидами второй фазы они нередко интенсивно фельдшпатизированы, иногда окварцованы и пиритизированы, отмечаются также альбитизация, биотитизация, эпидотизация. Габброиды относятся к породам нормального ряда с незначительным отклонением к умереннощелочному и преобладанием натрия над калием. В краевых частях тел габброиды имеют тонкозернистое строение и содержат ксенолиты осадочных пород. Контактные изменения вмещающих пород незначительны.

Породы второй фазы обычно входят в состав крупных многофазных массивов, реже слагают самостоятельные тела. Гранитоиды повсеместно имеют одинаковый состав и структурно-текстурные особенности — это преимущественно порфировидные биотитовые средне-крупнозернистые часто меланократовые граниты с переходами в биотит-роговообманковые гранодиориты. Вблизи ксенолитов и останцев кровли докембрийских метаморфических образований наблюдаются преимущественно гранодиориты, в которых отмечается увеличение размеров порфиробластов и обогащение темноцветными минералами, а у контактов они приобретают отчетливо гнейсовидный облик. Вокруг массивов во вмещающих породах рифея, венда и кембрия отмечаются ореолы контактово-метаморфизованных пород. Породы фазы

относятся к калиево-натриевой серии и являются высокоглиноземистыми.

К третьей фазе отнесены наиболее широко распространенные интрузивы крупно-среднезернистых и средне-мелкозернистых порфировидных биотитовых гранитов, лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов. Граниты слагают крупные массивы зонального строения, центральные части которых представлены лейкократовыми слабопорфировидными гранитами, постепенно сменяющимися к периферии порфировидными разновидностями, обогащенными темноцветными минералами. Лейкограниты, которым принадлежит основная роль в составе фазы, образуют как мелкие, так и очень крупные массивы, центральные части которых сложены среднезернистыми, преимущественно лейкократовыми и мусковитовыми, реже биотит-мусковитовыми гранитами, постепенно к эндоконтам сменяющимися мелко-среднезернистыми, часто биотитовыми и биотит-мусковитовыми разновидностями или гранит-порфирами. С гранитами связаны многочисленные жилы мусковитовых пегматитов и жилы кварц-турмалинового состава. Породы слабоальбитизированы, в них проявлен кремнево-калиевый метасоматоз (образование крупных — до 2 см — порфиробластов микроклина, занимающих до 50 % объема породы). Граниты принадлежат к калиево-натриево-типу щелочности с преобладанием калия над натрием и являются крайне, реже весьма высокоглиноземистыми. В целом породы комплекса относятся к породам нормального ряда с отклонениями к умереннощелочному.

Тела комплекса прорывают и ороговиковывают или скарнируют все более древние образования района (в том числе фаунистически охарактеризованные девонские и нижнекаменноугольные), сами прорваны интрузивами алтаитинского (поздняя пермь или ранний триас) и харинского (поздняя юра) комплексов. Радиологический возраст пород (K-Ar метод по валу, несколько десятков определений) колеблется от 185 до 495 млн лет; большинство определений соответствуют позднему палеозою. Возраст комплекса принимается средне-позднекаменноугольным [9]².

Элементы тектоники. В связи с незначительными размерами выходов описываемых образований следует полагать, что крупные складки и дизъюнктивы выделяются сугубо предположительно.

В рифейских образованиях фрагменты складок представлены небольшими синклиналями

¹ Следует осторожно относиться к калий-аргоновым датировкам домеловых образований, выполненным в середине прошлого века. Появление позднекембрийских датировок, особенно полученных U-Pb методом по цирконам, явное свидетельство того, что магматические комплексы, считающиеся сейчас ордовикскими, хотя бы частично являются более древними. Необходимо тем не менее учитывать массовый характер отбора проб на K-Ar метод в прошлом веке; современным методам датирования пока очень далеко до такой массовости.

² В пределах Туранского блока в последние годы для некоторых массивов, относившихся к тырмо-буреинскому комплексу, получены радиологические датировки, свидетельствующие о более молодом (250 млн лет и моложе) возрасте [4].

и антиклиналями. Наиболее крупная синклиналь в выходах армийской серии наблюдается в бассейне нижнего течения р. Селемджа. Складка асимметрична, протягивается в широтном направлении на расстояние 45 км при ширине не менее 25 км. Углы наклона южного крыла 30° – 60° , северного 65° – 80° . Складки более высокие порядков шириной до 50 м ориентированы согласно простиранию крупных структур и имеют крутые (70° – 85°) до вертикальных углы падения осевых плоскостей или запрокинуты к юго-востоку. Иногда отмечаются гофрировка и складки волочения. В пределах выходов туранской серии фрагменты складок характеризуются простой морфологией, углы погружения крыльев изменяются от 10° до 60° ; вблизи разломов развита мелкая складчатость. Крылья складок часто нарушены продольными, по-видимому, соскладчатыми разломами.

Отложения венда слагают антиклиналь, крылья которой погружаются под углами 60° – 90° ; иногда наблюдается опрокинутое залегание. Дополнительная мелкая складчатость и пloyчатость особенно характерны для тонкослоистых мраморизованных известняков.

В силурийских и девонских отложениях складки имеют северо-восточное простирание, изменяющееся на западно-северо-западное. В силурийских образованиях фиксируются протяженные брахисинклинали с углами погружения крыльев 20° – 30° , реже до 75° (что, возможно, связано с перемещениями по разломам). Мелкая складчатость практически не наблюдалась. Девонские и каменноугольные образования, судя по сохранившимся фрагментам, сравнительно слабодислоцированы. В верховьях р. Джелтулак отложения полуночинской и орловкинской свит залегают моноклинально, падая на северо-северо-запад под углами 10° – 30° . В приамурской части прогиба отложения силура и девона собраны в складки близмеридионального северо-западного и северо-восточного простираний с углами падения крыльев 10° – 60° .

Пермские отложения смяты в простые линейные складки, ориентировка которых совпадает с общим простиранием прогиба. Ширина складок 1–8 км, углы падения крыльев 20° – 50° , шарниры ундулируют, замыкания обычно плавные и широкие. Крылья осложнены мелкими складками, в которых углы падения слоев иногда достигают 80° .

Характеристики наиболее крупных дизъюнктивов, затрагивающих образования Норско-Сухотинского прогиба, сведены в [7] и ниже приводятся по этой работе.

Селемджинский разлом представляет собой сброс, сместитель которого падает на восток. Протяженность его 165 км. Функционировал разлом в среднем палеозое и мезозое. На неотектоническом этапе он являлся правосторонним сбросо-сдвигом.

Зейский разлом. Зона этого разлома имеет сложное строение — она представлена системой субпараллельных дизъюнктивов, суммарная амплитуда сбросовых и сбросово-сдвиговых докайнозойских перемещений по которым достигает 2 км и более. Зона разлома шириной 3–4 км прослеживается по трещинам, проницаемым для гелия. Разлом является северной ветвью крупной дизъюнктивной структуры Дасинаньлин, со смещением уходящей в КНР на вулканическое поле Удалянчи. Разлом трассируется цепью эпицентров современных землетрясений с магнитудой 4–5,5; землетрясения интенсивностью в 3–4 балла фиксируются сейсмостанцией Благовещенска каждые 5–7 лет. Протяженность разлома 235 км.

Западно-Туранский разлом. Докайнозойская кинематика этого разлома не известна. На современном этапе является взбросонадвигом со взброшенным восточным крылом, движущимся на юго-запад со скоростью 1,4 мм/год. Он ограничивает аккумулятивную область Амуро-Зейской группы прогибов и впадин, активизированную в миоцене. Западнее разлома в миоцене, во время вулканотектонической активизации, начался рост горных хребтов Турана и Мал. Хингана. Четвертичная активность определяется для фрагментов дизъюнктива по прямолинейным участкам рек и перевалам их сквозных долин. Протяженность 205 км.

Туранский разлом имеет протяженность 250 км, сведения о его кинематике в опубликованной литературе отсутствуют.

Амурский разлом — налив, угол падения плоскости сместителя которого не превышает 40° . Протяженность 275 км. Четвертичная активность его подтверждается геоморфологическими факторами: антецедентными участками долины р. Амур, рядом сквозных долин малых рек и т. д. Фрагменты разлома подчеркнуты линейными корами выветривания. Вдоль всей зоны дизъюнктива изливаются родники с дебитами до 15 л/сек, среди которых немало восходящих. Время активизации Амурского разлома, когда он проявлен как взбросонадвиг с активным Амуро-Зейским блоком, ограничено голоценом.

Тектоно-стратиграфические системы и элементы палеогеографии. Для анализа последовательности событий, протекавших в пределах Норско-Сухотинского прогиба, воспользуемся тектоно-стратиграфическими системами (ТСС), которые характеризуют крупные этапы развития территорий, выполненных преимущественно осадочными формациями; ТСС, как правило, отделены друг от друга более или менее крупными перерывами или разделены несогласиями.

Стратиграфический ряд отложений прогиба начинается со средне-позднерифейских,

условно вендских и раннекембрийских отложений (рис. 4), которые достаточно условно объединяются нами в составе ТСС-1. Рифейские осадки отлагались, судя по литологическому составу, в сравнительно неглубоком морском бассейне; вендские (?) и нижнекембрийские характеризуют прибрежно-морские условия, переходящие в лагунные с повышенной соленостью воды (это предположение подтверждается и тем, что в пределы Норско-Сухотинского прогиба попадают континентальные и прибрежно-морские отложения верхнерифейской туранской серии). Можно полагать, что в рифейское время бассейн седиментации был окраинной частью моря, располагавшегося к юго-западу от рассматриваемого района, где на территории КНР известны аналогичные отложения [3]. В венде и раннем кембрии море, скорее всего, покрывало Туранский и Малохинганский блоки Буреинского массива, постепенно углубляясь к юго-западу. Очень приблизительно оцененная скорость седиментации для рифея составляет 75 м/млн лет, для венда и раннего кембрия — 50 м/млн лет. Для сравнения, на восточном шельфе Буреинского микроконтинента (в Буреинском краевом прогибе) в период с норийского века по оксфордский (включительно) скорость седиментации составляла примерно 180 м/млн лет [8]. Таким образом, можно полагать, что Норско-Сухотинский бассейн на раннем этапе развития представлял собой медленно осушавшееся эпиконтинентальное море.

Длительный перерыв, охвативший большую часть кембрия (и, возможно, часть раннего ордовика), не оставил видимых следов в геологической истории большей части Норско-Сухотинского прогиба. В то же время на сопредельной с востока территории Буреинского массива выделены объемные интрузивные комплексы — биробиджанский, суларинский и кивилийский (последний частично попадает и в пределы прогиба), считающиеся сейчас ордовикскими [9]. Однако не исключается, что хотя бы часть интрузивных образований (биробиджанского и кивилийского комплексов) начала формироваться в позднем (или даже среднем) кембрии [13]. Таким образом, можно предполагать, что в послеатдабанское время и на территории прогиба также проявлялся интрузивный магматизм преимущественно гранитоидного состава, фиксируя континентальные условия.

ТСС-2 представлена наземными вулканитами андезит-дацитово-формации (октябрьская толща) условно раннеордовикского возраста, скорость накопления которой не превышала 25 м/млн лет. По-видимому, эти вулканиты генетически связаны с ордовикскими же интрузивными образованиями октябрьского комплекса, распространение которых ограничено пределами Октябрьского

Эратема, система	Отдел	Возраст, млн лет *	Свиты, толщи и их мощность (м)	Тектоно-стратиграфические системы
Триас	T ₃			
	T ₂			
	T ₁			
Пермь	P ₃	251,902±0,024	Манежская толща 700	ТСС-4
	P ₂		Адамихинская толща 900–1000	
	P ₁	298,9±0,15	Береинская толща 900–1000	
Карбон	C ₃		Богданихинская свита 400–1100	ТСС-3
	C ₂		Граматухинская свита 1500	
	C ₁	358,9±0,4	Орловкинская толща 1500	
Девон	D ₃		Гуранская свита 2000	
	D ₂		Алевритно-песчаниковая толща 1300	
	D ₁	419,2±3,2	Бусеевская свита 250 Полуночинская толща 200 Песчаниковая толща ? 2400 Большаекаменущинская свита 1900 Широкопадская толща до 1050	
Силур	S ₂		Мамынская свита до 2700	ТСС-2
	S ₁	443,8±1,5		
	S ₀			
Ордовик	O ₃			ТСС-2
	O ₂		Октябрьская толща 500–600	
	O ₁	485,4±1,9		
Кембрий	E ₃			ТСС-1
	E ₂		Косматинская толща 130–300	
	E ₁	541,0±1,0		
Венд	V ₂		Чагаянская свита 1500–1800	ТСС-1
	V ₁	570±15	Сухарниковская свита 1350	
	V ₀	600±20		
Рифей	R ₃		Дагмарская толща 3250	ТСС-1
	R ₂	1030±50	Туранская серия до 4600	
	R ₁	1350±20	Нёклинская толща 2500	

Рис. 4. Стратиграфия и тектоно-стратиграфические системы Норско-Сухотинского прогиба. Возраст принят по International Chronostratigraphic Chart 2018/08 для фанерозоя и Общей стратиграфической шкале (МСК-2006) для докембрия

блока Буреинского массива и Норско-Сухотинским прогибом. Континентальная обстановка в последнем существовала до начала силура.

В составе ТСС-3 объединены среднепалеозойские отложения. Несмотря на большую пестроту литологического состава, для всего разреза характерны общие черты — мелководность морских отложений и большая роль вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, по составу варьирующих от базальтов до риолитов. При этом заметно,

что в северной части Норско-Сухотинского прогиба преобладают более кислые (от андезитов до риолитов), а в южной более основные (базальты, андезиты) разности. Вулканиды во многом имеют облик наземных излияний; континентальный характер части отложений подчеркивает их пестротность. Скорость седиментации колебалась от 50 м/млн лет для силура до 120 м/млн лет для карбона. Можно полагать, что морской бассейн в южной части непосредственно продолжался на территории Китая. Не исключено, что эти части Норско-Сухотинского среднепалеозойского бассейна хотя бы временно разделялись островной сушей с многочисленными вулканами.

ТСС-4 объединяет пермские и верхнепермские или нижнетриасовые образования. ТСС-3 и -4 разделены перерывом, охватывающим средний и поздний карбон (видимо, и начало ранней перми). Этот перерыв в осадконакоплении знаменует становление огромных интрузивов тырмо-буреинского комплекса, возраст которого (средний – поздний карбон) в пределах Норско-Сухотинского прогиба достаточно хорошо обоснован геологическими данными. В целом ТСС-4 слагают пресноводно-континентальные отложения. Скорость седиментации в пермский период не превышала 30–40 м/млн лет. На границе перми и триаса в северной части прогиба сформировались вулканотектонические депрессии, выполненные эффузивами пестрого состава.

С позднего триаса для территории Норско-Сухотинского прогиба начинается новый этап геологического развития, связанный с формированием Дельского прогиба и Амуро-Зейской плиты.

Заключение. Приведенные данные по геологии Норско-Сухотинского прогиба свидетельствуют, что он сформировался на континентальной коре и представляет собой крупный структурный элемент чехла Буреинского массива. Морские обстановки в его пределах неоднократно сменялись континентальными и сопровождалась крупными перерывами в седиментации. Во время последних – видимо, в условиях растяжения с образованием крупных раздвигов – происходило формирование огромных интрузивов преимущественно гранитоидного состава.

Представление о том, что Норско-Сухотинский прогиб разделяет Октябрьский и Туранский блоки Буреинского массива, как минимум спорное: прогиб перекрывает в основном Октябрьский блок, но частично его образования выделены и в пределах Туранского блока. Считать его террейном вряд ли правильно (приведенное в [12] очень краткое описание прогиба не отвечает понятию террейна, формулировка которого приведена во Введении к этой монографии).

Несомненно, Норско-Сухотинский прогиб является, как это и предполагал Л. И. Красный [3], северо-восточным окончанием («выплеснутым» на материк) Дасинаньлин-Селемджинской (Южномонгольско-Хинганской, по [12]) складчатой системы, в основном сформировавшейся на океаническом основании. Однако следует ли проводить по этой складчатой системе границу между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским подвижными поясами – вопрос дискуссионный. Дальневосточные геологи-съемщики весь Буреинский массив (в их понимании) включают в состав первого [15]. Во всяком случае, предоставлен обширный материал для обсуждений.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН.

1. Вольский А. С. и др. Аргунский и Буреинский массивы и Селемджинская геосинклинально-складчатая система // Геология зоны БАМ. Т. 1: Геологическое строение. – Л.: Недра, 1988. – С. 252–255.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 книгах. Кн. 1 / ред. А. И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.

3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. записка / ред. Л. И. Красный и др. – СПб.: Благовещенск; Харбин: МПР РФ; Минресурсов КНР, 1999. – 135 с.

4. Гурьянов В. А. и др. Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Методы и геологические результаты изотопных геохронологических систем минералов и пород. – М.: ИГЕМ, 2018. – С. 105–108.

5. Жамойда А. И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Ее значение, назначение и совершенствование. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 24 с.

6. Забродин В. Ю. Баджальский вулканоплутонический ареал: структура и эволюция (Дальний Восток) // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 29–39.

7. Забродин В. Ю. и др. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – 143 с.

8. Кириллова Г. Л. и др. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с.

9. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) (актуализирована на 01.01.2009). В 3-х кн. / отв. исп. С. Г. Кисляков. – Хабаровск: Дальгеофизика, 2010.

10. Мартынюк М. В. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. записка. – Хабаровск: Дальгеология, Тажгеология, 1991. – 51 с.

11. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / ред. А. П. Сорокин. – Владивосток: Дальнаука, 2013. – 366 с.

12. Парфенов Л. М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология – 2003. – № 6. – С. 7–41.

13. Петрук Н. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист М-52 — Благовещенск. Серия Дальневосточная. Объясн. записка. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 496 с.
14. Решения 4 Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). — Хабаровск: Хабаровскгеология, 1994. — 120 с. + 38 схем.
15. Роганов Г. В., Васькин 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.
16. Сerezников А. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Объясн. записка. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2007. — 326 с. +4 вкл.
17. Смирнов Ю. В. и др. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. РАН. — 2012. — Т. 445, № 1. — С. 55–60.
1. Vol'sky A. S. et al. Argunsky and Bureya Massifs and Selemdzinsky Geosynclinal-Folded System. *Geology of the BAM zone*. Leningrad: Nedra. 1988. Vol. 1. Pp. 252–255. (In Russian).
2. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii: in 2 books [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia: v 2 knigakh]. Ed. by A. I. Khanchuk. Vladivostok: Dalnauka. 2006. Book 1. P. 127.
3. Geologicheskaya karta Priamur'ya i sopredel'nykh territoriy. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasn. Zapiska. [Geological map of Amur Region and adjacent territories. Scale 1:2,500,000. Explan. note]. Eds. by L. I. Krasnyy et al. St. Petersburg; Blagoveshchensk; Harbin. 136 p.
4. Gur'yanov V. A. et al. Chronology of granitic magmatism of the eastern part of the Bureya Massif of the Central Asian fold belt. *Methods and geological results of isotopic geochronological systems of minerals and rocks*. Moscow: IGM. 2018. Pp. 105–108. (In Russian).
5. Zhamoyda A. I. Obshchaya stratigraficheskaya shkala, prinyataya v SSSR — Rossii. Ee znachenie, naznachenie i sovershenstvovanie. Obshchaya stratigraficheskaya shkala Rossii: sostoyaniye i perspektivy ee obustroystva: Doklad na Vserossiyskoy konferentsii. Geologicheskii institut RAN 23–25 maya 2013 g. [The general stratigraphic scale adopted in the USSR — Russia. Its meaning, purpose and improvement. The general stratigraphic scale of Russia: the state and prospects of its arrangement: Report at the All-Russian Conference. Geological Institute of Russian Academy of Sciences May 23–25, 2013]. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. 24 p.
6. Zabrodin V. Yu. Badzhalsky volcano-plutonic area: structure and evolution (Far East). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2018. No. 75, pp. 29–39. (In Russian).
7. Zabrodin V. Yu. et al. Razlomnaya tektonika materialovoy chasti Dal'nego Vostoka Rossii [Fracturing tectonics of the continental part of the Far East of Russia]. Vladivostok: Dal'nauka. 2015. 132 p.
8. Kirillova G. L. et al. Bureinskiy osadochnyy basseyn: geologo-geofizicheskaya kharakteristika, geodinamika, toplivno-energeticheskie resursy [Bureya sedimentary basin: geological and geophysical characteristics, geodynamics, fuel and energy resources]. Vladivostok: Dal'nauka. 2012. 360 p.
9. Legenda Dal'nevostochnoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie) (aktualizirovana na 01.01.2009) [The Explanatory Note to the Far Eastern Series of Sheets of the State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:1,000,000 (third generation) (updated 01.01.2009)]. Ex. ed. S. G. Kislyakov. Khabarovsk: Dal'geofizika. 2010. In three books.
10. Martynyuk M. V. et al. Geologicheskaya karta Khabarovskogo kraia i Amurskoy oblasti. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasn. zapiska [Geological map of the Khabarovsk Territory and Amur Region. Scale 1:2,500,000. Explan. note]. Khabarovsk: Dal'geologiya, Tazhgeologiya, 1991. 51 p.
11. Molodye platformy vostochnoy okrainy Evrazii (glubinnoe stroenie, usloviya formirovaniya i metallogeniya) [Young platforms of the eastern margin of Eurasia (deep structure, conditions of formation and metallogeny)]. Ed. A. P. Sorokin. Vladivostok: Dal'nauka. 2013. 366 p.
12. Parfenov L. M. et al. Model of the formation of orogenic belts of Central and Northeast Asia. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2003. No. 6, pp. 7–41. (In Russian).
13. Petruk N. N. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List M-52 — Blagoveshchensk. Seriya Dal'nevostochnaya. Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet M-52 — Blagoveshchensk. Far Eastern series. Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2012. 496 p. +10 vkl.
14. Resheniya 4 Mezhdomestvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu i fanerozoju yuga Dal'nego Vostoka i Vostochnogo Zabaykal'ya (Khabarovsk, 1990 g.) [Decisions 4 of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Precambrian and the Phanerozoic of the South of the Far East and Eastern Transbaikalia (Khabarovsk, 1990)]. Khabarovsk: Khabarovskgeologiya. 1994. 120 p. + 38 skhem.
15. 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 [Scheme of geological and structural zoning of the Amur Region, Western Priokhotye, Sakhalin Island and the adjacent sections of the bottom of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan]. Khabarovsk: Dal'geofizika. 2008.
16. Sereznikov A. N. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000. Tret'e pokolenie. List N-52 (Zeya). Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000. Third generation. Sheet N-52 (Zeya). Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2007.
17. Smirnov Yu. V. et al. Early Paleozoic gabbro-amphibolites in the structure of the Bureya Terrane (eastern part of the Central Asian Fold Belt): first geochronological data and tectonic position. *Dokl. RAN*. 2012. Vol. 445. No. 1, pp. 55–60. (In Russian).

Забродин Владимир Юрьевич — доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН). Ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, 680000, Россия.
<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, 680000, Russia.
<VZabrodin@rambler.ru>

Э. М. БУГРОВА (ВСЕГЕИ), И. В. ГУЛЬПА (АО «СВПГО»)

Новые сведения по стратиграфии верхнего мела и находка морского палеогена на востоке Чукотского полуострова (по данным изучения фораминифер)

На территории листов Q-1-XXI, XXII по найденным фораминиферам подтвержден позднемеловой возраст амгеньской толщи и леурваамской свиты. Впервые на территории Чукотки обнаружены отложения палеогеновой системы с остатками планктонных фораминифер. Находка этой морской фауны вносит коррективы в представление об истории развития региона и палеогеографические реконструкции.

Ключевые слова: фораминиферы, верхний мел, морской палеоген, стратиграфия, палеогеография, Чукотский полуостров.

E. M. BUGROVA (VSEGEI), I. V. GULPA (JSC "SVPGO")

New data on Upper Cretaceous stratigraphy and the discovery of the marine Paleogene on the eastern Chukotka Peninsula (based on foraminifers' studies)

In the area of Sheet Q-1-XXI, XXII of the Geological Map, the Late Cretaceous age of the Amgen' strata and Leurvaam Formation have been confirmed based on foraminifers' findings. For the first time, Paleogene deposits with the remains of planktonic foraminifers were found on the Chukotka Peninsula. The discovery of this marine fauna helps our better understanding of the geological history of the region and allows amendments in paleogeographic reconstructions.

Keywords: foraminifers, Upper Cretaceous, marine Paleogene, stratigraphy, paleogeography, Chukotka Peninsula.

Как цитировать эту статью: Бугрова Э. М., Гульпа И. В. Новые сведения по стратиграфии верхнего мела и находка морского палеогена на востоке Чукотского полуострова (по данным изучения фораминифер) // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 70–75.

Введение. При проведении в 2016 г. региональных геологосъемочных работ м-ба 1 : 200 000 на территории листов Q-1-XXI, XXII впервые были обнаружены остатки позднемеловых и палеогеновых фораминифер. Рассматриваемый участок находится в пределах Дальневосточного федерального и Чукотского автономного (Иультинский и Провиденский районы) округов: листы Q-1-XXI, XXII, Сеутаканская площадь (рисунок). Здесь широко распространены вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения верхнего мела, в которых выделены амгеньская толща и леурваамская свита. Отложения палеогена на этой территории не были известны.

Материал и полученные результаты. Амгеньская толща представлена вулканитами кислого и (реже) среднего составов с подчиненной ролью вулканогенно-осадочных пород и туффилов, слагающих отдельные прослои и линзы. В составе леурваамской свиты участвуют туфы, игнимбриты и лавы нормальных и умереннощелочных риолитов, а также вулканогенно-осадочные породы,

которые особенно характерны для нижней части ее разреза.

Возраст обоих стратиграфических подразделений является дискуссионным. Он определялся преимущественно по изучению находок листовой флоры, а также результатам радиоизотопного датирования. Амгеньская толща ранее относилась к сеноманскому — туронскому ярусам; леурваамский комплекс считается турон-коньякским. В настоящее время в зависимости от позиции исследователей возраст амгеньской толщи определяется в диапазоне поздний альб — коньяк, а леурваамской свиты как поздний сеноман — ранний кампан [5, 13], (Казинский В. А., отчет 1998 г.). Официально принятый в схемах возраст этих стратонов: позднеальбский для амгеньской толщи и позднесеноманский — туронский для леурваамской свиты — по своей сути отражает лишь одну из существующих точек зрения.

С целью уточнения возраста и распространения по площади этих образований, геологами Северо-Восточного ПГО при проведении полевых работ был собран материал для микрофаунистических

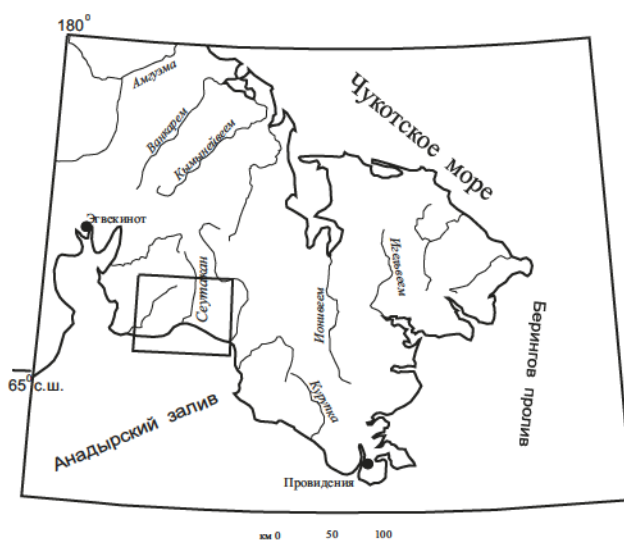
исследований, по которому Э. М. Бугровой проведено определение фораминифер.

Меловые отложения. Нахождение раковин фораминифер в верхнемеловых пробах очень редкое. Лишь некоторые формы обнаружены в количестве до 10–15 экземпляров, обычно же они представлены 1–5 экземплярами. Разнообразие комплексов также весьма невелико, встречены остатки бентосных форм исключительно агглютинирующих (с песчанистой стенкой). Раковины деформированы, часто встречаются только их обломки. Из-за плохой сохранности часть фораминифер могла быть определена до рода или со знаками открытой номенклатуры. Кроме фораминифер, были обнаружены остатки *Radiolaria gen. ind.*

Возраст отложений определялся путем сравнения с фауной регионов северной части Тихоокеанского океана. По родовому и видовому составу комплексы отличаются от приводимых Л. В. Василенко из сенона (коньяк — кампан) близлежащих территорий северо-восточной части Корякского нагорья [2, 11], где распространена фауна меньших глубин, судя по составу находимых совместно известковых фораминифер.

Некоторая общность отмечена с агглютинирующей фауной меловых отложений Северной Аляски [17, 18]. В туфопесчанике леурваамской свиты (обр. 457,02) обнаружены фораминиферы *Gaudryina ex gr. subcretacea* Cushman, *Haplophragmoides* sp., *H. cf. rota* Nauss, *Spiroplectammina cf. webberi* Tappan, *Ammobaculites aff. wenonahae* Tappan, *Trochammina* sp., *Trochammina aff. imiatensis* Tappan. Кроме того, найдены *Radiolaria gen. ind.*; фрагменты растительного происхождения; обломок тонкостенной мелкой раковины двустворки?; редкие обломки костей рыб со следами окатанности. Определение по фораминиферам раннесенонского (туронского?) возраста пород не противоречит датировке леурваамской свиты, принятой в настоящее время.

В разрезе амгеньской толщи остатки фораминифер содержались в пробах 543,02 (туфоалевролит углистый) и 1567,01 (туфоалевролит). Из них определены *Haplophragmoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp., *Gaudryina* sp. ind., *G. cf. pyramidata* Cushman, *G. ex gr. subcretacea* Cushman и *Radiolaria gen. ind.* Агглютинирующая фауна подобного типа известна из глубоководных флишевых отложений. Но на Аляске [17, 18] песчанистые фораминиферы составляют часть ассоциации, в которой достаточно разнообразны и формы с секретирующей известковой раковиной. Последние представлены семействами *Nodosariidae* (4 рода), *Polymorphinidae* (1 род), *Buliminidae* (1 род), *Chilostomellidae* (1 род), *Discorbidae* (4 рода, в числе которых широко распространенные *Globorotalites* и *Eponides*, встречаемые на разных глубинах). Вероятно, и в этом случае, и на Сеутаканской площади решающим экологическим фактором расселения



Схематическая карта территории Восточной Чукотки (квадратом выделена площадь проведения работ и отбора проб)

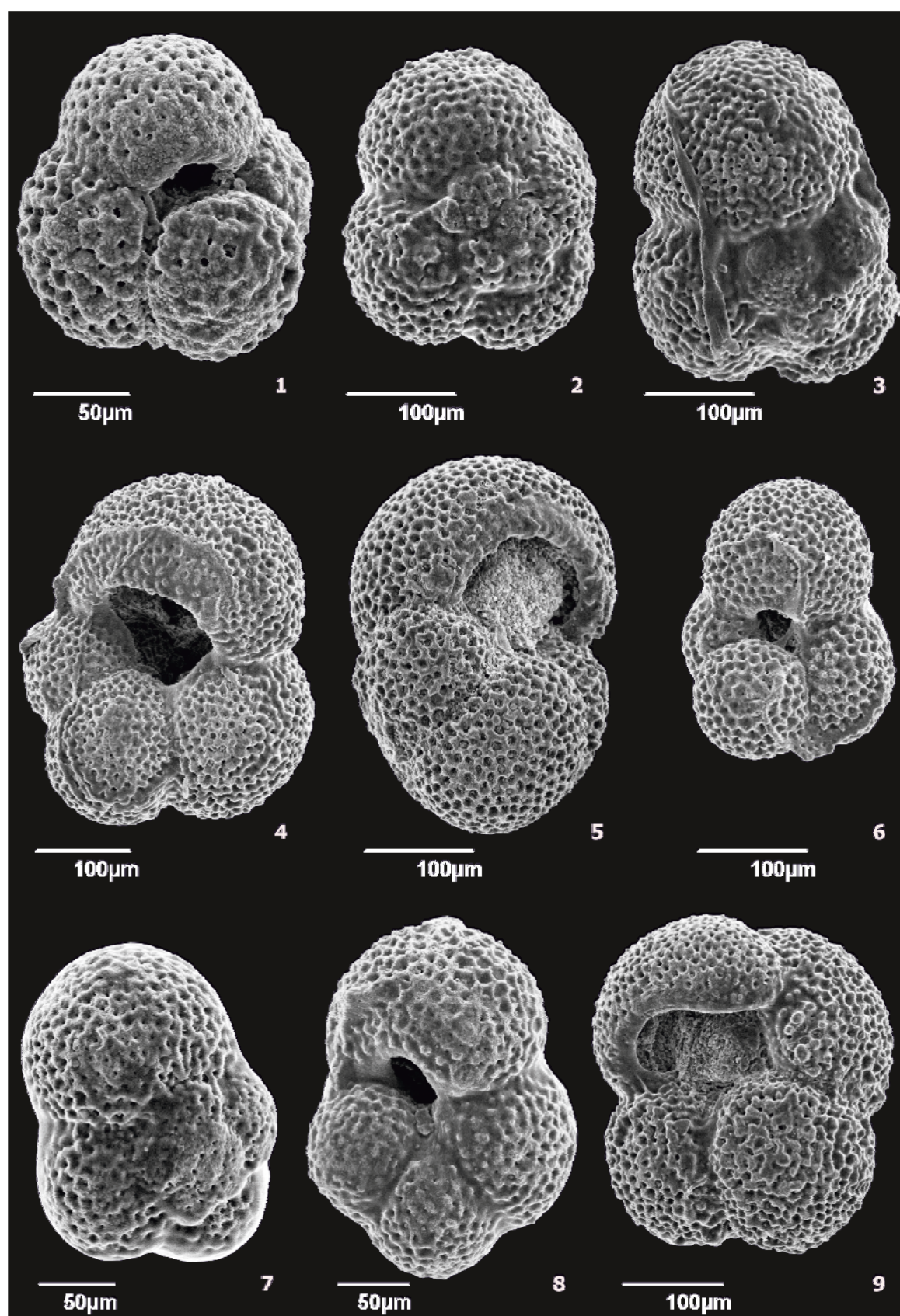
фораминифер могла оказаться низкая температура вод.

Найденные на Чукотке виды рода *Gaudryina* известны из верхнемеловых отложений многих регионов, из них типичная форма *G. pyramidata* широко распространена в сеноне. По сходству родового состава с фауной Северной Аляски приведенный выше комплекс может быть отнесен к верхнему мелу, предположительно, к низам сенона.

Сеноман-туронский возраст амгеньской толщи в данном районе ранее был обоснован сборами листовой флоры: *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Arctopteris* sp., *Sequoia obovata* Knowl., *S. fastigiata* (Sternb.), *Gleichenites aff. asiatica* Philipp., *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *G. ex gr. lepida* Heer, *Dennstaedtia aff. tschuktschorum* Kryshch., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sow., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Trochodendrocarpus* sp. (определения Г. Г. Филипповой, 1985–1990 гг.).

Радиологическое датирование пород по трем пробам, выполненное в 2016–2017 гг. уран-свинцовым методом по цирконам, дало результаты 92–94 млн лет, подтверждающие палеоботанические данные. Определение по фораминиферам также в целом согласуются с принятым возрастом свиты.

Палеогеновые отложения. Еще одна проба — 556.01 — была отобрана в правом борту руч. Курок (левый приток р. Чевтакан, басс. р. Сеутакан), приблизительно в 6,7 км выше его устья (координаты точки пробоотбора 65°53,123' с. ш., 176°39,092' з. д.). Она взята из туфоалевролитов, слагающих прослой мощностью около 20 см (аз. пад. 215°, угол 20°) в гравелитистых грубозернистых туфопесчаниках. Эти отложения, относившиеся на полевом этапе к амгеньской толще, обнажены достаточно слабо и по бортам ручья прослеживаются приблизительно на 50 м. Их ограничения выражены зонами интенсивной



Объяснение к фототаблице

Местонахождение раковин — басс. р. Сеутакан, палеогеновые отложения (пр. 556.01).

Фиг. 1, 2. *Subbotina angiporoides* (Hornibrook) subsp. *minima* (Jenkins) (1 — пупочная и 2 — спиральная стороны).

Фиг. 3, 6, 7. *Globigerina praebulloides* Blow (3, 7 — спиральная и 6 — пупочная стороны).

Фиг. 4, 5. *Turborotalia ampliapertura* (Bolli) (4 — пупочная и 5 — боковая стороны).

Фиг. 8. *Globoturborotalia* aff. *ouachitaensis* (Howe et Wallace) (пупочная сторона).

Фиг. 9. *Turborotalia* aff. *ampliapertura* (Bolli) (пупочная сторона)

трещиноватости и задернованными интервалами и имеют, вероятно, тектонический характер. Выше и ниже по течению руч. Курок в его бортах обнажаются кристалловитрокластические, литокристалловитрокластические туфы риодацитов, дацитов, дациандезитов, андезитов, вмещающие редкие прослои и линзы туфогенно-осадочных пород и разноструктурных туффилов кислого и среднего составов, принадлежность которых к амгеньской толще определяется их стратиграфическим положением, палеоботаническими и радиоизотопными данными.

В пр. 556.01 обнаружены единичные раковины бентосных и планктонных фораминифер (загрязнение пробы при ее подготовке к анализу исключено). Хорошая сохранность раковин планктонных форм (фототаблица) свидетельствует в пользу их нахождения *in situ*.

Присутствие бентосных фораминифер ?*Asanospira* aff. *carinata* (Cushman et Renz), *Nauphragmoides* sp. ind., *Cibicides* sp. не дает оснований для суждения о возрасте пород. Можно лишь отметить, что типичная форма *Asanospira carinata* в разрезах Камчатки появляется в конце позднего эоцена и распространена в раннем олигоцене [15].

В разрезе столь высоких широт планктонные фораминиферы обнаружены впервые. Остатки планктона принадлежат видам *Turborotalia ampliapertura* (Bolli), *Subbotina angiporoides* (Hornibrook) subsp. *minima* (Jenkins), *Globigerina praebulloides* Blow, которые были широко распространены в конце эоцена и в начале олигоцене [16], а также *Turborotalia* aff. *ampliapertura* (Bolli) и *Globoturborotalia* aff. *ouachitaensis* (Howe et Wallace).

Turborotalia ampliapertura является космополитным видом, известным с конца позднего эоцена (верхи зоны E15 или зона P16–P17) и в раннем олигоцене — зоны P18–P19 и O1–O2 (по планктонным фораминиферам современной МСШ-2012).

Subbotina angiporoides subsp. *minima* также приводится в списках фауны из верхнего эоцена — нижнего олигоцене высоких широт. Голотип вида происходит из верхнего эоцена Новой Зеландии. Относительно подвида *minima* есть мнение, что это древняя форма данного вида [16]. На поднятии Обручева он отмечен в верхах среднего эоцена [7].

Globigerina praebulloides имеет широкий стратиграфический диапазон (средний эоцен — олигоцен). В скважинах северо-запада Тихого океана [7] вид встречен в олигоцене комплексе фораминифер на уровне зоны NP22 (нижняя часть рупельского яруса).

В Корякско-Камчатском регионе редкие планктонные фораминиферы были отмечены ранее в более южных разрезах. На Восточной Камчатке из гаилхавиланской свиты Ильпинского полуострова определена *Globigerinatheka tropicalis* (Blow et Banner) [15] — зональный вид верхнего эоцена ОСШ. Сведения о нахождении *Subbotina*

angiporoides и *Globigerinatheka semiinvoluta* в ветчинской толще Нижнехатырского прогиба (Анадырская СФЗ), приведенные в тексте Легенды Корякской серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 200 000 (1999 г.), требуют проверки.

На Западной Камчатке в Точилинском опорном разрезе присутствует *Globoturborotalia ouachitaensis* (Howe et Wallace) в ковачинской свите верхнего эоцена (верхи корновской свиты [14]). В разрезе в бухте Квачина в той же свите обнаружен вид *Tenuitella praegemma* (Li) (определение Т. В. Дмитриевой) [9]. Стратиграфический интервал его охватывает зоны E15–O1, что соответствует зонам P15–P18, верхний эоцен — низы олигоцене [16].

Судя по перечисленным местонахождениям, в Корякско-Камчатском регионе появление планктонных фораминифер приурочено к границе эоцена и олигоцене.

В бореальной области Пацифики (поднятие Обручева) отложения с *Globigerina praebulloides*, *Subbotina angiporoides* и *Globoturborotalia ouachitaensis* скоррелированы с верхней частью эоцена и нижним олигоцене [7].

Виды *Globigerina praebulloides* и редко *Subbotina angiporoides* распространены в разрезах по р. Сан-Лоренцо Калифорнии (около 32° с. ш.), возраст которых определяется как поздний эоцен, зоны P15–P16. Бентосные фораминиферы с этого уровня сходны с фауной лоны XI гаилхавиланской свиты опорного разреза палеогена на полуострове Ильпинский [10].

На основании приведенных данных отложения с планктоном на Сеутаканской площади (пр. 556.01) могут быть отнесены к верхнему эоцену — нижнему олигоцену палеогеновой системы, но обнаруженные виды не дают датировки в рамках зональной шкалы МСШ (GTS-12). К некоторому уточнению возраста приводит рассмотрение региональных биотических и абиотических событий на рубеже эоцена и олигоцене.

Распространение планктонных фораминифер палеогена в разрезах скважин в бореальной области Тихого океана известно значительно южнее: наиболее северное местонахождение находится на поднятии Обручева, около 53° с. ш. [7]. Присутствие на полуострове Камчатка видов теплолюбивого рода *Globigerinatheka* свидетельствует о позднеэоценовой миграции фауны с юга, когда более холодостойкие формы планктона, вероятно, и достигли побережья Чукотки.

Глобальное эоцен-олигоценное событие перестройки палеоэкосистем в регионах Северо-Востока России, как и повсеместно, проявилось в похолодании климата [3] и связанном с ним преобладанием в СПК пыльца голосеменных растений, окремненностью осадков, доминированием представителей холодноводных групп фауны (бентосных фораминифер и моллюсков) и расселением планктонных микрофоссилий с кремнистым скелетом. Сведения о присутствии олигоценых планктонных фораминифер пока неизвестны.

В этой связи представляют интерес результаты изучения скв. Центральная-1, пробуренной на шельфе Берингова моря в Анадырском заливе [8]. Практически весь разрез палеогена — нижнего миоцена содержит угольные пласты, как и отложения на суше (в районе Анадырского бурогоугольного месторождения). В отложениях скважины отсутствуют микрофитофоссилии холодного климата, свойственные олигоценным осадкам. Вследствие этого авторы предполагают отсутствие и самих олигоценных отложений, объяснимое размывом на рубеже палеогена и неогена, развитым в Анадырском бассейне.

С учетом всего вышеизложенного, слои с планктонными фораминиферами на Сеутаканской площади отнесены нами к верхнему эоцену.

Разрезы изучаемой площади Чукотки являются связующими при корреляции отложений двух СФО Северо-Востока России — Арктической и Берингоморской, которая проводилась по спорово-пыльцевым комплексам [6]. Новые данные еще раз свидетельствуют о принадлежности этой территории к Тихоокеанской палеобиогеографической области [1]. Здесь появляются фоссилии иного состава, в том числе планктонные фораминиферы, нанопланктон, диатомеи, радиолярии [4, 10, 12, 15]. По ним может быть проведено сопоставление с разрезами палеогена Камчатского региона (Ильпинский опорный разрез и др.) и через них с подразделениями ОСШ и МСШ.

Выводы. 1. Проведенное впервые изучение фораминифер из осадочно-вулканогенных отложений амгеньской толщи и леурваамской свиты Восточной Чукотки подтвердило их позднемиоловой (сенонский) возраст, установленный ранее по листовой флоре и радиологическому датированию пород.

2. На территории листа Q-1-XXI, XXII впервые обнаружены морские отложения палеогена с остатками планктонных фораминифер позднеэоценового возраста. Границы распространения и структурная позиция обнаруженных отложений палеогена пока неясны. На полевом этапе предполагалось, что они слагают линзу в составе амгеньской толщи. Поэтому требуется проведение дополнительных работ.

3. Расселение планктонных фораминифер палеогена в северо-западной части Пацифики было известно на более низких широтах. Их появление в разрезе Чукотки связано, вероятно, с позднеэоценовой трансгрессией и миграцией теплолюбивой биоты с юга.

4. Нахождение палеогеновых фораминифер свидетельствуют о принадлежности к Тихоокеанской палеобиогеографической области территории Чукотки, примыкающей к Берингову морю и Анадырскому заливу. Для палеогена этой площади возможно провести сопоставление с разрезами Корьякско-Камчатского региона и через них с подразделениями ОСШ и МСШ.

1. Бугрова Э. М. Опыт проведения межсерийной корреляции палеогеновых отложений Северо-Востока России // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. — ВСЕГЕИ, 2016. — С. 28–30.

2. Василенко Л. В. и др. Характерные комплексы фораминифер меловых отложений Корьякского нагорья / Л. В. Василенко, О. П. Дундо, Б. В. Ермаков, Н. В. Устинов // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корьякско-Анадырской области. — Л., 1974. — С. 23–30.

3. Геологические и биотические события позднего эоцена — раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. — М.: ГЕОС, 1996. — 314 с.

4. Гладенков Ю. Б. и др. Наннопланктон в палеогене Корьякского нагорья / Ю. Б. Гладенков, Н. Г. Музылев, Д. И. Витухин, В. И. Волобуева, Л. Л. Красный // ДАН СССР. Сер. геол. 1988. — Т. 299, № 5. — С. 1198–1201.

5. Головинёва Л. Б., Щепетов С. В. Флористические комплексы из верхнемеловых отложений восточной Чукотки // Палеоботаника. — 2015. — Т. 6. — С. 14–35.

6. Гриненко О. В., Сергеев А. И., Белолубский И. Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и Обь-Енисей. записка к ней. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. — Ч. I: 65 с., 20 листов; Ч. II: 58 с., 35 листов.

7. Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах. — М.: Научный мир, 2007. — 316 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 583).

8. Маргулис Л. С., Агапитов Д. Д., Маргулис Е. А. и др. Первые данные о кайнозойском разрезе Чукотского шельфа Берингова моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2011. — Т. 19, № 2. — С. 1–12.

9. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны / Ю. Б. Гладенков, А. Ю. Гладенков, С. И. Бордунов и др. — М.: Геокарт; ГЕОС, 2018. — 202 с.

10. Опорный разрез морского палеогена Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия / В. И. Волобуева, Ю. Б. Гладенков, В. Н. Беньямовский, П. С. Минюк, Н. А. Фрегатова и др. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. — 64 с.

11. Опорный разрез сенона (объяснительная записка к полевому атласу руководящей фауны сенона северо-восточной части Корьякского нагорья). Распределение фораминифер в меловых и палеогеновых отложениях. — Л., 1974. — С. 68–74.

12. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корьякскому нагорью, Сахалину и Командорских островов (утверждена МСК 28.1.1994). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. — М.: ГЕОС, 1998. — 147 с.

13. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 268 с.

14. Серова М. Я. Фораминиферы верхнего палеогена Северной Пацифики. — М.: Наука, 2001. — 214 с.

15. Фрегатова Н. А. Восточная Камчатка. Ильпинский опорный разрез // Практическое руководство по микрофауне. Т. 8: Фораминиферы кайнозоя / науч. ред. Э. М. Бугрова — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. — С. 148–154.

16. Atlas of Eocene planktonic foraminifera / P. N. Pearson, R. K. Olsson, B. T. Huber, C. Hemleben, W. A. Berggren // Cushman Foundation Special Publication. — 2006. — N 41. — 513 p.

17. Tappan H. Cretaceous biostratigraphy of northern Alaska // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. — 1960. — Vol. 40, N 3. — P. 273–297.
 18. Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska: Part 3. Cretaceous foraminifera // *United States Geological Survey Professional Paper*. — 1962. — N 236. — 209 p.
-
1. Bugrova E. M. Experience of inter-series correlation of Paleogene deposits of the North-East of Russia. *General Strat. Scale and methodological problems of development of regional stratigraphic scales of Russia*. VSEGEI. 2016. Pp. 28–30. (In Russian).
 2. Vasilenko L. V., Dundo O. P., Ermakov B. V., Ustinov N. V. Characteristic foraminifer complexes of Cretaceous deposits of the Koryak Highland. *Stratigraphy and lithology of Cretaceous. Paleogene and Neogene deposits of the Koryak-Anadyr region*. Leningrad, 1974. Pp. 23–30. (In Russian).
 3. Geologicheskie i bioticheskie sobytiya pozdnego eocena – rannego oligocena na territorii byvshego SSSR. Pt. I. Regional'naya geologiya verhnego eocena i nizhnego oligocena [Late Eocene – Early Oligocene geological and biotical events on the territory of the former Soviet Union. Pt. I. Regional Geology of the Upper Eocene and Lower Oligocene]. Moscow: GEOS. 1996. 314 p.
 4. Gladenkov Yu. B., Muzylev N. G., Vitukhin D., Volobueva V., Krasnyi L. L. Nannoplankton in the Paleogene of the Koryak Highland. *DAN SSSR. Ser. geol.* 1988. Vol. 299. No. 5. Pp. 1198–1201. (In Russian).
 5. Golovneva L. B., Shchepetov S. V. Floristic complexes from the Upper Cretaceous sediments of Eastern Chukotka. *Paleobotany*. 2015. Vol. 6. Pp. 14–35. (In Russian).
 6. Grinenko O. V., Sergeenko A. I., Belolyubskii I. N. Paleogen i neogen Severo-Vostoka Rossii. Regional'naya stratigraficheskaya shema paleogenovykh i neogenovykh otlozhenii Vostochnoi Yakutii i Ob'yasnitel'naya zapiska k nei [Paleogene and Neogene of the North-East of Russia. Regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits of Eastern Yakutia and an Explanatory note to it]. Yakutsk: Izd-vo YANTs SO RAN. 1998. Part I: 65 p., 20 sheets; Part II: 58 p., 35 sheets.
 7. Krashenninnikov V. A., Basov I. A. Stratigrafiya paleogenovykh otlozhenii Mirovogo okeana i korrelyatsiya s razrezami na kontinentah [Stratigraphy of Paleogene deposits in the World Ocean and correlation with sections on continents]. Moscow: Nauchnyy mir. 2007. 316 p.
 8. Margulis L. S., Agapitov D. D., Margulis E. A. et al. The first data on the Cenozoic section of the Chukchi shelf of the Bering sea. *Stratigraphy. Geological correlation*. 2011. Vol. 19. No. 2. Pp. 1–12. (In Russian).
 9. Gladenkov Yu. B., Gladenkov A. Yu., Bordunov S. I. et al. Opornyi razrez kainozoya Zapadno-Kamchatskoi strukturno-formacionnoi zony [Reference section of the Cenozoic West Kamchatka structural-formational zone]. Moscow: GEOKART; GEOS. 2018. 202 p.
 10. Volobueva V. I., Gladenkov Yu. B., Ben'yamovskii V. N., Minyuk P. S., Fregatova N. A. et al. Opornyi razrez morskogo paleogena Dal'nego Vostoka (p-ov Il'pinski). Pt. 1 Stratigrafiya [Reference section of the marine Paleogene of the Far East (Ilpinsky peninsula). Pt. 1. Stratigraphy]. Magadan: SWKNII DWO RAN. 1994. 64 p.
 11. Opornyi razrez senona (ob'yasnitel'naya zapiska k polevomu atlasu rukovodystshei fauny senona severo-vostochnoi chasti Koryakskogo nagor'ya). Raspredelenie foraminifer v melovykh i paleogenovykh otlozheniyah [The supporting section of the Senon (explanatory note to the field Atlas of the leading fauna of the Senonien of the North-Eastern part of the Koryak Highlands). Distribution of foraminifers in Cretaceous and Paleogene deposits]. Leningrad. 1974. Pp. 68–74.
 12. Resheniya rabochih Mezhdomstvennykh regional'nykh stratigraficheskikh soveshanii po paleogenu i neogenu vostochnykh raionov Rossii – Kamchatki, Koryakskomu nagor'yu, Sakhalinu i Komandorskiy ostrovov (utverzhdena MSK 28.I.1994). Ob'yasnitel'naya zapiska k stratigraficheskim shemam [Decisions of the working Interdepartmental regional stratigraphic meetings on Paleogene and Neogene of the Eastern regions of Russia – Kamchatka, the Koryak plateau, Sakhalin and the Commander Islands (approved by the ISC 28.I.1994). Explanatory note to stratigraphic schemes. Moscow: GEOS. 1998. 147 p.
 13. Resheniya Tret'ego Mezhdomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshaniya po dokembriyu, paleozoyu i mezozoyu Severo-Vostoka Rossii (Sankt-Peterburg, 2002) [Decisions of the Third Interdepartmental regional stratigraphic meeting on the Precambrian, Paleozoic and Mesozoic of the North-East of Russia (Saint-Petersburg, 2002)]. Eds. by T. N. Koren, G. V. Kotlyar. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 268 p.
 14. Serova M. Ya. Foraminifery verhnego paleogena Severnoi Pacifici [Foraminifers of the Upper Paleogene of Northern Pacifica]. Moscow: Nauka. 2001. 214 p.
 15. Fregatova N. A. Vostochnaya Kamchatka. Il'pinskiy opornyi razrez. Prakticheskoe rukovodstvo po mikrofaune. Vol. 8: Foraminifery kainozoya [East Kamchatka. Ilpin supporting section. Guidebook of microfauna. Vol. 8. Cenozoic foraminifers]. Scient. ed. E. M. Bugrova. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2005. Pp. 148–154.
 16. Pearson, P. N., Olsson, R. K., Huber, B. T., Hemleben, C., Berggren, W. A. 2006: Atlas of Eocene planktonic foraminifera. *Cushman Foundation Special Publication*. 41. 513 p.
 17. Tappan, H. 1960: Cretaceous biostratigraphy of northern Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 40. 3. 273–297.
 18. Tappan, H. 1962: Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. *United States Geological Survey Professional Paper*. 3. 209 p.

Бугрова Элеонора Михайловна — доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, консультант, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Eleonora_Bugrova@vsegei.ru>

Гульпа Игорь Владимирович — вед. геолог, АО «Северо-Восточное производственное геологическое объединение» (АО «СВПГО»). Ул. Дзержинского 6, Магадан, 685000, Россия. <igor_g2002@inbox.ru>

Bugrova Eleonora Michailovna — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Consultant, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Eleonora_Bugrova@vsegei.ru>

Gulpa Igor Vladimirovich — Leading Geologist, Joint-Stock Company “North-East industrial-geological Association” (JSC “SVPGO”). 6 Dzerzhinsky, Magadan, 685000, Russia. <igor_g2002@inbox.ru>

Золото в морской воде докембрийских океанов: применимость к формированию золоторудных месторождений

Во время осадконакопления и диагенеза морские углеродистые отложения адсорбируют золото из морской воды и оно входит в осадочный пирит начиная с 3,5 млрд лет. Золотом были обогащены воды мезо- и неоархейских океанов в несколько раз больше по сравнению с современными океанами. Содержание Au в водах океанов уменьшилось, особенно после действия глобального окислительного события в палеопротерозое, и затем медленно снова возросло в неопротерозое (от 800 до 520 млн лет). В архее и протерозое содержание золота в морской воде коррелируется со временем распространения высокомагнезиальных базальтов, коматитов и черных сланцев в зеленокаменных поясах. Возрастание в земной атмосфере кислорода комбинируется с низким фоном золота в коматитах и Mg-базальтах, которые ранее были причинами обогащения морской воды золотом. Этим подтверждается также отсутствие или незначительное распространение месторождений золота в период 1600–800 млн лет, которое может быть объяснено низкими уровнями содержания золота в морской воде океанов в течение этого возрастного периода.

Ключевые слова: золото в докембрийской морской воде, протерозойское размещение месторождений Au, базальты, коматиты.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Gold in the seawater of Precambrian oceans: application to Au deposits formation

Oceanic carbonaceous deposits adsorb gold from seawater during sedimentation and diagenesis, and Au has formed part of sedimentary pyrite starting from 3.5 Ga. Water of the Meso- and Neoarchean oceans contained several times more Au than modern oceans. Au grade in the water of the oceans decreased, particularly after a global oxidative event in the Paleoproterozoic, and then slowly increased again in the Neoproterozoic (from 800 to 520 Ma). In the Archean and Proterozoic, the Au grade in the seawater is correlated with the time of the distribution of high-Mg basalts, komatiites and black shales in greenstone belts. Oxygen increase in the Earth's atmosphere is combined with a low Au background in komatiites and Mg basalts, which previously enriched the seawater with gold. This is also indicated by the absence or insignificant amount of gold deposits in the period of 1600–800 Ma, which can be explained by low Au grade in the water of the oceans during this age period.

Keywords: Au in Precambrian seawater, Proterozoic distribution of Au deposits, basalt, komatiite.

Как цитировать эту статью: Турченко С. И. Золото в морской воде докембрийских океанов: применимость к формированию золоторудных месторождений // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 76–81.

Введение. За последние 50 лет исследования о происхождении золоторудных месторождений были сосредоточены на трех главных источниках Au: фельзитовые магмы; высвобождение Au из глубинной коры (15–20 км) во время метаморфизма пород в условиях зеленосланцевой и нижней части амфиболитовой фаций; из мантии. Золото из осадочных пород, особенно углеродистых сланцев, недавно стало рассматриваться как альтернативный источник для некоторых месторождений Au [19, 21]. В этих моделях источником Au была морская вода или же растворимые комплексы Au и абсорбция его на органике, гидроксилах Fe, Mn и глинах

при росте сингенетического или диагенетического пирита [24].

Золото в осадочном пирите как источник сведений о его содержании в морской воде и растворимые химические соединения Au. Экспериментальные и природные наблюдения показывают, что следовые элементы (СЭ) и Au абсорбируются из морской воды во время роста пирита под влиянием диагенеза пород на морском дне. Уровень обогащения СЭ контролируется количеством пирита и количеством СЭ в морской воде [9, 14]. Эти исследования показали, что при постоянном количестве пирита в сланцах

(1–4 вес. %) состав СЭ в осадочном пирите пропорционален порядку его содержания в породе и, соответственно, концентрации СЭ в морской воде. Концентрация СЭ в пирите осадочного генезиса положительно коррелируется с составом глобальной океанической воды, при этом СЭ в пирите на 5–8 порядков выше, чем в сосуществующей морской воде. Например, содержание Au в осадочном пирите из басс. Кариоко в Венесуэле (313 ppb) по отношению к воде современного океана (0,02 ppb) [16] дает фактор концентрации, равный 107 для Au в осадочном пирите по сравнению с морской водой. Таким образом, анализируя содержание Au в осадочном пирите в любое время истории развития Земли, можно указать порядок его концентрации в морской воде с течением времени. Однако необходимо отметить, что различные осадочные области могли иметь разные условия химизма и значение фактора 107 нельзя принимать как абсолютно точное для разных участков Земли. Р. Р. Лэрджи и соавторы [20] установили, что процессы диагенеза не повлияли на изменения порядка значений содержания СЭ в осадочном пирите. Однако метаморфизм, который являлся причиной перекристаллизации пирита и превращения его в пирротин, мог сопровождать изменения в концентрации СЭ, включая золото.

Существовало очень мало данных, но все же предполагалось, что содержание Au в океанах прошлого было глобально однородным в каком-либо временном интервале. Вместе с тем, современные исследования показали, что, например, в северной части Тихого океана средние значения содержания Au в морской воде составляют 0,03 ppb с ранжированием от 0,01 до 0,06 ppb [16]. Эти данные также показали слабое различие в содержаниях этого элемента между глубинными и мелководными частями океана, хотя в прибрежных частях достигали обычных значений в 0,04 ppb, и золото присутствует либо в растворе, либо как наночастицы. К. К. Фэнклер и Дж. М. Эдмонд [15] сравнили содержание Au в океанических профилях Северной Атлантики и Севера Тихого океана и нашли мало различий, ранжируемым от 0,01 до 0,03 ppb. Как было установлено этими авторами, постоянство содержания Au в водах океанов существовало на протяжении 1000 лет, и оно оказалось меньше для одних элементов — Mo 760, As 39, Se 26, Cu 5 тыс. лет, и больше для других — Co 340, Hg 350 и Te 100 лет. Более высокие концентрации Au в морских водах наблюдались все же вблизи континентальных границ и особенно в речных системах по сравнению с открытым океаном [3].

В гидротермальных рудообразующих флюидах Au присутствует преимущественно в виде

растворимых ионов и представлено в морской воде смесями растворимых комплексных соединений, коллоидов, наночастиц, адсорбированных на глинах, или как Au-органические комплексы. Ранние исследования были сфокусированы на хлоридных комплексах золота, например: AuCl_4 и AuCl_2 как главных химических соединениях в океанах [18], но более поздние термодинамические исследования показали, что именно $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})$ является стабильным веществом в современном окисленном океане [25]. В речных системах Au переносится в виде суспензированного и коллоидного состояния [3]. Для сравнения, канадские реки имеют концентрацию Au от 2 до 4700 ppb, а с воды океанов — Au около 0,02 ppb [15]. Реки, дренирующие золоторудные провинции, имеют наивысшие концентрации Au. Н. А. Чибисов [6] отметил средние содержания Au в 10 ppb в р. Колыма, дренирующей Колыма-Индиго-Индигирскую Au-рудную провинцию и выносящей около 4 т Au в год в Северный Ледовитый океан. Золото переносилось в виде частиц суспензии размером ≤ 20 до 30 μm , которые отлагались в дельте реки и на шельфе океана. Эти наблюдения показывают, что реки, дренирующие рудные районы, переносят частицы золота чаще, чем растворимые соединения Au. Это означает, что большая часть золота, поступающая в океаны реками, отлагается на континентальных шельфах и в граничных бассейнах, и только коллоидные и растворимые соединения золота поступают в воды открытых океанов.

Вклад золота в океанические воды гидротермами морского дна. Ранние исследования показали, что поток следовых элементов из рек — преобладающий источник элементов в морской воде океанов. Однако небольшое количество элементов, в частности Au, Mn, Fe, Li и Rb, имеют доминирующий вклад из гидротерм рифтовых хребтов дна океанов [12]. Поток металлов из гидротерм морского дна не очень понятен, так же как и является ли гидротермальная активность морского дна сетью источников элементов. Особенно это не ясно для золота, по которому очень мало данных. Измерения потока флюидов на 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия [15] показали значения 7 и 50 ppb Au для двух различных образцов. Эти авторы отметили, что гидротермальные флюиды морского дна обогащены в 1000 раз больше, чем морская вода. Другие работы также показали значения металлов от 50 до 1400 ppb во флюидах черных курильщиков. В таких местах современного морского дна и в древних сульфидных месторождениях, образованных в подобных обстановках, Au обычно концентрируется в сульфидах (пирите) и варьрует по содержанию от

0,02 до 28 ppm Au [13]. Частицы коллоидного пирита, халькопирита и марказита могут содержать небольшое количество Au и входить в состав железистых осадков, которое было измерено местами вдоль Срединно-Атлантического хребта и составляло по содержанию от 8 до 20 г/т золота [5]. Сродство Au с сульфидными и его относительно высокое содержание в полях вокруг сульфидных месторождений подтверждает, что большая часть Au осаждается в пределах или вокруг мест черных курильщиков. И лишь небольшая его часть распространяется в океан, где коллоидные формы Au абсорбируются на органическом веществе.

Содержание золота в первично осадочном пирите и осадочных формациях докембрия. Исследования Д. Д. Грегори и др. [10] показали, что высокий уровень осадочного пирита в черных сланцах (более 4 %) ведет к уменьшению золота в индивидуальных зернах пирита по сравнению с породами, содержащими малое количество пирита. Обогащение пирита золотом в черных сланцах архея и его минимальное обогащение в аналогичных породах позднего палеопротерозоя и неопротерозоя может быть показано на глобальных примерах. Концентрация золота в морских бассейнах, вероятно, варьировала и могла происходить, как было показано выше, из разных источников. Данные по содержанию Au в пирите из различных бассейнов осадконакопления, образованных в одно и то же время, демонстрируют, что концентрации золота в них сходны. Например, пириты из позднеархейских сланцев Западной Австралии (басс. Хамерсли, горы Макрэй в кратоне Пилбара с возрастом 2540 млн лет) и Южной Африки (басс. Трансвааль, формация Науга возраста 2521 млн лет в кратоне Каапвааль) дают значения Au в пиритах 50 и 86 ppb, соответственно [16]. Надо отметить, что кратоны Пилбара и Каапвааль в позднем архее могли составлять единый суперкратон Ваалбара, согласно А. В. Смирнову и др. [23]. В среднем протерозое концентрации золота в осадочном пирите имеют минимальные значения [16], наблюдаются в сланцах басс. Макартур (Австралия) с возрастом 1640 млн лет (8 ppb) и сравнимы с 13 ppb из пирита формации Сатка (1550 млн лет) на Южном Урале. Позднее начинается возрастание значений содержания золота в осадочном пирите от 25 до 70 ppb Au, как в сланцах пояса Белт на западе США с возрастом 1470 млн лет или формации Велкери басс. Мак-Артур в Австралии — 1360 млн лет. Ближе к возрастной границе с неопротерозоем содержание Au в пирите глинистых сланцев достигает 160 и до 580 ppb, как и в пирите формации Лилиан Центральной Австралии (1040 млн лет) и Южном Китае в формации Мейданг

(980 млн лет). Приведенные примеры показывают главные тенденции в содержаниях золота в пирите осадочных пород для разных периодов докембрийского времени при его возрастании в породах неопротерозоя, хотя бывают и исключения.

Контроль концентрации Au в морской воде из разных его источников. Главный контроль глобальных концентраций Au в морской воде осуществляется исходя из: содержания Au в породах континентального источника, который эродируется и выносит Au в океан; отношения растворимого Au к его частицам и адсорбированного Au в морской воде; концентрации Au в флюидах из гидротермальных источников морского дна; концентрации кислорода в атмосфере, воздействующего на окислительную эрозию континентальных источников Au; химических условий в океане, контролирующих растворимость комплексов Au (pH, Eh, температура, соленость, окисление) и биопродуктивности в океане, определяющей образование пирита при сульфатредукции, осаждающей Au на пирите и органике во время седиментации углеродистых илов на морском дне.

Первичным источником СЭ и Au в морской воде является континентальная эрозия, и эти элементы транспортируются в океаны речными системами в растворимой и коллоидной формах, в виде суспензированных частиц или ветровой пыли [12, 15]. Таким образом, вариации в составе и содержании Au в эродируемых породах должны иметь первичный контроль над содержанием Au в воде океанов. Большинство коровых породных типов имеют содержание Au в среднем менее 2 ppb, за исключением таких пород как углеродистые сланцы, коматииты и базальты заостроводужных бассейнов, насыщенные серой, континентальные флуд-базальты и породы расслоенных интрузий, в которых содержание Au достигает 50 ppb [17]. Вдобавок к коровым породам некоторые широко распространенные типы рудных месторождений могут быть источником Au при их эрозии. В условиях восстановления железистых вод архейских океанов гидротермальные потоки жерл черных курильщиков могли выносить больше Au по сравнению с современными ситуациями. Активные жерла черных курильщиков периодов подводно-морского вулканизма архея могли реализовать обстановки выноса Au в виде растворимых комплексов $Au(HS)_2$ в неокисленный океан и таким образом производить высокий уровень растворимого Au в морской воде вокруг жерл подводных вулканов и черных курильщиков.

Временной период максимального содержания Au в осадочном пирите (> 500 ppb) между 3000 и 2500 млн лет совпадает с возрастом проявления максимального

коматиитового вулканизма, например, на Балтийском щите [2], развитием орогенических золоторудных месторождений и массивных вулканогенных (серноколчеданных) сульфидных месторождений. Общее возрастание содержания Au в морской воде в палеопротерозое (2500–1600 млн лет) и его последующее уменьшение в средней части протерозоя (1600–1200 млн лет) отвечало вначале пикам распространения мафических пород рифтов, а в последующее время формированию осадочных эпикратонных бассейнов. Толиты (высокомагниевого базальты), обычные в рифтах палеопротерозоя, могли содержать достаточное количество Au и быть потенциальным источником Au для морской воды в палеопротерозое. Временной интервал от 1600 до 1200 млн лет был периодом низких значений содержания Au в осадочном пирите (< 50 ppb), когда редко формировались золоторудные месторождения.

Связь концентраций золота в морской воде с формированием золоторудных месторождений, характером атмосферы и океанической оксигенацией. Высокий уровень Au в морской воде мезо- и неогархей соответствует большим периодам Au рудообразования в эпикратонных осадочных бассейнах и зеленокаменных поясах. Период низких значений содержания Au в морской воде в среднем протерозое соответствовал по времени отсутствию проявления Au-рудных месторождений. Новый подъем высоких содержаний Au в морской воде отвечал второму периоду возрастания количеств золоторудных месторождений в осадочных породах. Это может объясняться двумя причинами: эрозией сформированных золоторудных провинций или источниками Au из соответствующих по времени золоторудных месторождений. Оба эти предположения возможны, так как образование золоторудных месторождений соответствует формированию их металлогенических провинций. Хотя это и не совсем так, поскольку по возрастным данным формирование извлекаемого золота в месторождениях часто бывает моложе, чем возраст вмещающих пород. Например, недавняя публикация [4] показала полигенную природу золоторудного месторождения Майское в Северной Карелии. В этой работе свинцово-изотопное исследование подтвердило архей-палеопротерозойский возраст мантийно-корового источника оруденения в Куолаярвинской провинции Карелии. Петрологическое изучение и Rb-Sr возрастные определения синрудных метасоматических изменений вмещающих пород (1460 млн лет) дали их неопротерозойский возраст, а Re-Os определение возраста перекристаллизованного золота [1] показало его девонский (390 млн лет) возраст. Также, например,

черные сланцы периода 2900–3000 млн лет басс. Витватерсранд в Южной Африке, вмещающие осадочно-морские пириты [11] со значениями содержания Au в 790 ppb, залегают в слоях стратиграфически более нижних по сравнению с главным золотоносным рифом бассейна. Поэтому поздняя эрозия месторождений золота в данном случае не могла привести к его высокому содержанию в морском осадочном пирите.

Термодинамическое моделирование [25] подтвердило, что растворение Au в архейских водах происходило при разложении соединений $Au(HS)_2$, в то время как в более окисленном фанерозойском океане более стабильным соединением было $Au(OH)(H_2O)$. В глубоководных архейских океанах преобладали железистые воды с преобладающими количествами растворимых Fe_2^+ ионов [8]. Водосодержащие сульфидные соединения и железистые воды при взаимодействии образовывали пирит. Поскольку водные Au-сероводородные соединения стабильны только в слабоокисленных и кислотных условиях pH, а Au-гидроксильные соединения растворимы в восстановительных условиях pH, требуемых для железистых вод, то глубоководные океаны даже в стороне от гидротермальных жерловых фаций, вероятно в архее, имели значительные количества растворимого Au. Однако эпизодические явления оксигенации в архейской атмосфере могли происходить и в период 3,2–2,5 млрд лет до ее глобализации [7]. Эти пульсы оксигенации могли быть короткими, но достаточными для действия химических процессов в океанах. Так, в мало- и среднеглубинных частях архейских океанов происходило восстановление водных соединений железа, которое вызывало его осаждение, и образовывались осадочные железорудные формации (BIF). Таким способом в архее образовывались локальные океанические бассейны, в частности близконтинентальные граничные бассейны, где Au концентрировалось в виде $Au(HS)_2$ соединений. Таков, вероятно, был сценарий образования басс. Витватерсранд в Южной Африке, который вмещает значительные накопления Au в период 2900–3000 млн лет. Возможно, таким же мог быть сценарий в басс. Хамерсли в Австралии периода 2700–2500 млн лет, где возрастание содержаний Au в пирите наблюдается в формации Виттенум, ассоциирующее с пульсами атмосферной оксигенации [7, 10] и отложением железорудных пород.

Пульсы атмосферной оксигенации могли также вести к окислительной эрозии обогащенных Au коматиитов и сульфидной минерализации, содержащей золото, результатом чего было возрастание уровня растворимого Au в морской воде позднеархейских океанов. Раннее глобальное окислительное событие на Земле показало незначительное

количество сульфатов в близповерхностных регионах океанов, но с преобладающим серным соединением H_2S в глубоководных частях океанов [22].

Заключение. Содержание Au в осадочном пирите достаточно хорошо отвечает его количеству в морской воде разных временных периодов. Отмечено, что морские воды архейских океанов были обогащены Au по сравнению с современными. Но это обогащение уменьшилось в палеопротерозое и вновь поднялось в позднем неопротерозое. Глобальные совпадения в периодичных тенденциях в докембрии между содержаниями Au в морской воде и отложением железорудных формаций подтвердило, что это явление руководствовалось вариациями оксигенации в системе атмосфера – океан. Содержание Au в морской воде океанов было связано с его источниками при континентальной эрозии провинций, содержащих золоторудные месторождения. Золото из морской воды океанов отлагалось вместе с органическим веществом илов и входило в состав сингенетического и диагенетического пирита. Илы в последующем литифицировались и становились Au-обогащенным источником для золоторудных месторождений. Отсутствие значимых золоторудных месторождений, например, образованных в период миллиарда лет (от 1600 до 800 млн лет) может быть объяснено низким уровнем содержания Au в морской воде океанов, что привело к отложению бедных золотом источников, таких как углеродистые сланцы.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-0001.

1. Бушмин С. А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золотокварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) / С. А. Бушмин, Б. В. Беляцкий, Р. Ш. Крымский, В. А. Глебовицкий, А. К. Буйко, Е. В. Савва, С. А. Сергеев // Докл. РАН. – 2013. – Т. 448, № 1. – С. 76–79.
2. Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере Балтийского щита). – Л.: Наука, 1989. – 143 с.
3. Некрасов И. И. Геохимия, минералогия и генезис месторождений золота. – М.: Наука, 1996. – 344 с.
4. Турченко С. И., Гороховский Б. М. Полигенная природа золоторудного месторождения Майское (Северная Карелия): геологические и изотопные свидетельства // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 74. – С. 43–48.
5. Черкасов Г. А. Геохимия металлоносных осадков областей рудообразования в океане // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки в океане / ред. И. С. Грамберг, А. И. Айнемер. – СПб.: Недра, 1992. – С. 138–142.
6. Чибисов Н. А. Миграция золота в водах рек, дренирующих Колыма-Индигоирский регион // Гео-

- логия и полезные ископаемые Якутской АССР. – 1964. – Т. 6. – С. 112–128.
7. Anbar A. D., Duan Y., Lyons T. W. et al. A whiff of oxygen before the great oxidation event? // Science. – 2007. – Vol. 317. – P. 1903–1906.
 8. Canfield D. E., Poulton S. W., Knoll A. H. et al. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry // Science. – 2008. – Vol. 321. – P. 949–952.
 9. Gregory D. D., Meffre S., Large R. R. Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor Estuary // American Mineralogist. – 2014. – Vol. 99. – P. 633–644.
 10. Gregory D. D., Large R. R., Halpin J. A. et al. The chemical conditions of the late Archean Hamersley basin inferred from whole rock and pyrite geochemistry with $\delta^{33}S$ and $\delta^{34}S$ isotope analyses // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2015. – Vol. 149. – P. 223–250.
 11. Guy B. M., Beukes N. J., Gutzmer J. Paleo-environmental controls on the texture and chemical composition of pyrite from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoproterozoic Witwatersrand Supergroup, South Africa // South African Journal of Geology. – 2010. – Vol. 113. – P. 195–228.
 12. Elderfield H., Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1996. – Vol. 24. – P. 191–224.
 13. Hannington M. D., de Ronde C. D., Petersen S. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems // Economic Geology. – 2005. – Vol. 100. – P. 111–141.
 14. Huerta-Diaz M. A., Morse J. W. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1992. – Vol. 56. – P. 2681–2702.
 15. Falkner K. K., Edmond J. M. Gold in seawater // Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – Vol. 98. – P. 208–221.
 16. Johnson K. S. Chemical Sensor Group // The Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI): [Website]. URL: <http://www.mbari.org/chemsensor/summary.html> (дата обращения: 8.04.2019).
 17. Keays R. R., Scott R. B. Precious metals in ocean-ridge basalts; implications for basalts as source rocks for gold mineralization // Economic Geology. – 1976. – Vol. 71. – P. 705–720.
 18. Krauskopf K. B. The solubility of gold // Economic Geology. – 1951. – Vol. 46. – P. 858–870.
 19. Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia // Economic Geology. – 2007. – Vol. 102. – P. 1233–1267.
 20. Large R. R., Halpin J. A., Danyushevsky L. V. et al. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution // Earth and Planetary Science Letters. – 2014. – Vol. 389. – P. 209–220.
 21. Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Craw D. et al. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand // Economic Geology. – 2006. – Vol. 101. – P. 1525–1546.
 22. Planavsky N. J., McGoldrick P., Scott C. T. et al. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean // Nature. 2011. – Vol. 477. – P. 448–451.
 23. Smirnov A. V., Evans D. A. D., Ernst R. E. et al. Trading partners: tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn // Precambrian Research. – 2013. – Vol. 224. – P. 11–22.
 24. Tomkins A. G. A biogeochemical influence on the secular distribution of orogenic gold // Economic Geology. – 2013. – Vol. 108. – P. 193–197.
 25. Vlassopoulos D., Wood S. A. Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of

gold in aqueous solution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 1990. — Vol. 54. — P. 3–12.

1. Bushmin S. A., Belyatskiy B. V., Krymskiy R. Sh., Glebovitskiy V. A., Buyko A. K., Savva E. V., Sergeev S. A. The isochronous Re-Os age of gold in the gold-quartz gold deposit Mayskoye (North Karelia, Baltic Shield). *Doklady Rossijskoj Akademii Nauk*. 2013. Vol. 448. No. 1, pp. 76–79. (In Russian).
2. Vrevskiy A. B. Petrologiya i geodinamicheskie rezhimy razvitiya arkhayskoy litosfery (na primere Baltiyskogo shchita) [Petrology and geodynamic regimes of the development of the Archean lithosphere (on the example of the Baltic Shield)]. Leningrad. 1989. 143 p.
3. Nekrasov I. I. Geokhimiya, mineralogiya i genezis mestorozhdeniy zolota [Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits]. Moscow. 1996. 344 p.
4. Turchenko S. I., Gorokhovskiy B. M. Poligennaya priroda zolotorudnogo mestorozhdeniya Mayskoe (Cevernaya Kareliya): geologicheskie i izotopnye svidetel'stva. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2018. No. 74, pp. 43–48. (In Russian).
5. Cherkasov G. A. Geochemistry of metal-bearing sediments in ore formation areas in the ocean. *Hydrothermal sulfide ores and metal-bearing sediments in the ocean*. Eds. by I. S. Gramberg, A. I. Aynemer. St. Petersburg. 1992. Pp. 138–142. (In Russian).
6. Chibisov N. A. Gold migration in the waters of rivers draining the Kolyma-Indigirka region. *Geology and minerals of the Yakut Autonomous Soviet Socialist Republic*. 1964. Vol. 6, pp. 112–128. (In Russian).
7. Anbar, A. D., Duan, Y., Lyons, T. W. et al. 2007: A whiff of oxygen before the great oxidation event? *Science*. 317. 1903–1906.
8. Canfield, D. E., Poulton, S. W., Knol, A. H. et al. 2008: Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*. 321. 949–952.
9. Gregory, D. D., Meffre, S., Large, R. R. 2014: Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor Estuary. *American Mineralogist*. 99. 633–644.
10. Gregory, D. D., Large, R. R., Halpin, J. A. et al. 2015: The chemical conditions of the late Archean Hamersley basin inferred from whole rock and pyrite geochemistry with $\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$ isotope analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 149. 223–250.
11. Guy, B. M., Beukes, N. J., Gutzmer, J. 2010: Paleoenvironmental controls on the texture and chemical composition of pyrite from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology*. 113. 195–228.
12. Elderfield, H., Schultz, A. 1996: Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*. 24. 191–224.
13. Hannington, M. D., de Ronde, C. D., Petersen, S. 2005: Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology*. 100. 11–141.
14. Huerta-Diaz, M. A., Morse, J. W. 1992: Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56. 2681–2702.
15. Falkner, K. K., Edmond, J. M. 1992: Gold in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*. 98. 208–221.
16. Johnson, K. S. Chemical Sensor Group. *The Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI)*: [Website]. URL: <http://www.mbari.org/chemsensor/summary.html> (8.04.2019).
17. Keays, R. R., Scott, R. B. 1976: Precious metals in ocean-ridge basalts; implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Economic Geology*. 71. 705–720.
18. Krauskopf, K. B. 1951: The solubility of gold. *Economic Geology*. 46. 858–870.
19. Large, R. R., Maslennikov, V. V., Robert, F. et al. 2007: Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*. 102. 1233–1267.
20. Large, R. R., Halpin, J. A., Danyushevsky, L. V. et al. 2014: Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*. 389. 209–220.
21. Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D. et al. 2006: Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Economic Geology*. 101. 1525–1546.
22. Planavsky, N. J., McGoldrick, P., Scott, C. T. et al. 2011: Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean. *Nature*. 477. 448–451.
23. Smirnov, A. V., Evans, D. A. D., Ernst, R. E. et al. 2013: Trading partners: tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn. *Precambrian Research*. 224. 1–22.
24. Tomkins, A. G. 2013: A biogeochemical influence on the secular distribution of orogenic gold. *Economic Geology*. 108. 193–197.
25. Vlassopoulos, D., Wood, S. A. 1990: Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54. 3–12.

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

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

А. А. КИРСАНОВ, К. Л. ЛИПИЯЙНЕН, М. Ю. СМОРНОВ,
Г. А. КИРСАНОВ, И. О. СМОРНОВА, В. О. ПАВЛОВА (ВСЕГЕИ)

Выявление площадей, перспективных на золотое оруденение, на основе результатов обработки аэро- и космических гиперспектральных данных

Изложены основные этапы технологии обработки и анализа гиперспектральных данных при поисках полезных ископаемых. Приведены примеры использования гиперспектральных данных (аэро- и космических) для выявления зон гидротермально-метасоматических изменений горных пород, перспективных на золотое оруденение на Суеткинской (Республика Алтай) и Многовершинной площадях (Амурская область).

Ключевые слова: гиперспектральные данные, ASTER, минералы-индикаторы, гидротермальные изменения пород, золотое оруденение.

A. A. KIRSANOV, K. L. LIPIYAYNEN, M. YU. SMIRNOV,
G. A. KIRSANOV, I. O. SMIRNOVA, V. O. PAVLOVA (VSEGEI)

Identification of areas perspective for gold mineralization based on results of airborne and satellite hyperspectral data processing

Main stages of technology of processing and analysis of hyperspectral data for mineral exploration are described. Examples of hyperspectral data (airborne and satellite) application to identify zones of hydrothermal-metasomatic alterations of rocks, perspective for gold mineralization in the Suetkinskaya area (Altai Republic) and Mnogovershinnaya area (Amur region) are given.

Keywords: hyperspectral data, ASTER, indicator minerals, hydrothermal alteration of rocks, gold mineralization.

Как цитировать эту статью: Кирсанов А. А. Выявление площадей, перспективных на золотое оруденение, на основе результатов обработки аэро- и космических гиперспектральных данных / А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, М. Ю. Смирнов, Г. А. Кирсанов, И. О. Смирнова, В. О. Павлова // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 82–90.

Введение. В России в условиях труднодоступности большей части территории суши требуется применение новых передовых технологий с использованием современных данных дистанционного зондирования Земли. Одним из перспективных направлений повышения эффективности прогнозно-поисковых работ на твердые полезные ископаемые (золото, серебро, платина, медь, уран, полиметаллы и др.) является применение инновационных технологий с использованием данных нового поколения — материалов космо- и аэрогиперспектральной съемки. В настоящее время наиболее доступны японские космические данные ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer), характеристики которых приведены в таблице.

Основы использования гиперспектральных данных для картирования минералов. Технологии основаны на построении изображений

земной поверхности в каждом из узких интервалов (около 10 нм), регистрируемого спектра электромагнитных волн как отраженного, так и собственного теплового излучения природных объектов. Гиперспектральные изображения используются для определения и картирования минералов по их спектрам, которые показывают отражение материала вдоль амплитуды волны. Многие минералы имеют уникальный спектр отражения и поглощения в различных спектральных диапазонах и могут быть выделены по этим спектрам (рис. 1, 2). При этом на изображении регистрируется смешанный сигнал от всех минералов, входящих в каждый пиксел. Спектры минералов отличаются большим разнообразием и определяются химическим составом и структурой минерала — типом кристаллической решетки. Использование материалов гиперспектральных съемок при прогнозно-поисковых работах заключается

Спектральные диапазоны данных ASTER

Система	Номер канала	Спектральный диапазон, мкм	Цвет	Пространственное разрешение, м
VNIR (видимые и БИК)	1	0,52–0,60	Зеленый	15
	2	0,63–0,69	Красный	
	3	0,76–0,86	Ближний ИК	
SWIR (ИК)	4	1,60–1,70	Средний ИК	30
	5	2,145–2,185		
	6	2,185–2,225		
	7	2,235–2,285		
	8	2,295–2,365		
TIR (тепловой)	9	2,36–2,43		
	10	8,125–8,475	Дальний ИК	90
	11	8,475–8,825		
	12	8,925–9,275		
	13	10,25–10,95		
	14	10,95–11,65		

в возможностях диагностики по спектральным характеристикам отдельных индикаторных минералов или минеральных ассоциаций для выявления большинства рудных объектов.

Околорудные изменения рудовмещающих пород. Принимая во внимание то, что рудные компоненты во многих типах месторождений составляют лишь незначительные проценты общей массы, индикаторами рудных тел также являются околорудные изменения рудовмещающих пород, которые могут быть зафиксированы на материалах гиперспектральных съемок. Тесная генетическая связь рудообразования с гидротермально-метасоматическими процессами установлена многими исследованиями и отражена в многочисленных публикациях. В последний период наиболее полно и обстоятельно эти вопросы рассмотрены в монографии Е. В. Плющева, В. В. Шатова и С. В. Кашина «Металлогения гидротермально-метасоматических образований» [6]. О значимости околорудных изменений еще в середине XX в. писали Н. Н. Курек и Н. И. Наковник, отмечая, что горные породы, метасоматически измененные в результате магматогенных рудоотлагающих процессов, составляют особую группу минеральных образований, имеющую важное поисковое значение [2]. Процессы, вызывающие появление этих пород, носят названия, соответствующие образующимся породам (грейзенизация, скарнирование, пропилизация, березитизация, листвинитизация) или развивающимся в породах характерным минералам (окварцевание, серицитизация,

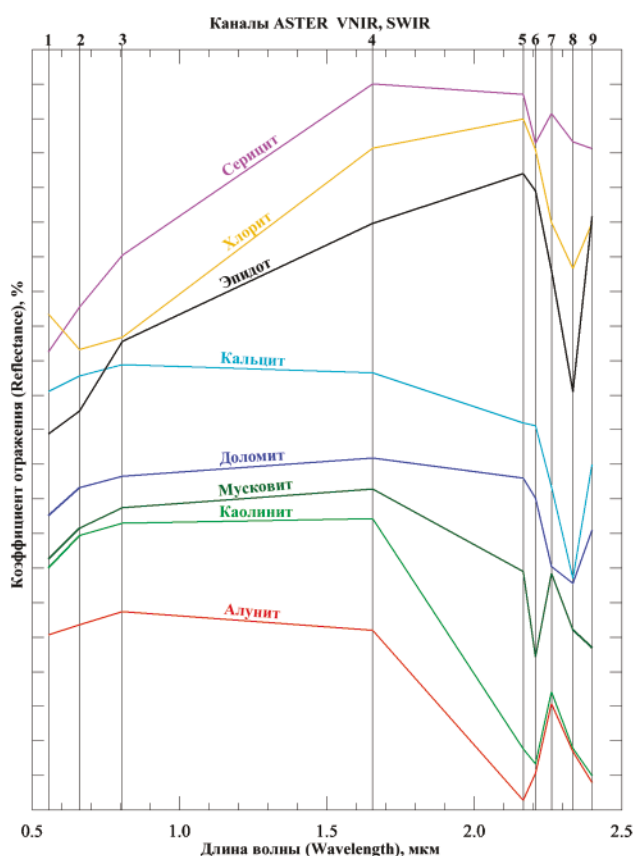


Рис. 1. Спектры минералов алунит, доломит, кальцит, каолинит, мусковит, серпентин, хлорит и эпидот в соответствии с VNIR и SWIR каналами КС ASTER

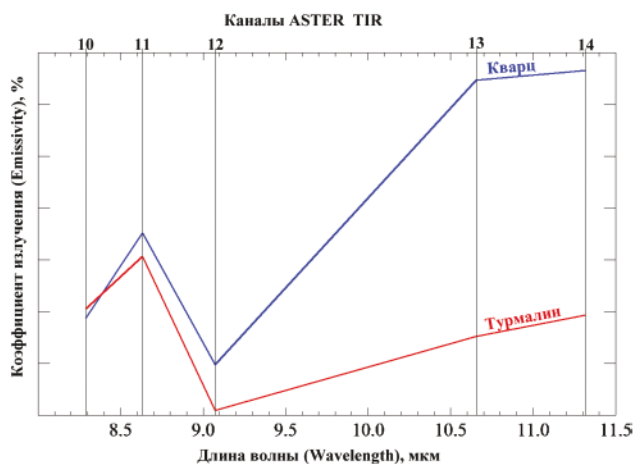


Рис. 2. Спектры минералов кварца и турмалина в соответствии с TIR каналами КС ASTER

хлоритизация, серпентинизация, карбонатизация, баритизация, каолинизация и проч.). Метасоматически измененные породы относятся к признакам, наиболее тесно связанным с эндогенными минеральными месторождениями. Они прежде всего являются продуктами постмагматических пневматолитовых или гидротермальных процессов, которые могут как сопровождать формирование промышленных месторождений, так

и протекать без образования последних. С другой стороны, можно утверждать, что всякое эндогенное месторождение минерального сырья сопровождается метасоматическими изменениями вмещающих пород [2, 6]. К минералам-индикаторам околорудных изменений рудовмещающих пород, которые фиксируются на гиперспектральных изображениях, относятся альбит, алунит, барит, гипс, карбонаты, каолинит, монтморииллонит, кварц, окислы и гидроокислы железа, сульфиды, серпидит, хлорит, эпидот и ряд других минералов.

Задача картирования минералов-индикаторов по данным спектрометрии состоит в определении ассоциации минералов, т. е. минерального состава горных пород по их спектральным характеристикам или, в терминах обработки изображений, построения такого выходного результирующего изображения, в котором яркости каждого пикселя соответствует значение картируемого признака.

Основные этапы технологии обработки и анализа гиперспектральных данных для выявления зон гидротермально-метасоматических изменений горных пород. Опытные-методические работы по использованию аэро- и космических гиперспектральных данных с целью выявления зон околорудных изменений горных пород, перспективных на золотое оруденение, проведены на Суеткинской площади (Республика Алтай) по договору с ООО «Горно-Алтайская экспедиция». В исследованиях использованы гиперспектральные космические данные ASTER и аэрогиперспектральные снимки, которые были получены видеоспектрометром «Фрегат», в 128 спектральных каналах в диапазоне 0,4–1,0 мкм; со спектральным разрешением — 3,6 нм. Во время полевых работ проведены маршрутные наблюдения, в ходе которых с использованием спектрометра FieldSpec 3 проводилось спектрометрирование горных пород, в том числе с участками околорудных изменений. В результате работ в 53 точках наблюдения по данным полевого спектрометрирования получен 141 спектр горных пород, на базе которых создавалась библиотека спектров минералов и горных пород.

Исследования проводились в соответствии с технологией обработки аэро-космических гиперспектральных данных, разработанной в центре дистанционных методов природоресурсных исследований ВСЕГЕИ, на основе программного продукта ENVI с использованием библиотеки спектров минералов и горных пород, полученных в полевых условиях или в лаборатории.

Процесс исследований включал ряд последовательных технологических операций: создание гиперспектральной дистанционной основы (ГДО); анализ карт (геологической,

геохимической, полезных ископаемых), а также объяснительной записки к ним и других источников информации с целью получения сведений о геологическом строении изучаемой площади и имеющихся и прогнозируемых полезных ископаемых в ее пределах; выбор наиболее информативных минералов-индикаторов рудных зон и околорудных изменений горных пород; подбор из библиотек спектров минералов-индикаторов; выбор методов обработки ГДО видимого, ближнего инфракрасного и инфракрасного теплового диапазонов; обработка ГДО в информативных спектральных каналах; создание схем пространственного распределения минералов-индикаторов; выявление площадей, перспективных на поиски полезных ископаемых, с использованием карт геологического содержания.

Разработанная технология обработки ГДО позволяет получить *вероятностную* схему распространения индикаторных минералов рудных залежей и ассоциированных с ними околорудных изменений, благоприятных для локализации оруденения на исследуемой территории. Фигуративные точки минералов-индикаторов, как правило, неравномерно рассеяны по площади, образуя комплексные ореолы и локальные группировки в различных сочетаниях — *комплексные спектрометрические аномалии*¹. Исследования показали, что в поле фигуративных точек какого-либо минерала-индикатора возможны ложные «аномалии», появление которых может быть связано, например, с наличием техногенных объектов. Такие «аномалии» выбраковываются при дальнейших построениях.

Также необходимо отметить, что применение данной технологии имеет определенные ограничения в районах со сплошным растительным покровом, который является маскирующим фактором, в той или иной степени влияющим на характер интегральной спектральной кривой каждого пикселя гиперспектрального изображения (снимка) и, как следствие, снижающим достоверность результата.

Примеры использования технологии обработки и анализа гиперспектральных данных для выявления площадей, перспективных на золотое оруденение. Во ВСЕГЕИ по заданию Роснедра проводятся работы в рамках ГДП-200 в различных регионах России по картированию на основе данных ASTER минералов-индикаторов оруденения на территориях, перспективных для какого-либо вида или комплекса полезных ископаемых.

¹ Под комплексными спектрометрическими аномалиями понимаются участки локализации (или компактные ореолы) фигуративных точек минералов-индикаторов (рудных и нерудных), слагающих залежи полезных ископаемых и околорудных изменений или их ассоциаций в различных сочетаниях, которые позволяют получить *вероятностную* картину распространения рудных объектов на территории.

На 90 площадях в различных регионах России с применением разработанной технологии диагностики минералов-индикаторов оруденения по комплексу признаков намечены прогнозные участки, перспективные на выявление различных рудных полезных ископаемых. Результаты исследований были представлены на международных и российских конгрессах и конференциях [1, 4, 5, 7].

Примером использования технологии применения аэро- и космических гиперспектральных данных являются работы на Суеткинской площади, в пределах которой развит в основном холмисто-грядовый рельеф и находятся значительные участки, лишенные растительности или с редкой травянистой растительностью и закрытые сельскохозяйственными угодьями

Для Суеткинской площади были определены следующие минералы-индикаторы: кварц, кальцит, пирит, серицит, адуляр, гидрокарбонаты меди (азурит, малахит) и ассоциации: кварц-лимонит-гематит, березитовая (кварц-серицит-пирит), сульфидная.

По материалам обработки ГДО (по данным ASTER) была составлена схема минералов-индикаторов зон гидротермально-метасоматически измененных горных пород м-ба 1 : 50 000. В результате ее анализа были намечены площади для проведения работ с использованием материалов проведенной гиперспектральной аэросъемки в 128 спектральных каналах. Обработка ГДО (по данным аэросъемки) проводилась с использованием спектральной библиотеки, созданной по материалам полевого спектрометрирования.

Результатом работ явилась карта-схема минералов-индикаторов зон гидротермально-метасоматически измененных горных пород, перспективных на золотое оруденение, с выделением 18 площадей, рекомендуемых для постановки поисковых работ, м-ба 1 : 10 000 (рис. 3). Прогнозные участки выделялись по комплексу признаков и на основании анализа: схемы зон околорудных изменений горных пород, составленной по результатам обработки ГДО м-ба 1 : 10 000; карты аномалий золота во вторичных ореолах рассеяния (м-ба 1 : 50 000); карты аномалий меди, свинца и цинка во вторичных ореолах рассеяния (м-ба 1 : 50 000); карты аномалий серебра, мышьяка и сурьмы во вторичных ореолах рассеяния (м-ба 1 : 50 000).

По результатам анализа были выделены три группы:

1. Участки 1-й очередности по совпадению площадей с зонами околорудных изменений горных пород; участков повышенных концентраций золота; полиметаллов; серебра, мышьяка и сурьмы.

2. Участки 2-й очередности по совпадению площадей с зонами околорудных изменений

горных пород; участков повышенных концентраций золота.

3. Участки 3-й очередности намечены только на площадях, отобранных по результатам обработки аэрогиперспектральных данных и отображенных на схеме зон околорудных изменений горных пород.

Достоверность прогноза нуждалась в заверке традиционными наземными поисковыми методами и была подтверждена в ходе поисковых работ ООО «Горно-Алтайская экспедиция».

В качестве примера также приведены результаты исследований территории на севере Нижнего Приамурья (площадь Многовершинная) от южной оконечности хр. Мавечан и горных массивов Многовершинный и Орел на севере до холмисто-увалистых предгорий и оз. Орель на юге, которая является важной составной частью Нижнеамурского золотоносного района [3]. К настоящему времени здесь известны несколько промышленных россыпей золота и одно коренное месторождение, а также около 20 проявлений. Кроме того, установлены проявления медных, медно-молибденовых и свинцовых руд. Все коренные месторождения золота по генезису — гидротермальные и гидротермально-метасоматические и относятся к золото-кварцевой формации. Пространственно они тесно связаны с выходами магматических пород, разрывными нарушениями и зонами гидротермальных изменений. Вмещающие породы прорваны дайками, сложенными породами пестрого петрографического состава (андезиты, гранит-порфиры и т. п.). Они подвергнуты гидротермальным изменениям — окварцеванию, серицитизации, пропилитизации (ассоциация эпидот + хлорит + серицит + кварц +/- рудные минералы в различных сочетаниях), грейзенизации (ассоциация кварц + слюда + турмалин +/- рудные минералы) и проч. Гидротермально измененные породы приурочены к разрывам и образуют рудные зоны. Осевое положение этих зон занимают жильные тела кварца и кварц-серицитовых пород, которые несут основную золотую минерализацию. Кроме того, в составе рудных тел присутствуют серебро, пирит, блеклые руды, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит и другие соединения. Таким образом, основными минералами-индикаторами коренной золотоносности являются кварц, серицит, турмалин, сульфиды, эпидот и хлорит.

Специализированная компьютерная обработка ГДО позволяет получить вероятностную схему распределения минералов-индикаторов рудных тел и ассоциированных с ними околорудных изменений, благоприятных для золоторудной минерализации на площади Многовершинная. Фигуративные точки минералов образуют на ряде участков комплексные

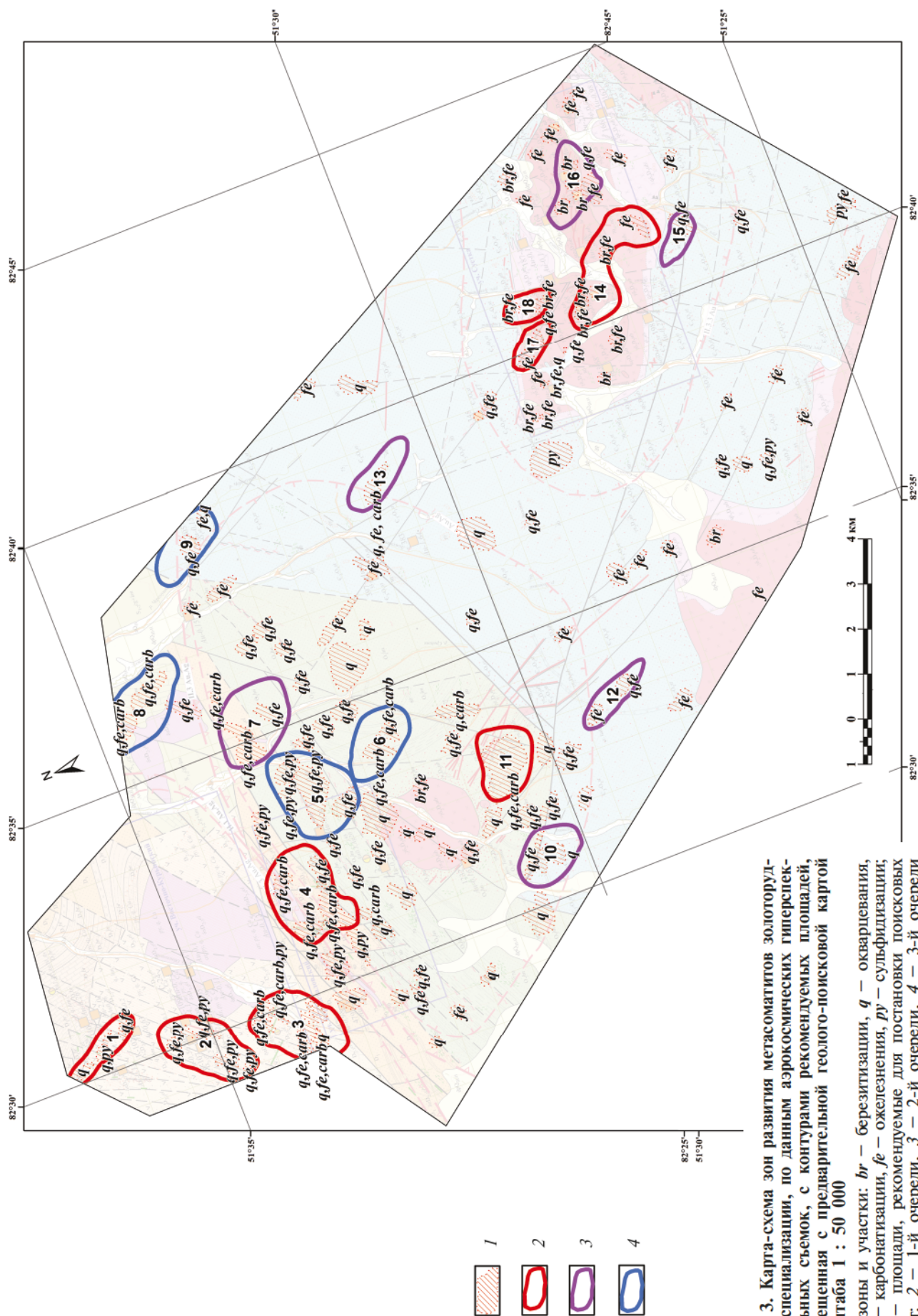


Рис. 3. Карта-схема зон развития метасоматитов золоторудной специализации, по данным аэрокосмических гиперспектральных съемок, с контурами рекомендуемых площадей, совмещенная с предварительной геолого-поисковой картой масштаба 1 : 50 000

1 – зоны и участки: *br* – березитизации, *q* – окварцевания, *carb* – карбонатизации, *fe* – ожелезнения, *py* – сульфидизации; 2–4 – площади, рекомендуемые для постановки поисковых работ: 2 – 1-й очереди, 3 – 2-й очереди, 4 – 3-й очереди

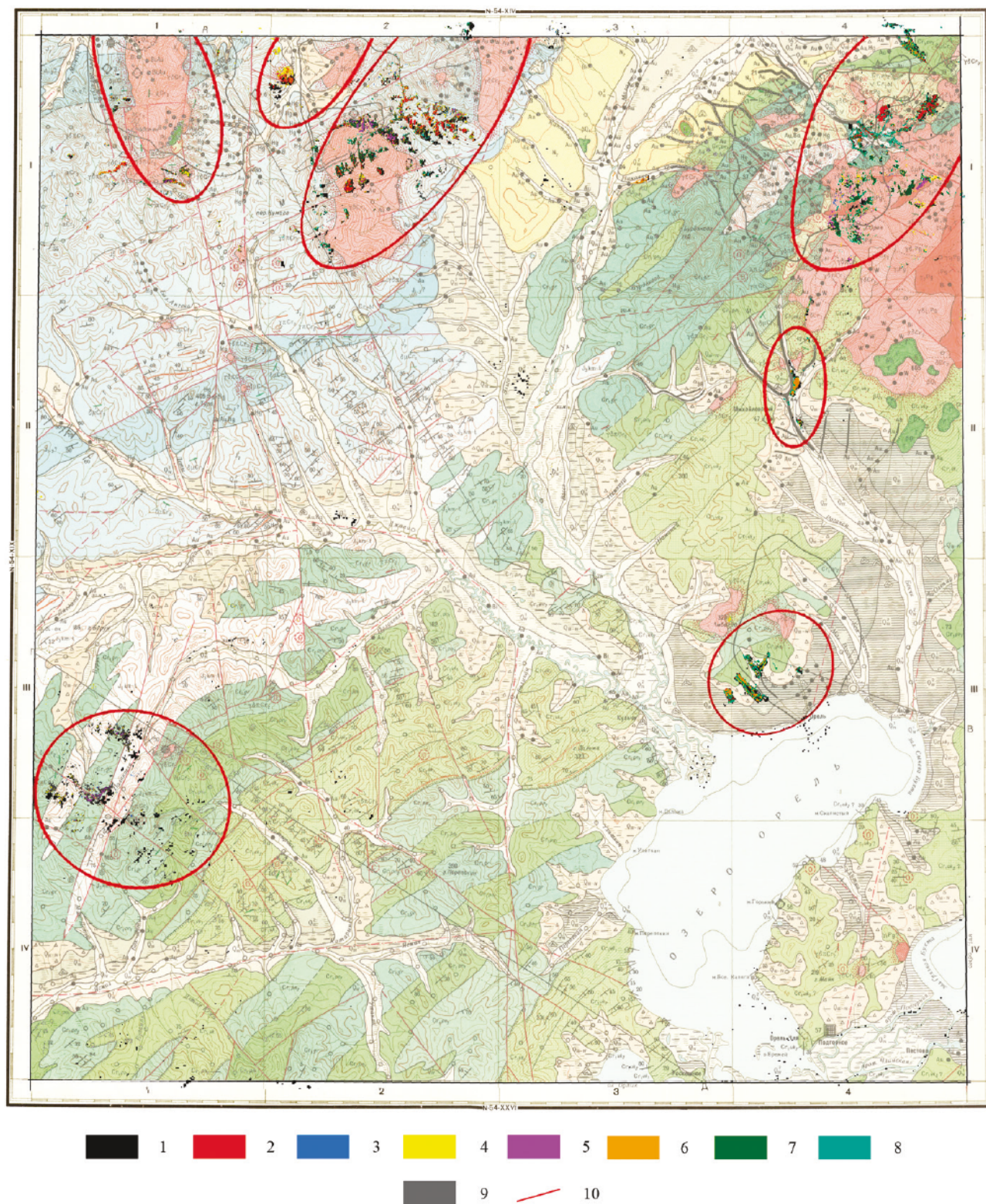


Рис. 4. Схема прогнозных площадей, перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых, совмещенная с картой полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 [3]

1 – кварц, 2 – серицит, 3 – эпидот, 4 – хлорит, 5 – турмалин, 6 – пирит, 7 – халькопирит, 8 – арсенопирит, 9 – молибденит, 10 – прогнозные площади. Остальные усл. обозн. см. на Карте полезных ископаемых, лист N-54-XX, масштаб 1 : 200 000 (М.: ВАНПО «Аэрогеология», 1975)

ореолы и локальные группировки в различных комбинациях — комплексные спектрально-метрические аномалии.

На исследуемой площади выделено семь таких ореолов (рис. 4). Четыре из них расположены на севере территории. Первый ореол приурочен к гранодиоритовому массиву горы Чадайн (высота 971 м), второй расположен на правом и левом берегах р. Чадай, третий охватывает водораздел р. Чадай и долины р. Ул. Все три участка имеют схожее геологическое строение. Интрузии позднемеловых гранодиоритов

прорывают нижне-среднеюрские терригенные отложения, в их экзо- и эндоконтактовых зонах отмечены золоторудные — кварцевые жилы с золотом (и медно-молибденовые — кварцевые жилы с сульфидами) проявления, участки гидротермально-метасоматических изменений пород — окварцевание, серицитизация, в первом и третьем ореолах отмечается грейзенизация и локальная пропилитизация, также имеются шлиховые ореолы золота и геохимический ореол меди. Четвертый ореол приурочен к горным массивам Многовершинный и Орел

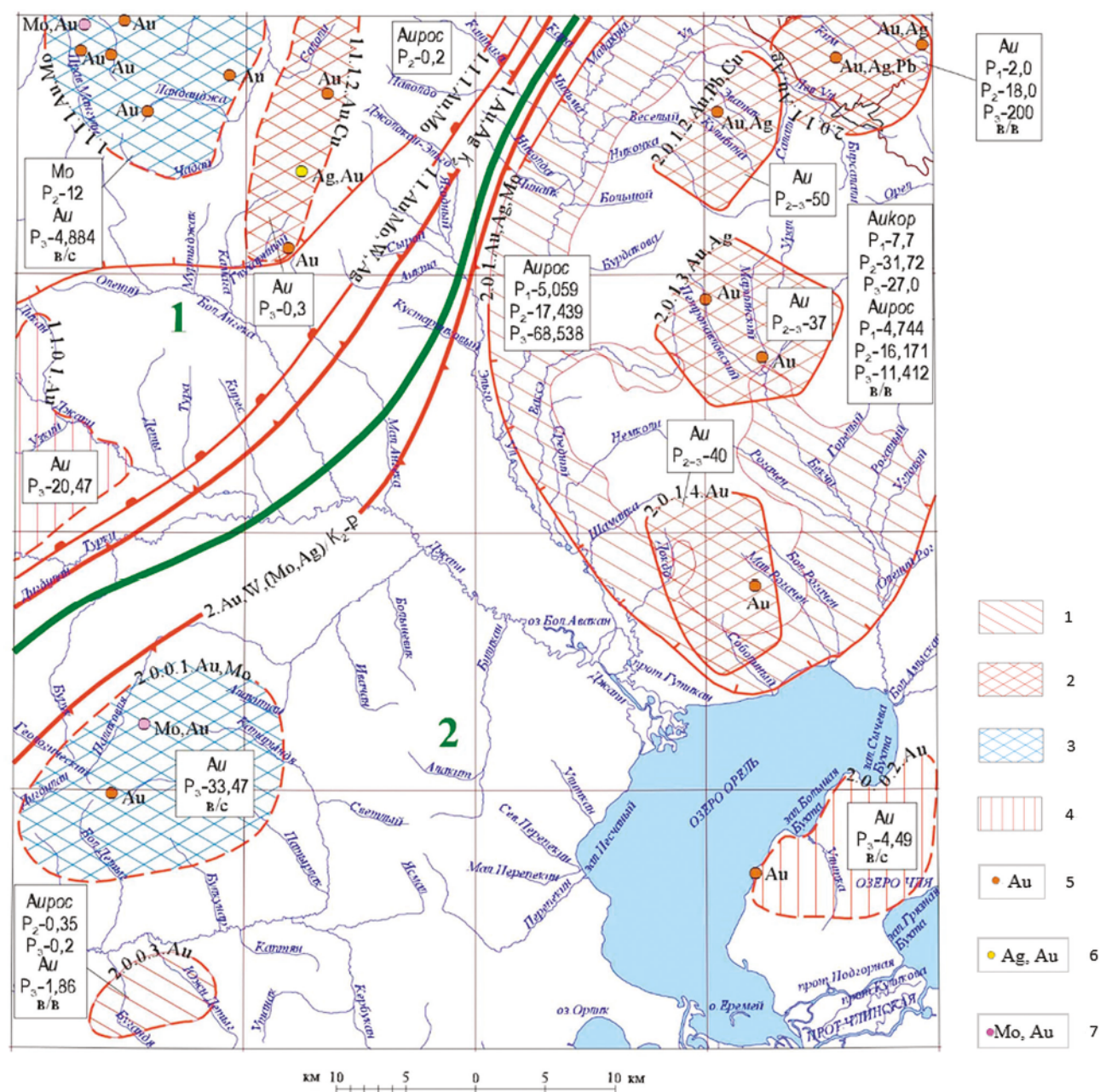


Рис. 5. Схема минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых

1-4 — рекомендуемые виды геологоразведочных работ, специализированные на выявление: 1 — поисковые 1-й очереди — золотых близповерхностных и глубокозалегающих россыпей, 2 — поисковые и поисково-оценочные 1-й очереди — коренных месторождений золота и серебра, 3 — поисковые и поисково-оценочные 1-й очереди — коренных месторождений золота и молибдена, 4 — поисковые 2-й очереди — коренных месторождений золота; 5-7 — перспективные проявления: 5 — золота (Au), 6 — серебра, золота (Ag, Au), 7 — молибдена, золота (Mo, Au)

(высота 1097 м). Участок имеет сложное геологическое строение: гранитоидные тела и жильные образования пестрого петрографического состава позднемелового (и палеогенового) возраста прорывают толщи верхнеюрских и нижнемеловых терригенных отложений, верхнемеловых лав умеренно-кислого и среднего составов. Интенсивно проявлены разрывная тектоника и приуроченные к разрывам гидротермально-метасоматические изменения пород — окварцевание, серицитизация, пропилитизация, грейзенизация, сопровождающиеся сульфидной минерализацией, также отмечается образование вторичных кварцитов. Вулканогены, в разной степени затронутые процессами пропилитизации, превращены в эпидот-хлоритовые, хлорит-карбонатные, хлорит-карбонат-серицитовые, реже в кварц-серицитовые породы, терригенные отложения — в серицит-кварцевые и кварцитовидные (окварцованные или превращенные во вторичные кварциты), реже в кварц-турмалиновые породы или грейзенизированные. На этом участке расположено золоторудное месторождение Многовершинное с многочисленными кварцево-жильными рудопроявлениями и пунктами благороднометалльной минерализации, имеются золотые россыпи и геохимический и шлиховой ореолы. Пятый ореол расположен в верховьях р. Бекча и ее притоков. В геологическом отношении этот участок представляет собой шток и дайки гранодиоритов, прорывающие терригенные породы нижнего мела, здесь имеется крупные золотые россыпи и кварцево-жильное золоторудное (с сульфидами) проявление. Шестой ореол локализован на северном берегу оз. Орель (гора Амбарга, высота 323 м). По геологическому строению участок аналогичен предыдущему, имеются золотоносные россыпи и шлиховой ореол. Источник золота, вероятно, — сульфидно-кварцевые жилы. Последний седьмой ореол фигуративных точек кварц-сульфидной с молибденитом минерализации расположен у западной рамки площади в верховьях рек Палаковля и Бурук и приурочен к полю распространения верхнеюрских и нижнемеловых терригенных отложений, прорванных в северо-восточной части штоком гранодиоритов. Интенсивно выражена разрывная тектоника, отмечаются окварцевание пород и хлорит-кварцевые и кварц-турмалиновые жильные (?) образования с молибденитом. Золоторудное проявление локализовано в штокверковой зоне кварцевых прожилков с сульфидами, медно-молибденовое проявление — в гидротермалитах зоны дробления на контакте гранодиоритового штока.

В результате исследований создана схема перспективных на золотое оруденение прогнозных площадей, построенная на основе учета комплекса гиперспектральных характеристик ассоциаций индикаторных минералов

(рис. 4). Проведенный анализ полученных материалов, геолого-геохимических и минералогических данных показал, что прогнозные площади, выявленные по результатам обработки ГДО, совпадают с выделенными независимо от наших исследований перспективными участками на Схеме минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых, составленной по данным полевых и геохимических работ (Ю. Ю. Юрченко, 2016) (рис. 5).

Заключение. Опыт проведенных работ доказывает, что использование данных ASTER является эффективным инструментом при прогнозировании и на начальных стадиях поиска месторождений, обеспечивая убедительной информацией о распределении минералов-индикаторов оруденения на изучаемой территории. Более достоверные результаты достигаются при комплексировании космических данных ASTER с данными, полученными авиационными и наземными гиперспектрометрами. Использование разработанной технологии обработки и анализа комплекса гиперспектральных данных дает возможность на ранних стадиях геологоразведочного процесса выявлять потенциально перспективные участки, что позволяет существенно снизить себестоимость работ за счет локализации районов поисков полезных ископаемых.

1. Выявление площадей, перспективных на поиски твердых полезных ископаемых, по данным обработки аэро- и космических гиперспектральных данных / А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, В. О. Павлова, Г. А. Кирсанов, М. Ю. Смирнов // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов: Сб. тезисов докл. VII науч.-практич. конф. — М.: ЦНИГРИ, 2017. — С. 23.

2. Измененные околорудные породы и их поисковое значение: Сборник статей / ред. Н. Н. Курек. — М.: Госгеолтехиздат, 1954. — 270 с.

3. Карта полезных ископаемых. Лист N-54-XX. Масштаб 1 : 200 000. — М.: ВАНПО «Аэрогеология», 1975.

4. Опыт выявления гидротермально-метасоматических изменений горных пород на основе обработки данных гиперспектральных съемок / А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, В. О. Павлова, Г. А. Кирсанов, М. Ю. Смирнов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, природных и антропогенных объектов): Тезисы докл. Тринадцатой Всерос. конф. — М.: ИКИ, 2015. — С. 353. URL: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=109&thesis=5360 (дата обращения: 21.01.2019).

5. Опыт применения аэро- и космических гиперспектральных данных при решении геологоразведочных задач / А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, М. Ю. Смирнов, В. О. Павлова // Новые технологии обработки и использования данных дистанционного зондирования Земли в геологоразведочных работах и при ведении мониторинга опасных геологических

процессов: Материалы Второй Междуна- р. конф. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. — С. 25–28.

6. Плюшев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — 560 с. — (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия; т. 354).

7. Kirsanov A. A., Petrov O. V., Morozov F. F., Lipiyainen K. L., Smirnov M. Yu. Utilization of ASTER hyperspectral data during prospecting for solid // Proc. of 34 International geological congress. — Brisbane, Australia, 2012. URL: <http://www.34igc.org/scientific-themes-symposia.php> (дата обращения 21.01.2019).

1. Kirsanov A. A., Lipiyaynen K. L., Pavlova V. O., Kirsanov G. A., Smirnov M. Yu. Identification of areas perspective for the search for solid minerals, according to the processing of airborne and satellite hyperspectral data. *Scientific and methodological foundations of the forecast, prospecting and evaluation of deposits of noble, non-ferrous metals and diamonds Collection of abstracts of the VII scientific-practical conference*. Moscow: TsNIGRI. 2017. Pp. 23. (In Russian).

2. Izmenennyye okolorudnyye porody i ikh poiskovoye znachenie: Sbornik statey [Modified surroundings and their search value: Collection of articles]. Ed. by N. N. Kurek. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1954. 270 pp.

3. Karta poleznykh iskopaemykh. List N-54-XX. Masshtab 1 : 200 000 [Map of minerals. Sheet N-54-XX.

Scale 1:200,000]. Moscow: VANPO «Aerogeologiya». 1975.

4. Kirsanov A. A., Lipiyainen K. L., Pavlova V. O., Kirsanov G. A., Smirnov M. Yu. Experience in identifying hydrothermal-metasomatic changes in rocks based on data processing of hyperspectral surveys. *Modern Problems Remote sensing of the Earth from space (physical principles, methods and technologies for monitoring the environment, natural and man-made objects): Abstracts of the Thirteenth All-Russian Conference*. Moscow: IKI. 2015. Pp. 353. URL: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/the-sisshow.aspx?page=109&thesis=5360 (21.01.2019). (In Russian).

5. Kirsanov A. A., Lipiyaynen K. L., Smirnov M. Yu., Pavlova V. O. Experience of using airborne and satellite hyperspectral data when solving geological exploration tasks. *New technologies for processing and using Earth remote sensing data in geological exploration and monitoring of hazardous geological processes: Proceedings of the Second International Conference*. St. Petersburg: VSEGEI. 2014. Pp. 25–28. (In Russian).

6. Plyushchev E. V., Shatov V. V., Kashin S. V. Metallogeniya gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic formations]. St. Petersburg: VSEGEI. 2012. 560 p.

7. Kirsanov, A. A., Petrov, O. V., Morozov, F. F., Lipiyaynen, K. L., Smirnov, M. Yu. 2012: Utilization of ASTER hyperspectral data during prospecting for solid. *Proc. of 34 International geological congress*. Brisbane. Australia. URL: <http://www.34igc.org/scientific-themes-symposia.php>. (21.01.2019).

Кирсанов Александр Андреевич — канд. географ. наук, директор, Центр дистанционных методов природоресурсных исследований ВСЕГЕИ¹. <Aleksandr_Kirsanov@vsegei.ru>

Липийайнен Константин Львович — зам. директора, Центр дистанционных методов природоресурсных исследований ВСЕГЕИ¹. <Konst_Lipiyaynen@vsegei.ru>

Смирнов Михаил Юрьевич — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Mikhail_Smirnov@vsegei.ru>

Кирсанов Георгий Александрович — зав. сектором, ВСЕГЕИ¹. <Georgy_Kirsanov@vsegei.ru>

Смирнова Ирина Олеговна — канд. географ. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Irina_Smirnova@vsegei.ru>

Павлова Виктория Олеговна — науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Victoria_Pavlova@vsegei.ru>

Kirsanov Alexandr Andreevich — Candidate of Geographical Sciences, Director, Center for Remote Methods of Natural-Resources Research of VSEGEI¹. <Aleksandr_Kirsanov@vsegei.ru>

Lipiyaynen Konstantin Lvovich — Deputy Director, Center for Remote Methods of Natural-Resources Research of VSEGEI¹. <Konst_Lipiyaynen@vsegei.ru>

Smirnov Mikhail Yuryevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹. <Mikhail_Smirnov@vsegei.ru>

Kirsanov Georgy Aleksandrovich — Head of Sector, VSEGEI¹. <Georgy_Kirsanov@vsegei.ru>

Smirnova Irina Olegovna — Candidate of Geographical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Irina_Smirnova@vsegei.ru>

Pavlova Victoria Olegovna — Researcher, VSEGEI¹. <Victoria_Pavlova@vsegei.ru>

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

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

С. И. ТРУШИН (АО «ПОЛИМЕТАЛЛ УК»),
В. Е. КИРИЛЛОВ (Хабаровский филиал АО «ПОЛИМЕТАЛЛ УК»),
Д. С. БУХАНОВА, В. М. ЧУБАРОВ (ИВиС ДВО РАН)

Минералогические особенности золотых руд Албазинского и Ульбанского рудных районов (Хабаровский край)

Рассматриваются петрографические и минералогические особенности золотосодержащих околорудно-измененных пород и руд Албазинского месторождения и рудопроявлений Ульбанского вулканогена (Хабаровский край, районы П. Осипенко и Тугуро-Чумиканский). Их рудные объекты располагаются в различных геолого-структурных обстановках: вулканических породах (рудопроявление Трудное), корнях палеовулканоаппаратов (месторождение Албазино), интрузивных породах (рудопроявление Ягодное). Отмечаются основные рудные минералы месторождения и проявлений, онтогенетическая последовательность их образования и элементный состав. Определяется формационная принадлежность околорудных метасоматитов и руд, приводится типизация руд золота.

Ключевые слова: Хабаровский край, месторождение Албазино, проявления золота, околорудные метасоматиты, золото-серебряная формация, минеральный тип, геохимический тип, золото, сульфидные минералы.

S. I. TRUSHIN (JSC "POLYMETAL UK"),
V. E. KIRILLOV (Khabarovsk branch JSC "POLYMETAL UK"),
D. S. BUKHANOVA, V. M. CHUBAROV (IVS FEB RAS)

Mineralogical features of gold ores from the Albazinsky and Ulbansky ore districts (Khabarovsk Territory)

The paper deals with petrographic and mineralogical features of gold-bearing changed country rocks and ores of the Albazinskoe deposit and Ulbansky volcanogen ore occurrences (Khabarovsk Territory, P. Osipenko and Tuguro-Chumikansky districts). Ore targets of the studied areas are located in different geological settings: in volcanic rocks (Trudnoe ore occurrence), in roots of paleovolcanoes (Albazino deposit), in intrusive rocks (Yagodnoe ore occurrence). Main ore minerals of the deposit and occurrences, the ontogenetic succession of their formation and the elemental composition are given. The formation affinity of near-ore metasomatites and ores is determined, the typification of gold ores is given.

Keywords: Khabarovsk Territory, Albazino deposit, gold occurrences, near-ore metasomatites, Au-Ag formation, mineral type, geochemical type, gold, sulphide minerals.

Как цитировать эту статью: Трушин С. И. Минералогические особенности золотых руд Албазинского и Ульбанского рудных районов (Хабаровский край) / С. И. Трушин, В. Е. Кириллов, Д. С. Буханова, В. М. Чубаров // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 91–97.

В настоящей работе впервые рассматриваются петрографические, минералогические и геохимические особенности околорудных метасоматитов и руд Албазинского рудно-рассыпного узла и Ульбанского рудно-рассыпного района Хабаровского края.

Золоторудное месторождение Албазино [4] находится на правом берегу р. Амгунь в районе им. П. Осипенко, в настоящее время разрабатывается АО «Полиметалл». Итканский потенциально рудный район располагается севернее в междуречье Ульбан и Сыран в Тугуро-Чумиканском районе (рис. 1), характеризуется рядом

золото-серебряных рудопроявлений, часть которых рассматривается как перспективные.

Цель работы — уточнение вещественного состава рудоносных пород района, определение их формационной принадлежности и типа руд.

Из всех рудных объектов месторождение Албазино изучено наиболее детально. Исследование шлифов выполнялись минералогами ОАО «Полиметалл», Санкт-Петербургского университета с использованием микроскопов Polam и Leica Microsystem CMS GmbH. Кроме того, учитывались данные изучения руд, выполненные в Северо-Восточном комплексном НИИ (микро-

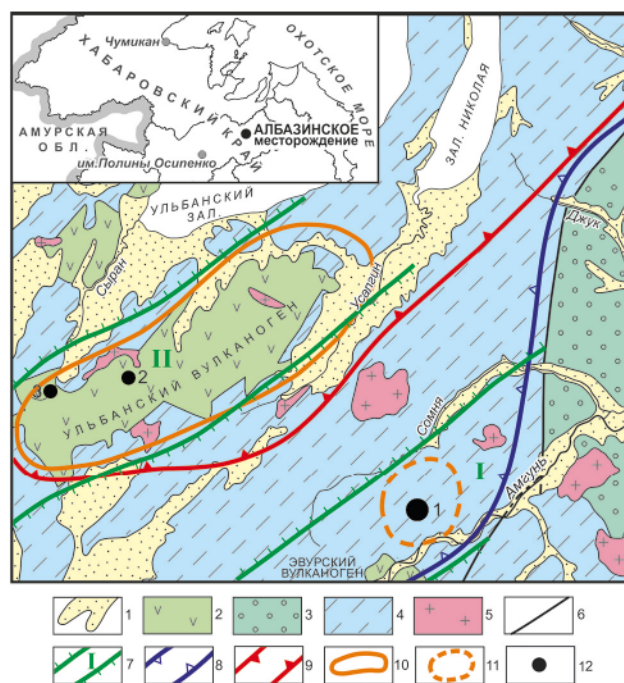


Рис. 1. Геологическая карта района месторождения Албазино

1 – четвертичные аллювиальные образования; 2 – верхне-меловые вулканогенные породы; 3 – нижнемеловые терригенные породы; 4 – юрские преимущественно терригенные образования; 5 – интрузии гранитоидов; 6 – наиболее крупные разломы; 7–9 – границы: горст-антиклинорий Омальского – I и Ульбанского – II (7), Амуро-Охотской минерагенической провинции (8), Ульбанской минерагенической области (9); 10, 11 – рудно-россыпные Итканский район (10) и Албазинский узел (11); 12 – золоторудные объекты: Албазинское месторождение (1), рудопроявление Трудное (2), проявление Ягодное (3)

рентгеноспектральный анализ рудных минералов, количественный спектральный анализ золота), ЗАО «Полиметалл Инжиниринг» (вещественный состав, химический анализ) и электронной микроскопии Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИВиС ДВО РАН), микроскоп TescanVega 3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max.

Район Албазинского рудного поля в пределах одноименного рудно-россыпного узла принадлежит Ульбанскому террейну Монголо-Охотского орогенного пояса [9] и располагается вблизи восточной границы Амуро-Охотской минерагенической провинции (рис. 1).

В геологическом строении района принимают участие два структурно-формационных комплекса, которым соответствуют геосинклинальный и орогенный структурные этажи. Нижний этаж сложен смятыми в региональные складки северо-восточного простирания осадочными отложениями триасово-юрского возраста. Верхний этаж сформирован породами верхнемелового возраста, входящими в состав эвурского и ульбанского вулканических комплексов.

Омальский горст-антиклинорий, в пределах которого расположено Албазинское рудное поле,

сложен терригенными образованиями (песчаниками, алевролитами) с участием пород вулканогенно-кремнистой формации. На крыльях антиклинория местами сохранились покровные образования Эвурского вулканогена. В пределах рудного поля среди терригенных пород отмечаются многочисленные интрузивные штоки и дайки сложной морфологии, представляющие собой корневые части палеовулканических структур. По аэромагнитным и геологическим данным, на площади месторождения предполагается наличие глубоко эродированной кальдеры компенсационного типа.

Итканский рудный район расположен в междуречье Ульбан и Сыран, находится в пределах Ульбанской минерагенической области Амуро-Охотской минерагенической провинции [7] и охватывает Ульбанский горст-антиклинорий, соответствующий одноименной палеовулканической зоне поздне-мелового возраста (рис. 1). В бортовых частях горст-антиклинорий ограничены разломами северо-восточного простирания, в составе нижней части вулканогенного разреза преобладают андезиты, а в верхней – дациты. Вулканические образования относятся к покровной, экструзивной, дайковой и субвулканической фациям.

Гидротермально-метасоматические и рудные образования. Гидротермальные изменения в пределах Албазинского рудного поля проявились масштабно и генетически связаны с поздне-меловой вулканоплутонической деятельностью. Метасоматиты относятся к аргиллизитовой, пропилитовой и березитовой формациям и развиваются по дайковым и осадочным породам. Перечисленные формации сменяют друг друга по вертикали и латерали и могут накладываться друг на друга. Объем пород, подвергшийся метасоматическому преобразованию в пределах рудного поля, оценивается в 4–5 км³.

Для Албазинского рудного поля установлена следующая последовательность образования изменений: 1) пропилитизация 1 по спилитам; 2) аргиллизация 1, пропилитизация 2 и березитизация; 3) жильная стадия, проявившаяся в центральных частях зон березитов. Продуктивная рудная стадия связана с образованием кварцевых и кварц-карбонатных прожилков, которые образуют линейные штокверки в березитах.

Пропилиты не являются окolorудными породами, распространены по дайкам среднего, реже гранодиоритового составов и в спилитах, представлены низкотемпературной карбонат-хлоритовой фацией.

Аргиллизиты не являются окolorудными породами и распространены по периферии ореолов березитов. В дайках умереннокислого состава аргиллизация проявилась в образовании смешанослойного минерала (гидрослюда – монтмориллонит), кварца и каолинита, а в дайках среднего состава – монтмориллонита и брейнерита. В терригенных породах аргиллизация проявилась

в замещении глинистыми минералами полевых шпатов, а также автоморфно с появлением агрегатов глинистых минералов.

Березиты являются основным типом околорудных изменений. Они образуют вытянутый в северо-западном направлении ореол протяженностью более 3 км, шириной 0,7–1,2 км и площадью более 3 км², фиксирующий полями повышенных концентраций калия (1,6–2,4 %) и урана (2–4 г/т). Ореол приурочен к основной рудоконтролирующей структуре северо-западного простирания (Албазинская система разломов), а также к меридиональным разломам (зоны Анфисинская, Ольгинская и Екатерининская). Типоморфный минеральный парагенезис березитов — тонкочешуйчатый серицит-мусковит и гидросерицит, микрозернистые кварц, альбит, хлорит, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит) и пирит. Светлослюдистые минералы составляют до 35 % объема пород, кварц 35–55 %, карбонаты 8–9 %. Сульфидная минерализация отмечается как по массе, так и в кварц-карбонатных прожилках.

Степень изменений пород от 5–10 до 70–80 % и более. Характерно избирательное изменение пород в зависимости от их состава и тектонической нарушенности. Дайки гранитоидов изменены более всего (более 80 % объема дайковых пород). Тектонически нарушенные дайки изменяются по всему объему, что свидетельствует о том, что они служили проводниками движения гидротермальных растворов. В зависимости от состава даек характер изменений может несколько варьировать. Так, для измененных диоритов более, чем для кислых пород, характерно образование альбита, карбоната, хлорита и лейкоксена; для даек кислого состава обычно образование кварца, серицита, серицит-мусковита.

При березитовых изменениях новообразованные минералы развивались как автоморфно, так и псевдоморфно. Обычно полевые шпаты замещались серицитом, кварцем, карбонатом, а темноцветные минералы — карбонатом, хлоритом и лимонитом.

В целом последовательность изменения породы при березитизации может быть представлена следующей схемой: 1) серицит + кварц; 2) хлорит + карбонат; 3) прожилки кварцевого, кварц-карбонатного состава с сульфидами и золотом. Березитизация сопровождалась перераспределением первоначально органогенного углеродистого вещества в породах с образованием его прожилков и просечек в алевролитах (особенно часто), песчаниках (до 7–20 % их объема) и дайках в их контактовых частях. В недиагностированном перераспределенном углистом веществе содержания С составляет 80,73–92,42 и S 0,53–1,4 %.

В зонах разрывных нарушений и метасоматоза породы разбиты многочисленными трещинами с кулисообразными и сетчатыми прожилками, просечками кварцевого, халцедонового, кварц-карбонатного, карбонатного и другого более сложного состава с участием серицита и суль-

фидов. Перечисленные прожилки распространены во всех типах стратифицированных пород, независимо от их состава, но обращает на себя внимание, что кварцевые прожилки чаще распространены в песчаниках и дайках умереннокислого состава, а карбонатные — в спилитах, кремнисто-глинистых породах и алевролитах. Зоны прожилкования образуют рудоносные линейные штокверки мощностью от первых метров до 15–25 м.

Метасоматическая латеральная зональность в метасоматитах выражается в усилении степени изменений от периферических частей метасоматических колонок (в них проявлена хлоритизация полевых шпатов, частичное замещение плагиоклазов альбитом и слюдой) к центральным (полнопроявленные березитовые метасоматиты с увеличением роли кварца и карбоната, с жильными новообразованиями и рудной минерализацией).

Количество сульфидов в неокисленных рудах варьирует от 2 до 6 %, они образуют рассеянную вкрапленность или мелкие гнезда, просечки, приуроченные к кварцевым, кварц-карбонатным прожилкам, а также участкам массивного окварцевания (рис. 2, а, б). Представлены они пиритом и арсенопиритом, остальные сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин, блеклая руда) присутствуют в незначительном количестве. Вышеописанные минералы часто встречаются вместе и иногда образуют совместные сростания (рис. 2, б). Заметно реже отмечаются молибденит, киноварь, антимонит, пираргирит и бурнонит. В ограниченных количествах встречаются гидротетит, касситерит, вольфрамит, шеелит, стибнит, самородные золото, серебро и электрум. К редким минералам руд относятся хромшпинелид, клиноцоизит, рутил, барит, фторапатит, флюорит, титанит, ковеллин и малахит. Выявлены сульфид-антимониты свинца — джемсонит и гетероморфит [3]. В количестве двух зерен в одной из проб установлена платина.

Текстуры руд прожилково-вкрапленные, вкрапленные и брекчиевидные, структуры метасоматические.

По данным оптических и микронзондовых исследований, самородное гипогенное золото встречается в виде микроскопических и тонкодисперсных выделений в тесной ассоциации с арсенопиритом, блеклой рудой (серебросодержащим тетраэдритом — фрейбергитом), реже с кварцем и карбонатом, в единичных случаях с халькопиритом.

Самородное золото преимущественно сростается с арсенопиритом, который является на месторождениях подобного типа наиболее золотоконцентрирующим сульфидным минералом [10]. Среди агрегатов арсенопирита оно выполняет интерстиции между его идиоморфными кристаллами, цементирует раздробленные зерна, фиксируется на границе сростания кристаллов арсенопирита с жильным кварцем и карбонатом, отмечается в виде включений раз-

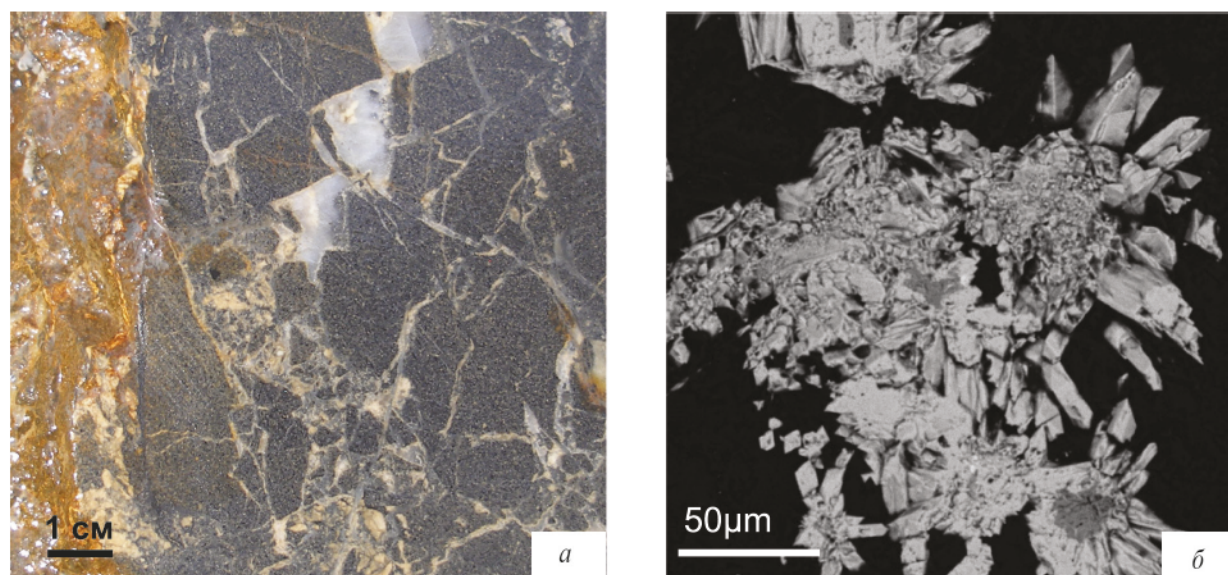


Рис. 2. Оруденелый (Au 16,7 г/т) мелкозернистый песчаник с участками микробрекчий на кварцевом цементе и кварц-карбонатными прожилками, в левой части образца распространены лимонитизация и сульфидизация (а); кварцевый прожилок с сульфидной минерализацией в окварцованном дацитовом порфире. Совместное сростание золотосодержащего арсенопирита, пирита и блеклой руды (б)

нообразной формы и размера в его зернах. Часть золота содержится в арсенопирите в субмикроскопической форме. Золото замещает фрейбергит с образованием сложных структур прорастания. Единичные мельчайшие частицы золота обнаружены в халькопирите, в сростаниях с пиритом и в нерудных минералах.

Форма крупных золотинок преимущественно неправильная, реже встречаются кристаллы кубоктаэдрического габитуса, проволоковидные, крючковидные и в виде губчатых пластин. Форма мелких золотинок округлая, каплевидная, прожилковидная. Размер частиц золота варьирует от < 1 мкм до 0,4 мм, преобладающий размер микроскопических выделений 0,05–0,2 мм, тонкодисперсных 1–20 мкм.

Местами отмечается перекристаллизация выделений золота, вызванная термальным воздействием пострудных даек. Кроме того, устанавливается гранулированная, полигонально-зерни-

стая структура золотинок с более низкой пробностью в их центральных частях и более высокой во внешних, что может быть связано с процессами гипергенеза.

В зоне окисления золото освобождается из сульфидов, приобретает самородную форму с окружением из лимонитовой рубашки.

Содержание (мас. %): Ag в золотинах 18,4–23,9, Au 75,9–81,6 (табл. 1), т. е. пробность золота выше, чем на «классических» золото-серебряных вулканогенных месторождениях. По классификации Н. В. Петровской [6], оно относится к относительно низкопробному.

Содержание ртути в рудном золоте не превышает 0,3–0,4 %. Напротив, высокие концентрации Hg (0,9–4 мас. %, иногда до 28 мас. %) характерны для золота из аллювия водотоков, дренирующих рудные зоны. Ртутьсодержащие золотины (консбергит) характеризуются пятнистой неоднородностью со структурами распада.

Таблица 1

Химический состав самородного золота по данным микрозондового анализа, мас. %

Элементы	Номер анализа						
	1	2	3	4	5	6	7
Au	76,49	77,96	78,92	75,91	79,71	81,58	79,71
Ag	23,88	22,40	20,69	23,63	18,37	18,71	19,44
Fe	0,04	0,10	0,06	0,13	1,04	0,13	0,56
Cu	—	—	0,03	0,46	0,01	—	—
S	0,07	0,17	0,32	0,03	0,70	0,01	—
Сумма	100,48	100,63	100,02	100,16	99,83	100,43	99,71

Примечание. Анализы 1–3 – выделения золота в сростаниях с арсенопиритом; 4 – золото в ассоциации с фрейбергитом; 5–7 – свободные частицы золота из тяжелых фракций.

Известно, что верхние части золото-серебряных рудных объектов характеризуются ртуть-содержащим золотом [10]. Подобное золото в аллювии на Албазинской площади является, вероятно, реликтовым, оставшимся после эрозии верхних горизонтов месторождения. С другой стороны, не исключена природная амальгамация ртутью при наличии сульфидов в зоне окисления и в россыпях [8].

Минералы серебра (самородное серебро и пираргирит) образуют единичные выделения. Самородное серебро (Ag 97–99,9 %) встречается в виде мелких (20 мкм) выделений неправильной формы в кварц-серицитовая масса. Пираргирит характеризуется содержаниями (вес. %): Ag 59,9 и Sb 21,5. Повышенное содержание Ag установлено в золоте до 23,9 % и блеклой руде до 19,9 %.

Блеклая руда является характерным минералом, но встречается в незначительных количествах. Относится к серебросодержащему тетраэдриту (фрейбергиту) с процентным составом: Ag 4,7–19,9; Cu 20,9–28,7; Sb 13,8–28,6. Фрейбергит наблюдается в прожилках микродрузовидного кварца в их центральных частях, в кварц-карбонатных прожилках в ассоциации с арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, самородным золотом, а также образует мелкие гнезда в кварц-гидрослюдистых агрегатах цемента брекчий. Кроме того, выполняет интерстиции между кристаллами арсенопирита, где образует нитевидные прожилки и замкнутые включения. Размер выделений фрейбергита от < 1 мкм до 0,3 мм, преобладающий размер 0,03–0,08 мм.

Арсенопирит – наиболее распространенный рудный минерал, образует рассеянную вкрапленность, неравномерно зернистые агрегаты, прожилки и просечки, струйчатые выделения. Сравнительно крупные выделения арсенопирита тяготеют в основном к кварц-карбонатным прожилкам. Размер скоплений арсенопирита до 2 см, их зерен 0,03–0,1 мм, мощность прожилков 2–3 мм. Арсенопирит образует идиоморфные кристаллы с ромбическими и прямоугольными сечениями, зерна неправильной формы, а также крестообразные, коленчатые и звездчатые сростки (рис. 2, б).

Арсенопирит наблюдается в основном в виде мономинеральных выделений в массе неруд-

ных минералов, иногда в сростании с пиритом (образуется после пирита) и минералами цветных металлов, преимущественно с фрейбергитом и халькопиритом. Содержание Au в арсенопирите (в субмикроскопической форме) достигает 0,23 % (табл. 2). Мышьяк в арсенопирите содержится в количестве 30,1–48,4 %, сурьма 0,16–1,98 %.

Онтогенетические взаимоотношения породообразующих и рудных минералов свидетельствуют об их появлении в последовательности: 1-я стадия – кварц + серицит (в конце стадии хлорит, пирит); 2-я стадия – кварц (основной объем, включая прожилки), серицит и сульфиды; 3-я стадия – жильные кварц, карбонат и рудные (включая золото).

Из наиболее низкотемпературных минералов на месторождении Албазино отмечаются киноварь, антимонит и сурьмянистый арсенопирит. Последний минерал с повышенными содержаниями Sb характерен для большинства низкотемпературных золоторудных объектов Нижнего Приамурья [2].

В целом руды Албазинского месторождения являются малосульфидными и умеренносульфидными с повышенным содержанием углеродистого вещества, относятся к золото-кварц-пирит-арсенопиритовому минеральному типу. По составу породообразующих минералов руды кварц-алюмосиликатные, среднекарбонатные.

В рудах Албазинского месторождения в высоких концентрациях отмечаются (в г/т): Au 3–60 и более, в среднем 5–12, Ag 0,5–11, As до 13 600 и Sb до 170. Указанные элементы объединены в геохимическую ассоциацию, характерную для эпitherмальных золото-серебряных месторождений.

Гидротермально-метасоматические образования в пределах Ульбанского вулканогена представлены пропилитизированными породами, вторичными кварцитами, березитами, а также серицит-кварцевыми метасоматитами. Золотоносные – серицит-кварцевые метасоматиты с кварцевыми прожилками и сульфидной минерализацией.

В качестве примеров золотоносных метасоматитов подобного типа рассматриваются проявления Трудное и Ягодное. Первое из них приурочено к вулканическим породам нижних горизонтов

Таблица 2
Содержание основных примесей в арсенопирите и пирите по данным микрозондового анализа, мас. %

Элементы	Номер анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Арсенопирит</i>										
Au	0,23	0,15	–	0,10	0,20	0,06	–	0,18	–	0,07
<i>Пирит</i>										
Au	–	0,05	–	–	0,03	–	0,05	–	–	0,01
Ag	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	–	0,03	–	–	0,01
Ni	0,09	0,01	0,02	0,03	–	–	0,02	–	0,06	0,09

вулканогенного разреза, второе — к выходам субвулканических пород.

На проявлении Трудное в вулканитах отмечены тела золотоносных серицит-кварцевых метасоматитов, включающие кварцевые жилы и прожилки, ориентированные в северо-восточном и меридиональном направлениях. Ореолы березитов находятся в более широких ореолах пропилитизированных пород.

Кварцевые жилы сложены сливным белым или темно-серым кварцем, практически не содержат других минеральных примесей, кроме карбонатов и серицита.

Пирит образует в кварце густую (до 10–25 % объема) сыпь выделений кубической формы, часто окислен и замещен гидроокислами железа с реликтовой зональной примесью мышьяка (до 4,5 %). Золото обычно приурочено к выделениям лимонитизированного пирита, отдельные его выделения отмечаются в кварце или приурочены к границе кварца и лимонита. Золото мелкое (3–12 мк) каплевидной или древовидной формы. Самородное золото серебристое, содержит Ag в весьма варьирующих концентрациях (20,9–42,4 мас. %). Таким образом, по составу оно относится к низкопробному и представляет собой природный твердый золото-серебряный раствор, в целом соответствующий кюстелиту.

Рудопоявление Трудное характеризуется высокими содержаниями (в г/т): Au 2–8,2, Ag 2–32, As до 6500 и Sb до 640.

На проявлении Ягодное серицит-кварцевые метасоматиты березитового типа развиваются по кварцевым диоритам. Серицит и кварц образуют гнездовые выделения. Достаточно обильно встречается лимонит, реже барит в кварце и лимоните. Редкие и рудные минералы представлены рутилом, ксенотимом, цирконом, монацитом, борнитом и самородным медистым золотом. Перечисленные минералы относятся к гидротермальным, образуют редкую мелкую вкрапленность преимущественно в сериците.

Золото (купроаурит) обнаружено в виде отдельных мелких (5–6 мк) каплевидных выделений, приуроченных к границе серицита и кварца. Его отличает относительно невысокие содержания Au (58,8–59,6 %), высокие серебра (7,9 мас. %) и весьма высокие меди (32,8–33,2 мас. %).

Вышеописанные рудные объекты располагаются в различных геолого-структурных обстановках и на уровне двух структурных этажей: в вулканических породах (Трудное) и корнях палеовулканоаппаратов в терригенной толще (Албазино), а также в интрузивных породах (Ягодное). Соответственно, рассмотренные объекты отличаются по минеральному составу руд и геохимическим особенностям.

Проявление Трудное и месторождение Албазино генетически связаны с вулканогенными формациями. Первое из них, бесспорно, относится к золото-серебряной формации, умеренносulfидному типу и характеризуется низкопробным золотом со значительной примесью серебра. Вто-

рое может быть отнесено к той же формации, малосulfидному типу, существенно золотому геохимическому подтипу с меньшей примесью серебра. Кроме того, оно имеет признаки золото-sulfидно-кварцевой формации средних глубин.

Руды месторождения Албазино и рудопоявление Трудное характеризуются одинаковыми геохимическими парагенезисами (золото ассоциируется с Ag, As и Sb).

Эрозионный срез проявления Трудное оценивается как верхнерудный, а месторождения Албазино — верхне-среднерудный. По минералого-геохимическим признакам эти объекты во многом аналогичны вулканогенным месторождениям Амурской области (Покровское, Буринда) и Нижнего Приамурья (Многовершинное), а также золото-серебряным месторождениям Северо-Востока России [1, 2, 5].

Проявление Ягодное может быть отнесено к плутогенной золото-кварцевой формации, умеренносulfидному минеральному типу, золото-медному геохимическому типу. Руды характеризуются повышенными содержаниями Ag, Sb, Cu, Mo и As. Эрозионный срез проявления может быть оценен как среднерудный. Имея в виду геологическую обстановку (апикальные части интрузий) и специализированность метасоматитов проявления Ягодное на Cu, Mo, не исключено, что на этом участке возможно выявление медно-молибден порфирового с золотом оруденения.

1. Горячев Н. А. Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии / Н. А. Горячев, А. В. Волков, А. А. Сидоров, Г. Н. Гамянин, Н. Е. Савва, В. М. Округин // Литосфера. — 2010. — № 3. — С. 36–50.
2. Иванов В. В. Самородное золото разнотипных малоглубинных месторождений Нижнего Приамурья // Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. — Владивосток: ДВО РАН, 1989. — С. 153–173.
3. Кемкина Р. А., Иванов В. В., Чуракова А. Г. Находка сульфантимонитов свинца в золотых рудах Албазиноского месторождения (Хабаровский край) // Науки о земле. Современное состояние: Материалы IV Всерос. науч.-практич. школы-конференции. — Новосибирск, 2017. — С. 169–171.
4. Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996. — 352 с.
5. Пересторонин А. Е., Степанов В. А. Вулканогенные золото-серебряные месторождения Приамурья // Регион. геология и металлогения. — 2016. — № 66. — С. 113–125.
6. Петровская Н. В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973. — 347 с.
7. Роганов Г. В. Карта минерагенического районирования Хабаровского края и Еврейской области масштаба 1:1 000 000. — Хабаровск: Дальгеофизика, 2006.
8. Савва Н. Е., Шилиева Н. А., Алевская Н. Л. Топоминералогия конституционных особенностей самородного золота Нижне-Амурского россыпного района. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. — 173 с.
9. Ханчук А. И., Иванов В. В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 11. — С. 1635–1645.

10. Юшко-Захарова О. Е. Минералы благородных металлов: Справочник / О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, Л. Н. Соболева, Л. С. Дубакина, Д. Н. Щербачев, Р. Д. Куличихина, О. С. Тимофеева. — М.: Недра, 1986. — 272 с.

1. Goryachev N. A., Volkov A. V., Sidorov A. A. et al. Gold-silver mineralization of volcanogenic belts of Northeast Asia. *Litosfera*. 2010. No. 3. Pp. 36–50. (In Russian).

2. Ivanov V. V. Native gold of various types of shallow deposits of the Lower Amur Region. *Native elements of the ore deposits of the Pacific margin of Asia*. Vladivostok: DVO RAN. 1989. Pp. 153–173. (In Russian).

3. Kemkina R. A., Ivanov V. V., Churakova A. G. Finding sulfoantimonites of lead in gold ores from the Albazinsky deposit (Khabarovsk Territory). *Earth Sciences. Current state: Materials of the IV All-Russian Scientific and Practical School-Conference*. Novosibirsk. 2017. Pp. 169–171. (In Russian).

4. Moiseenko V. G., Ejriš L. V. Zolotorudnye mestorozhdeniya Vostoka Rossii [Gold deposits of the East of Russia]. Vladivostok: Dal'nauka. 1996. 352 p.

5. Perestoronin A. Ye., Stepanov V. A. Volcanogenic gold-silver deposits of the Amur Region. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No. 66, pp. 113–125. (In Russian).

6. Petrovskaya N. V. Samorodnoye zoloto [Native Gold]. Moscow: Nauka. 1973. 347 p.

7. Roganov G. V. Karta mineragenicheskogo rayonirovaniya Khabarovskogo kraja i Evreyskoy oblasti masshtaba 1:1 000 000 [Mineragenic zoning map of Khabarovsk Territory and Jewish Region. Scale 1:1,000,000]. Khabarovsk. Dalgeofizika. 2006.

8. Savva N. Ye., Shilyayeva N. A., Alevskaya N. L. Topomineralogiya konstitutsionnykh osobennostey samorodnogo zolota Nizhne-Amurskogo rossypnogo rayona [Topomineralogy of constitutional features of native gold of the Lower Amur placer Region]. Magadan: SVKNII DVO RAN. 2004. 173 p.

9. Khanchuk A. I., Ivanov V. V. Mezo-Cenozoic geodynamic settings and gold mineralization of the Russian Far East. *Geologiya i geofizika*. 1999. Vol. 40. No. 11, pp. 1635–1645. (In Russian).

10. Yushko-Zakharova O. Ye., Ivanov V. V., Soboлева L. N. Mineraly blagorodnykh metallov: Spravochnik [Minerals of precious metals: a Handbook]. Moscow: Nedra. 1986. 272 p.

Трушин Сергей Иванович — зам. ген. директора, АО «Полиметалл УК». Пр. Народного ополчения, д. 2, Санкт-Петербург, 198216, Россия. <Trushin@polymetal.ru>

Кириллов Вадим Евгеньевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, Хабаровский филиал АО «Полиметалл УК». Ул. Муравьева-Амурского, д. 18, Хабаровск, 680000, Россия. <kirillovVE@hbr.polymetal.ru>

Буханова Дарья Сергеевна — мл. науч. сотрудник, ИВиС ДВО РАН¹. <zond@kscnet.ru>

Чубаров Валерий Михайлович — ст. науч. сотрудник, ИВиС ДВО РАН¹. <zond@kscnet.ru>

Trushin Sergei Ivanovich — Deputy of General Director, Joint-Stock Company “Polymetal” (JSC “Polymetal UK”). 2 Prospect Narodnogo Opolcheniya, St. Petersburg, 198216, Russia. <Trushin@polymetal.ru>

Kirillov Vadim Evgenyevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading geologist, Khabarovsk branch JSC «Polymetal UK». 18 Ul. Muravyov-Amursky, Khabarovsk, 680000, Russia. <kirillovVE@hbr.polymetal.ru>

Bukhanova Daria Sergeevna — Junior Researcher, IVS FEB RAS¹. <zond@kscnet.ru>

Chubarov Valeriy Mikhailovich — Senior Researcher, IVS FEB RAS¹. <zond@kscnet.ru>

¹ Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИВиС ДВО РАН). Бульвар Пийпа, д. 9, Петропавловск-Камчатский, 630006, Россия.

Institute of Volcanology and Seismology Far East Branch Russian Academy of Science (IVS FEB RAS). 9 Piip Boulevard, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia.

Хромитовые месторождения Сирийской Арабской Республики: строение, состав, перспективы

Охарактеризованы хромитовые руды месторождений п-ова Бассит на северо-западе Сирийской Арабской Республики. В результате анализа опубликованных данных и собственных наблюдений (исследования ВСЕГЕИ прошедшего столетия) установлены петролого-минералогические и текстурно-структурные особенности их развития, ресурсный потенциал.

Ключевые слова: Сирийская Арабская Республика, п-ов Бассит, хромитовые месторождения, перспективы.

L. I. GURSKAYA (VSEGEI)

Chromite deposits of the Syrian Arab Republic: geology, composition, prospects

Chromite ores from Bassit Peninsula deposits in the northwestern Syrian Arab Republic are described. Petrological, mineralogical, structural, and textural features of their evolution, resource potential have been identified based on the analysis of published data and own studies carried out by VSEGEI in the past century.

Keywords: Syrian Arab Republic, Bassit Peninsula, chromite deposits, prospects.

Как цитировать эту статью: Гурская Л. И. Хромитовые месторождения Сирийской Арабской Республики: строение, состав, перспективы // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 98–102.

На северо-западе Сирийской Арабской Республики известно около 200 рудопроявлений хромитовых руд, представляющих ценное стратегическое сырье [4].

Наиболее крупные хромитовые месторождения расположены на п-ове Бассит в районе Восточного Средиземноморья (рис. 1). Месторождения разрабатывались в прошлом столетии и особенно интенсивно в годы Второй мировой войны. До сих пор там сохранились карьеры, отвалы, складские площадки (рис. 2–4).

Хромитовые руды приурочены к раннемезозойским ультраосновным массивам офиолитовой ассоциации и являются частью протяженного (более 3000 км) Средиземноморского офиолитового пояса, протянувшегося почти через всю Европу и частично Азию.

Ультраосновные породы, составляя в офиолитовом разрезе почти половину (рис. 5), сложены гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов и габброидов. Породы претерпели процессы метаморфизма и серпентинизации в различной степени интенсивности (от 30 до 90 %). По составу породы соответствуют дунит-гарцбургитовой формации, имеющей хромитовую металлогеническую специализацию.

Ультрамафиты слагают как крупные, так и мелкие хромитоносные тела. Наиболее известными являются Басситский массив (площадью 45 км²), расположенный на мысе Рас-эль-Бассит, а также Южный (площадью 75 км²), занимающий юго-восточную часть Басситского выступа. На севере находится крупный Кызылдагский хромитоносный массив площадью более 100 км².

Все массивы образуют пластовые залежи вдоль контакта с обнажающейся здесь докембрийской толщей основных эффузивов. В кровле наблюдаются базальты позднемезозойского времени (от маастрихта до эоцена).

По составу ультраосновные породы Басситского региона отличаются высоким содержанием магния (Mg в среднем 36 %), низким алюминия (Al₂O₃ не более 2–4 %), при соотношении Mg/Fe = 7–11. Количество щелочей ничтожно мало (до 1 %). Такой состав ультрамафитов свидетельствует о мантийной природе слабодифференцированной магмы. Хромитовое оруденение связано с наиболее ранними дифференциатами этой магмы, представляющей бонинитовую разновидность [3].

Основная хромитовая минерализация этого региона представлена в виде шпиров, линз,



Рис. 1. Схема местоположений месторождений хромитовых руд на территории Сирийской Арабской Республики (красный цвет)



Рис. 2. На хромитовом месторождении п-ова Бассит. Фото 2–4 сделаны Л. И. Гурской

гнезд, размеры которых могут достигать местами 20–30 м, иногда группируясь в еще более крупные тела, что наблюдается в районе горы Шакуш (Бассит) [8].

Акцессорный хромит гарцбургитов образует довольно крупные зерна (3–5 мм), которые располагаются в интерстициях между кристаллами оливина и ортопироксена. В дуните мелкие (1–2 мм) акцессорные зерна хромита чаще всего встречаются в петельчатой матрице серпентинита.

Хромитовые руды басситских месторождений представлены двумя минералами — хромшпинелидом и апооливиновым серпентином. Зерна хромшпинелида трещиноваты, раздроблены и часто замещены феррихромитом и магнетитом, в ассоциации с ними иногда находятся мелкие выделения сульфидов — пирротина, пирита, халькопирита.

По количественному содержанию хромшпинелида руды подразделяются на вкрапленные и сплошные (массивные). Во вкрапленных рудах чаще всего наблюдаются шлировые и полосчатые текстуры. Массивные хромитовые руды представляют скопления сравнительно крупных (5–7 мм) зерен хромшпинелидов и их агрегатов. Нодулярные хромиты, имеющие на Бассите ограниченное распространение, самостоятельных рудных тел не образуют. Изученные нодулы состоят из агрегатов ангедральных и субгедральных зерен хромшпинелида размером 1–2 мм. В целом для хромитовых руд рассматриваемых проявлений характерна сидеронитовая структура, обусловленная ранней кристаллизацией силикатного материала.

По составу хромитовые руды Бассита высокохромисты и соответствуют металлурги-



Рис. 3. Зброшненний хромитовий кар'єр на Басситському местородженні



Рис. 4. Отвалы хромитовой руды

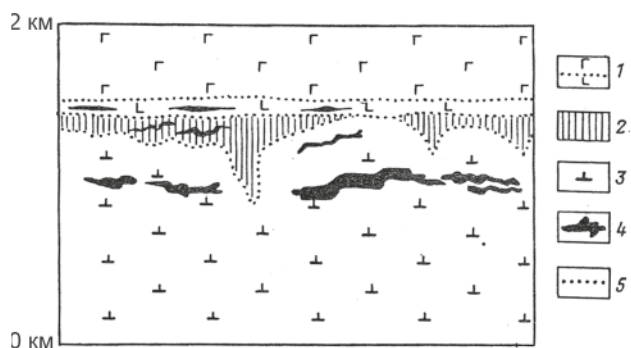


Рис. 5. Схема размещения хромитовых руд в вертикальном разрезе офиолитового комплекса Средиземноморского пояса

1–3 – петрографические серии: 1 – габброидная с троктолитами в основании, 2 – перидотит-пироксенитовая, 3 – дунит-гарцбургитовая; 4 – хромитовые залежи; 5 – граница петрографических серий

ческому промышленному типу. Так, среднее содержание главного рудного компонента Cr_2O_3 составляет в среднем 51 % (от 49 до 58 %), Fe_2O_3 от 5 до 14 %, MgO 12–17 %, Al_2O_3 5,3–7,5 %, вредных примесей в них немного, в основном это сера и фосфор (не более 1 %), SiO_2 – 10 %. Соотношение $\text{Cr/Fe} > 2,5$, что свидетельствует о высоком качестве хромитовых руд.

Опыт промышленной разработки хромитовых руд, сходных с сирийскими, имеется во многих странах Средиземноморского пояса: это соседняя Турция, а также такие страны как Греция, Кипр, Албания, Болгария, Испания и др.

Хромитовые руды этих стран в своем большинстве платиноносны. При этом платиноиды извлекаются попутно в ходе промышленной переработки хромсодержащего сырья. Несмотря на сравнительно невысокое содержание в них платиновых металлов (0,3–1,5 г/т, редко до 3–8 г/т), хромитовые руды Средиземноморского пояса отличаются повышенным количеством редких платиноидов – иридия, осмия, рутения, представляющих ценное дорогостоящее сырье.

Платинометалльное оруденение относится к рассеянно-вкрапленному типу. Наиболее распространенной формой выделения металлов платиновой группы являются твердые растворы, интерметаллические соединения, самородные формы. Их размерность варьируется от долей до нескольких миллиметров, редко крупнее.

Так, в Турции на хромитовых месторождениях пояса Гулиман, помимо платины, повсеместно наблюдается повышенное количество иридия при $\text{Pt/Ir} = 1,2\text{--}3,6$. Установлена

также платиноносность турецких руд хромитовых месторождений Мугла, Берит, Даг-Арди, Хатей, Мерсины и др. [11, 12, 14].

В Греции на хромитовых месторождениях Вуринас, Ксероливадо, Скумпе, Акторакес, Конево, Эксархос количество платиноидов может достигать 3 г/т (преобладают иридий, осмий, рутений) [10, 15]. На о-ве Скирос, где хромитонесные породы интенсивно метаморфизованы, среди платиноидов появляется палладий (0,03 г/т).

На Кипре платиноносные хромитовые руды встречаются в составе ультрамафитового комплекса Трудос, особенно на месторождениях Луварес, Апсион.

В Албании на хромитовых месторождениях комплекса Булькиза отмечается присутствие рутения и осмия, а количество платины может достигать 8 г/т [5].

Районы Центральных и Восточных Родоп Болгарии характеризуются небольшими проявлениями платиносодержащих хромитов (г/т): Os — 0,27, Ir — 0,9, Ru — 0,02, Rh — 0,01, Pt — 0,01, Pd — 0,02 [13], наиболее изучены месторождения района Добромирице.

Испанский ультраосновной хромитонесный массив Ронда отличается широким минералогическим спектром платиноидов. Там обнаружены Pt-Fe сплавы, самородные платина и рутений, сульфиды этих металлов, а общая сумма платиноидов приближается к 2 г/т.

Учитывая высокую экономическую и стратегическую значимость платиноносных хромитовых руд и перспективы роста их мирового потребления, на территории Сирии необходимо проведение специализированных поисково-оценочных работ с учетом аналитики на металлы платиновой группы.

Следует подчеркнуть, что возможность выявления в Сирии новых хромитонесных объектов имеет довольно четкие геологические предпосылки [3, 6, 7].

Многочисленными исследованиями установлено, что всем территориям Северо-Западной Сирии свойственно блоковое строение, о чем свидетельствует ступенчатый характер рельефа. В Присредиземноморской полосе выделяется особая Восточно-Средиземноморская глыбово-сводовая структура [1, 2], сопряженная с системой Великих Африканских разломов — так называемая Западно-Аравийская рифтовая зона. Она является переходной между Аравийской платформой и Альпийской складчатой областью. К этой зоне в основном и приурочены офиолиты Сирии, несущие хромитовое оруденение. В качестве подводящего канала для ультраосновной магмы рассматривается крупный глубинный Селдирийский разлом на севере Басситского региона.

В соответствии с положениями новой глобальной тектоники, развитие Средиземноморского офиолитового пояса обусловлено

процессами субдукции крупных литосферных плит. При этом подчеркивается важная роль мантийных диапиров, определяющих металлогенические особенности многих территорий этого региона [6].

Помимо хромитов, в Басситском регионе Сирии установлены многочисленные проявления асбеста, талька, магнезита, марганца и некоторых других полезных ископаемых, связанных с интрузивными породами и кремнистыми отложениями, входящими в состав офиолитов [9]. При этом следует подчеркнуть, что весомый вклад в изучение геологических особенностей и металлогении Сирийской Аравийской Республики внесли российские специалисты [2].

Выводы: 1. Характерные особенности металлогении Сирии — проявления мезозойских ультрамафитов с хромитовыми рудами высокого качества, пригодными для металлургической промышленности.

2. Учитывая повышенную платиноносность хромитовых руд на ряде известных месторождений Средиземноморского пояса, требуется провести в Сирии специальные оценочные работы на платиноиды, что существенно повысит стоимость хромсодержащего сырья.

3. Научные разработки должны ориентироваться на выявление оценочных критериев для прогнозирования в Сирии новых платиноидно-хромитовых месторождений.

4. Главное препятствие для оценочных работ в Сирии — слабая изученность перспективных территорий, что требует проведения целенаправленных геологических оценочных работ.

1. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. — Л.: Недра, 1969. — 216 с. (Тр. НИЛ «Зарубежгеология»; Вып. 18).

2. Гаврилов И. Т., Голубев С. М., Козлов В. В. Итоги и перспективы российско-сирийского сотрудничества в области геологии, гидрогеологии, инженерной геологии // Разведка и охрана недр. — 2010. — № 2. — С. 63–67.

3. Гурская Л. И. Мафит-ультрамафитовый магматизм и глубинное строение коры и мантии Земли // Сов. геология. — 1990. — № 6. — С. 469–498.

4. Гурская Л. И. Платинометаллические руды — ценнейшее сырье XXI века // Минерал. — 2006 (2010). — № 1 (5). — С. 7–12.

5. Майер В. Магматические породы в районе Бассита, между Латакией и Кессабом, в Северо-Западной Сирии. — Л.: ВСЕГЕИ, 1967. — 35 с. (Серия «Новости зарубежной геологии»; Вып. 40).

6. Никольский Ю. И. Роль мантийных диапиров в формировании структур Средиземноморского пояса Европы // Geologica Balcanica. Sofia. 1982. — С. 3–27.

7. Смирнова Т. А. Месторождения хромитов // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1984. — С. 93–121.

8. Хамиди М. А. Структурно-текстурные особенности хромитов Северо-Запада Сирии // Геологический журнал. — 1984. — Т. 44, № 1. — С. 65–73.

9. Geological Map of Syria, 1:1,000,000 / Ed. V. Ponikarov. — 1964.
10. Konstantopoulou G., Economou-Eliopoulos M. Distribution of platinum-group elements and gold within the Vourinos chromite ores, Greece // *Economic Geology*. — 1991. — Vol. 86, N 8. — P. 1672–1682.
11. Kozly H., Prichard H., Melcher F. Platinum-group element (PGE) mineralisation and chromite geochemistry in the Berit ophiolite, SE Turkey // *Ore Geology Reviews*. — 2014. — Vol. 60. — P. 97–112.
12. Page N. Y. Distribution of PGE in the chromite deposit, Guleman-Elazig area Turkey // *Economic Geology*. — 1984. — Vol. 79, N 1. — P. 177–184.
13. Tatlian M., Naidenov E., Zhelyaskova-Panayetova M. Platinum-group minerals in chromitites from the Eastern Rhodope ultramafic complex, Bulgaria // *Mineralogy and Petrology*. — 1991. — Vol. 44. — P. 73–87.
14. Uysal I., Tarkian M., Sadiklar M. et al. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Mugla, SW Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2009. — Vol. 158, N 5. — P. 659–674.
15. Wolf R., Ajirojtis G. On unusual PT-element enrichment in chromites from Skyras island, Greece // *Neues Jahrb.* — 1978. — N 1. — P. 39–42.
5. Mayer V. Magmaticeskie porody v rayone Bassita, mezhdru Latakii i Kessabom, v Severo-Zapadnoy Sirii [Magmatic rocks in the region of Bassit, between Latakia and Kessab, in North-Western Syria]. Leningrad: VSEGEI. 1967. 35 p.
6. Nikol'skiy Yu. I. The role of mantle diapirs in the formation of the structures of the Mediterranean belt of Europe. *Geologica Balcanica*. Sofia. 1982. Pp. 3–27. (In Russian).
7. Smirnova T. A. Chromite deposits. *Principles of the forecast and evaluation of mineral deposits*. Moscow: Nedra. 1984. Pp. 93–121. (In Russian).
8. Khamidi M. A. Structural and textural features of chromites of the North-West of Syria. *Geologicheskii zhurnal*. 1984. Vol. 44. No. 1, pp. 65–73. (In Russian).
9. Ponikarov, V. (ed.). 1964: *Geological Map of Syria, 1:1,000,000*. Ministry of Industry. Damascus.
10. Konstantopoulou, G., Economou-Eliopoulos, M. 1991: Distribution of platinum-group elements and gold within the Vourinos chromite ores, Greece. *Economic Geology*. 86. 8. 1672–1682.
11. Kozly, H., Prichard, H., Melcher, F. 2014: Platinum-group element (PGE) mineralisation and chromite geochemistry in the Berit ophiolite, SE Turkey. *Ore Geology Reviews*. 60. 97–112.
12. Page, N. Y. 1984: Distribution of PGE in the chromite deposit, Guleman-Elazig area Turkey. *Economic Geology*. 79. 1. 177–184.
13. Tatlian, M., Naidenov, E., Zhelyaskova-Panayetova, M. 1991: Platinum-group minerals in chromitites from the Eastern Rhodope ultramafic complex, Bulgaria. *Mineralogy and Petrology*. 44. 73–87.
14. Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M. et al. 2009: Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Mugla, SW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 158. 5. 659–674.
15. Wolf, R., Ajirojtis, G. 1978: On unusual PT-element enrichment in chromites from Skyras island, Greece. *Neues Jahrb.* 1. 39–42.

Гурская Людмила Ивановна — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Lyudmila Gurskaya@platina.ru>

Gurskaya Lyudmila Ivanovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Lyudmila Gurskaya@platina.ru>

Л. Р. КОЛБАНЦЕВ (ЦНИГР музей ВСЕГЕИ),
О. К. ЕРМИЛОВА (ВГБ ВСЕГЕИ)

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт в годы блокады Ленинграда (1941–1944)

В статье рассмотрена блокадная судьба Всесоюзного научно-исследовательского геологического института и его сотрудников: воевавших на фронте, эвакуированных и проводивших геологические работы во всех уголках страны, оставшихся в осажденном городе, испытавших все ужасы блокады Ленинграда и участвовавших в восстановлении института и геологической деятельности после ее прорыва.

Ключевые слова: Великая Отечественная война, Ленинградская блокада, Всероссийский геологический институт, ВСЕГЕИ.

L. R. KOLBANTSEV (TsNIGR muzey VSEGEI),
O. K. ERMILOVA (VGB VSEGEI)

All-Union Geological Research Institute during the Siege of Leningrad (1941–1944)

Paper describes the history of the All-Union Geological Research Institute (VSEGEI) and its personnel during the Siege of Leningrad. Some institute employees fought on the fronts, others were evacuated from Leningrad and carried out geological surveys in all parts of the country. Those who remained in the besieged city experienced all the horrors of the Siege of Leningrad and participated in the restoration of the institute and geological activity after lifting the siege.

Keywords: The Second World War, the Siege of Leningrad, Russian Geological Research Institute, VSEGEI.

Как цитировать эту статью: Колбанцев Л. Р., Ермилова О. К. Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт в годы блокады Ленинграда (1941–1944) // Регион. геология и металлогения. — 2019. — № 78. — С. 103–116.

В 2019 г. исполнилось 75 лет со дня полного освобождения Ленинграда от фашистской блокады. В результате наступательной операции, начавшейся 14 января 1944 г., немецкие войска были отброшены на 60–100 км от города. 27 января 1944 г. в Ленинграде в честь этого события был произведен салют, и с 1995 г. эта дата отмечается как День полного освобождения Ленинграда от фашистской блокады. Хотя для выживших жителей города более значимым всегда считался день прорыва блокады — 18 января 1943 г., поскольку именно тогда появилась надежда на окончание страшных голодных дней.

История блокадного Ленинграда, с одной стороны, многократно описана в исторической и художественной литературе, показана в документальных и художественных фильмах, а с другой — содержит множество пробелов. Тема блокады Ленинграда не может быть исчерпана никогда, а ленинградцы всегда будут помнить и тех, кто пережил это время, и тех, кто погиб...

В статье мы кратко рассказали о блокадной судьбе Всесоюзного (ныне — Всероссийского) геологического института (ВСЕГЕИ) и его сотрудников. Основным источником информации послужили издания, посвященные юбилеям института [1, 3, 4], сборник выступлений директора ВСЕГЕИ в 1970–1987 гг. А. И. Жамойды [5], а также некоторые рукописные и архивные материалы из фондов института и его подразделений [7, 11].

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) — наследник и продолжатель дела Геологического комитета (Геолкома), учрежденного в 1882 г. для организации и проведения систематических исследований геологического строения территории страны и создания геологической карты. Геолком стал первым государственным геологическим учреждением России, которому было поручено систематическое изучение геологического строения страны, разработка научных основ геологического картирования, составление и издание геологических карт.

В результате двукратной реорганизации отделов Геолкома в 1929–1931 гг. его научно-исследовательская часть была преобразована в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), переименованный в 1939 г. во Всесоюзный геологический институт (ВСЕГЕИ), которому в 1992 г. присвоено имя одного из первых директоров Геолкома, многолетнего президента Российской академии наук, а потом и Академии наук СССР Александра Петровича Карпинского (1847–1936).

В XX в. Геолком — ЦНИГРИ — ВСЕГЕИ был ведущим и крупнейшим геологическим институтом страны, обладавшим по тем временам огромным интеллектуальным и творческим потенциалом и определявшим направления и методику геологоразведочных и прогнозных работ во всех регионах Советского Союза.

Этот потенциал оказался крайне востребован в условиях военного времени, когда потребовалось резкое увеличение добычи важнейших видов минерального сырья, поиска и разработки новых месторождений, поскольку значительная часть наиболее освоенных и важных месторождений оказалась на оккупированных территориях. Это в первую очередь касалось стратегически важных металлов — марганца, молибдена, вольфрама, ртути, олова, горючих ископаемых, но также золота и алмазов, необходимых в том числе и для оплаты поставок по ленд-лизу.

В 1939 г. в штате института числилось 557 научных и научно-технических сотрудников [3]. В здании института уже тогда располагались Центральная геологическая библиотека (позже Всесоюзная, ныне Всероссийская — ВГБ) и Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей имени академика Ф. Н. Чернышева (ЦНИГР музей), а в соседнем — Ленинградская картографическая фабрика. На протяжении всей своей истории они либо входили в состав института, либо действовали как самостоятельные, но всегда неразрывно связанные друг с другом, поэтому мы рассматриваем их как единый коллектив. В то же время эти организации сохраняли некоторую автономность и выполняли функции, несколько отличные от функций собственно геологического института, поэтому их деятельность в период войны и блокады мы поместили в отдельных разделах.

Сотрудники ВСЕГЕИ в годы Великой Отечественной войны. Фронтовые дороги. Начало Великой Отечественной войны потребовало перестройки работы института на военный лад. Уже 22 июня был намечен план выполнения первоочередных задач в военных условиях. 23 июня состоялся митинг сотрудников ВСЕГЕИ, ВГБ и ЦНИГР музея, на котором

заместитель директора института Г. П. Синягин призвал всех, способных носить оружие, к защите Родины, а остальных — к выполнению гражданского долга на трудовом фронте.

В первые несколько недель войны часть сотрудников института ушла в действующую армию как по мобилизации, так и добровольцами. В партком института было подано 300 заявлений с просьбой о зачислении в ряды народного ополчения и о немедленной отправке на фронт. 138 сотрудников зачислены в Свердловскую дивизию народного ополчения, а еще 69 членов ВКП(б) мобилизованы в Красную армию через военкоматы [3, 4].

Большинство сотрудников института, вступивших в армию или народное ополчение, защищали Ленинград, прорывали блокаду в частях Ленинградского, Волховского, Карельского фронтов, в составе Балтийского флота, в войсках МПВО.

Не все из них встретили День Победы. С полей сражений во ВСЕГЕИ не вернулось 47 сотрудников. Имена 29 из них, чей боевой путь удалось восстановить, высечены на мемориальных досках в вестибюле института, их краткие биографии опубликованы [6].

Но многие фронтовики вернулись и продолжили работать в институте. В выступлении 1975 г., посвященному 30-летию юбилею Победы, директор ВСЕГЕИ, фронтовик А. И. Жамойда рассказал о присутствовавших в зале Ученого совета 115 сотрудниках института, участниках боев Великой Отечественной войны. Он отметил также, что сотрудники института, «представители всех званий от рядового до полковников... воевали во всех родах войск и участвовали во всех крупнейших сражениях войны: под Москвой, в Сталинграде, в битве на Курской дуге и др., и в освобождении европейских столиц: Белграда, Будапешта, Бухареста, Варшавы, Вены, Праги и в штурме Берлина. Были и участники войны с Японией. Сотрудники ВСЕГЕИ могли бы встать в колонны всех фронтов, прошедшие в парадах Победы в 1945 и в последующие годы» [5].

Многие вернувшиеся фронтовики стали впоследствии ведущими геологами института и страны, возглавили крупные направления исследований и научные школы. Среди них Д. П. Авров, Н. А. Афоничев, Е. А. Басков, Л. И. Боровиков, А. В. Булычёв, И. В. Васильев, Н. Г. Вербицкая, Г. М. Владимирский, Г. С. Ганешин, Б. Б. Голубев, В. П. Горский, А. Е. Довжиков, В. С. Домарев, С. В. Егоров, А. Н. Ефимов, А. И. Жамойда, Я. С. Зубрилин, В. С. Кормилицын, О. А. Кондаин, С. М. Корневский, Л. И. Красный, И. И. Кронидов, П. Ф. Ли, П. А. Литвин, Б. М. Михайлов, И. С. Ожинский, Л. И. Салоп, Ф. Я. Сапрыкин, Ю. Д. Смирнов, Ю. Г. Старицкий, И. Л. Тарноруцкий, Г. П. Тафеев, Н. К. Ульянов, Г. М. Утехин,

А. П. Фомичев, С. И. Шукин, В. И. Яговкин и многие другие [5, 10].

Немало фронтовиков было и среди инженерно-технических сотрудников ВСЕГЕИ: И. Г. Валуженич — рабочий подсобного предприятия, Л. П. Колосова — геолог-картограф, Л. Г. Красивова — многолетний начальник службы охраны, В. И. Родин — начальник отдела кадров, В. П. Токарев — химик, Н. А. Фенин — начальник спецчасти, А. Н. Чистяков — инженер по технике безопасности и другие. В короткой статье невозможно перечислить всех сотрудников института, участников боевых действий.

Геологи в тылу. В первые месяцы войны многих сотрудников ВСЕГЕИ эвакуировали из Ленинграда. Основная часть геологов была откомандирована в территориальные геологические управления для оказания научной и методической помощи. Некоторые еще до начала войны находились в районах полевых работ ВСЕГЕИ, другие в июле 1941 г. были эвакуированы из Ленинграда по Неве и Мариинской системе, ныне известной как Волго-Балтийский водный путь. В начале августа удалось эвакуировать группу сотрудников, большинство из которых направились в районы своих обычных полевых работ. В конце 1941 — начале 1942 г. по Дороге жизни через Ладожское озеро часть сотрудников уезжает в г. Кыштым на Урале, куда по указанию Комитета по делам геологии была направлена и дирекция института (всего 20 человек, в том числе администрация и 13 старших научных сотрудников, лабораторное оборудование, фондовые материалы, наиболее ценные книги из фондов ВГБ) [7].

Из воспоминаний Матильды Моисеевны Толстихиной (1901–1984), доктора геолого-минералогических наук, профессора, сотрудника ВСЕГЕИ [9]:

«20 июля 1941 г., за несколько дней до того, как замкнулось кольцо блокады, мы отплыли на большой деревянной барже вверх по р. Неве, дальше по Ладоге, Мариинской системе, Волге до г. Горького. Мы — это около 70 научных сотрудников ВСЕГЕИ, ВНИГРИ с семьями, всего около 270 человек, и 15 или 20 членов писательской организации Ленинграда. Эвакуация на барже была организована группой в лице М. М. Мокринского, А. П. Марковского, Н. В. Шабарова, М. М. Толстихиной. Путь был долгим, трудным и опасным. Над Ладогой уже кружили вражеские самолеты, на р. Свирь наша баржа удачно проскочила между двумя бомбежками.

Путешествие до г. Горького продолжалось несколько более 20 дней. Примером стойкости, терпения, выносливости, неизменной добродетельности для нас был А. П. Герасимов — наш тогдашний зам. директора по

науке, который проделал с нами это трудное путешествие, будучи человеком очень пожилым (более 70 лет)¹.

Из г. Горького одни поехали на пароходе по Волге, Каме, дальше на восток, часть в г. Уфу и Свердловск, некоторые дальше, в Восточную Сибирь, другая часть наших товарищей отправилась на юг, на Кавказ, в Среднюю Азию.

18 августа 1941 г. А. В. Хабаков, Л. С. Либрович, А. М. Жирмунский, М. М. Толстихина и др., всего шесть научных сотрудников ВСЕГЕИ, а вместе с членами семей — 24 человека, прибыли в Уфу, в Башкирское геологическое управление. Мне было поручено составление карты проходимости для западной степной части Башкирии и соответствующее описание этой территории. Другие товарищи были направлены на работу в стационарные партии и экспедиции на различные объекты (уголь, бокситы и др.).

В Управлении была создана большая инженерно-геологическая партия, чтобы обеспечить инженерно-геологическими исследованиями строительство крупных заводов, эвакуированных в Уфу из западных и центральных районов страны. Кроме этой текущей, всегда очень срочной работы, в партии в короткий срок была создана крупная, крайне необходимая для города Уфы сводная работа «Геологическое строение, подземные воды и инженерно-геологические условия территории Большой Уфы», составлено более 20 детальных карт разного содержания, геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические разрезы и многое другое. Эта работа позволила вести крупное промышленное строительство без предварительных инженерно-геологических изысканий. Основными авторами этого труда были В. Г. Ткачук, Т. Н. Татценко (из Геологического института Академии наук Украины) и М. М. Толстихина.

В начале 1943 г., по распоряжению из Москвы, мне было поручено составить в самый короткий срок монографию «Полезные ископаемые Башкирии». В работе принимали участие многие сотрудники Управления, и примерно к октябрю 1943 г. работа объемом в 40 печатных листов была готова. В ней, кроме известного в то время по всем видам полезных ископаемых фактического материала, были даны прогнозы о возможности обнаружения тех или иных полезных ископаемых».

Более ста сотрудников ВСЕГЕИ, ВГБ и ЦНИГР музея в годы войны трудились во многих территориальных геологических организациях и центральных органах управления отраслью, успешно выполняли ответственные правительственные задания, руководили

¹ Александр Павлович Герасимов (1869–1942), многолетний сотрудник Геолкома — ЦНИГРИ — ВСЕГЕИ, умер в эвакуации в г. Свердловск. (Примеч. авторов).

экспедициями, трестами, управлениями, создавали республиканские и областные геологические службы. Вклад многих из них был отмечен государственными наградами, Государственными (в то время — Сталинскими) премиями, званиями заслуженных деятелей науки союзных республик.

Северным геологическим управлением в Архангельске руководил Д. Ф. Масленников. Геологи ВСЕГЕИ: А. П. Ротай, Г. А. Иванов, О. Э. Эйно, В. А. Бобров, П. С. Матросов, Т. Н. Пономарев, Л. И. Сарбеева и др. составили ядро Печорской экспедиции (начальник А. А. Невский), которая в течение всей войны вместе с местными геологами изучала угленосные отложения Печорского каменноугольного бассейна, обеспечивавшего топливом весь Север и восточные районы европейской части СССР. А. П. Ротай в 1943 г. был удостоен звания заслуженного деятеля науки и техники Коми АССР.

Большая группа сотрудников института работала на Урале, в том числе в составе Уральской алмазной экспедиции: А. А. Аверин, М. Н. Благовещенская, Н. А. Быховер, Н. П. Вербицкая, Г. А. Виллер, Н. Н. Гераков, А. П. Герасимов, С. А. Годовал, В. Д. Голубятников, И. И. Горский, А. А. Иванов, Н. П. Кленовицкий, В. А. Котлуков, И. И. Краснов, Н. Р. Лийц, А. А. Логачев, Б. П. Марковский, О. И. Никифорова, Т. И. Осыко, М. И. Плотникова, Ю. Ир. Половинкина, Е. Э. Разумовская, В. П. Ренгартен, В. М. Сергиевский, С. С. Смирнов, С. И. Талдыкин, В. С. Трофимов, а также после тяжелого ранения на Кавказе Т. Н. Спичарский и др. Директор ЦНИГР музея академик П. И. Степанов принимал активное участие в комиссиях по мобилизации ресурсов Урала на нужды обороны и по геолого-географическому обслуживанию Красной армии. Д. В. Наливкин проводил исследование девонских отложений Урала, участвовал в изучении и ускоренной передаче в эксплуатацию месторождений бокситов, за что в 1946 г. вместе с группой уральских геологов был удостоен Сталинской премии. Академик С. С. Смирнов консультировал геологические организации Сибири, которые вели разведочные работы на металлургические полезные ископаемые, имеющие особо важное значение для обороны страны. За открытие и исследование оловорудных месторождений в Забайкалье и на Северо-Востоке он был удостоен Сталинской премии.

В. Д. Фомичев руководил отделом геологического контроля в Западно-Сибирском геологическом управлении. Работы А. Л. Додина в Кузнецком Алатау и Горной Шории обеспечили создание геологической основы для развития железорудной базы Кузнецкого металлургического комбината.

Техническим руководителем аэромагнитной экспедиции этого управления был А. А. Логачев, главным инженером и заместителем начальника Иркутского геологического управления — Н. И. Марочкин.

С. А. Музылев стал главным геологом и заместителем начальника Дальневосточного геологического управления, работавший вместе с ним М. И. Ициксон в 1944 г. после напряженных поисков совместно с А. П. Проккофьевым открыли Хинганское оловорудное месторождение, которое сразу же стало служить делу победы. В том же управлении работы С. П. Соловьева завершились открытием в 1942 г. промышленного месторождения бора. На Дальнем Востоке трудился также Г. Д. Петровский.

На Северо-Востоке страны геологоразведочные работы на олово и золото вели Л. А. Снятков, М. М. Арский, В. Т. Матвеев.

К. Н. Паффенгольц по заданию военного командования проводил специальные исследования по геологии и гидрогеологии ряда районов Закавказья, был награжден орденом Трудового Красного Знамени, медалью «За оборону Кавказа» и получил благодарность командования 45-й армии.

В Казахском геологическом управлении с целью расширения базы цветных металлов продолжали исследования К. И. Дворцова, И. И. Князев, Н. П. Михайлов, А. И. Семенов, на Рудном Алтае — П. П. Буров, Н. Н. Курек, В. П. Нехорошев, А. П. Никольский. Старший консультант Казахского геологического управления и Института геологических наук Казахского филиала АН СССР Н. Г. Кассин награжден орденом Отечественной войны I степени.

Крупный вклад в развитие стратегической минерально-сырьевой базы Средней Азии внесли Е. Н. Горецкая, А. Н. Криштофович, А. П. Марковский (награжден орденом «Знак Почета»), Н. К. Морозенко, Я. К. Писарчик, П. К. Чихачев, П. П. Чуенко. За освоение каменноугольных месторождений Киргизии Н. В. Шабаров удостоен Сталинской премии.

Л. А. Варданыц был старшим, а затем главным геологом Узбекского геологического управления. Ю. А. Билибин до 1943 г. руководил геологической службой треста «Узбекзолоторедмет», затем был назначен главным геологом «Главзолото» Наркомата цветной металлургии СССР.

Всесоюзную комиссию по запасам полезных ископаемых в 1942–1946 гг. возглавлял П. М. Татаринов; в аппарате Комитета по делам геологии состояли А. В. Хабаков, А. А. Иванов и И. К. Зайцев. Консультантами, начальниками партий, геологами, руководителями тематических групп в различных управлениях работали Т. В. Билибина, В. Г. Грушевой, А. Д. Дашкова, М. Н. Доброхотов, Г. С. Лабазин, Б. К. Лихарев,

Н. П. Луппов, М. Л. Лурье, Г. Л. Падалка, М. Г. Хисамутдинов, П. К. Чихачев, Д. М. Шилин, С. С. Шульц и десятки других геологов ВСЕГЕИ.

В блокадном городе. Кольцо блокады замкнулось 8 сентября. Но еще до начала блокады, в первые дни войны, был создан штаб Местной противовоздушной обороны (МПВО) объекта ВСЕГЕИ во главе с начальником штаба доктором наук Юлией Ириарховной Половинкиной (1895–1974) и Анной Ивановной Азаровой (Курек) (1906–1971) — заместителем по политчасти. В штабе МПВО активно работали А. И. Никонов, М. И. Сошникова, В. С. Мусницкая, А. С. Чистякова, В. П. Иванова, А. В. Юдина, Н. В. Квашневская, Н. И. Осипова, А. А. Афиногенова (Шаркунова).

Динамику численного и персонального состава сотрудников, остававшихся в осажденном городе, установить не просто. Эвакуация началась еще в июле — августе и продолжалась до прорыва блокады в 1943 г. После эвакуации основного состава в институте осталось 67 сотрудников. В здании института разместились Морской госпиталь № 1, в котором работали и сотрудницы ВСЕГЕИ.

Все сотрудники института, библиотеки и музея участвовали в оборонных работах, главным образом на строительстве земляных сооружений — рытье противотанковых рвов, траншей, окопов в разных районах, особенно в окрестностях Луги и Кингисеппа, где создавался оборонительный рубеж, сыгравший большую роль в защите Ленинграда. По воспоминаниям сотрудников ЦНИГР музея Т. Е. Вульф и Н. Н. Лобашевой, им приходилось рыть окопы на Пулковских высотах (на передовой линии), в Гатчине, Девяткино и черте города: у мельницы им. В. И. Ленина и на Ланском шоссе.

В первые же дни блокады, когда артиллерийскими обстрелами и бомбежками был поврежден городской водопровод, чрезвычайно остро встал вопрос о снабжении водой населения и предприятий, а также воинских частей на оборонительных рубежах.

Решением Военного совета фронта во ВСЕГЕИ был создан отдел военной геологии со специализированными группами: инженерно-геологической (начальник Г. П. Синягин, заместитель директора института, с 1942 г. — управляющий трестом «Спецгео»), гидротехнической (И. А. Уткин) и геофизической (А. С. Семенов). Отдел, который возглавил директор института Н. А. Быховер (1906–1985), взял на учет все организации Ленинграда, способные решать вопросы водоснабжения, все буровое и гидрогеологическое оборудование, производственные базы и кадры специалистов. Участие в работе отдела крупных ученых

Н. Ф. Погребова и С. А. Яковлева, а также И. К. Зайцева, Б. К. Терлецкого, братьев Михаила и Петра Васильевских и др. обеспечило ускоренное осуществление плана по снабжению города водой. При поисках воды использовались электроразведка и каротаж заброшенных скважин. В лаборатории отдела военной геологии проводились анализы подземных вод и оценка их пригодности для питья.

Геофизическая группа ВСЕГЕИ в составе А. С. Семенова (руководитель), Е. Н. Вешенской, О. К. Владимировой, Г. Р. Гольбек, А. А. Логачева и Б. Я. Юфа разработала и создавала электрические и магнитные металлоискатели для поиска затонувших судов, которые определяли не только место, но и глубину (на практике до 10 м) нахождения каких-либо объектов. Эти металлоискатели были испытаны осенью 1941 г. в Финском заливе, впоследствии применялись в 1942 г. на Ладожском озере, в 1943 г. — в районе Невской Дубровки, на реках Днепр, Десна и др.

А. С. Семенов с О. К. Владимировым разработали и сконструировали установку для обнаружения невзорвавшихся авиабомб и снарядов, с помощью которой можно было определить не только место, но глубину залегания и калибр этих объектов. При первом же испытании прибора (на Съездовской линии Васильевского острова) было установлено, что стабилизатор бомбы находился на глубине 7,5 м, а сама бомба — 10,5 м, что и было подтверждено саперами. После одного из «опытов» ушедшая глубоко в землю авиабомба взорвалась спустя 15 минут после того, как группа покинула «полигон».

В конце 1943 г. установка была принята на вооружение армии.

Четвертичная группа (И. В. Даниловский, А. П. Нехорошева, С. А. Яковлев, С. В. Яковлева и др.) составила более 15 карт разных масштабов для военно-инженерного управления фронта (в основном гидрогеологические, геоморфологические и четвертичные отложений). Члены группы давали многочисленные консультации по изысканиям строительных материалов и их заменителей.

Химики института Е. Н. Егорова, Ю. Н. Книпович, Н. С. Комина, Т. Я. Кузьмина, К. Н. Нилова, Е. А. Свержинская, М. Н. Смирнов, М. М. Стукалова, Б. М. Френкель до конца войны выполняли задания штаба МПВО. По просьбе администрации Морского госпиталя № 1 была разработана технология получения витаминов из хвои и создана специальная установка. На производственный уровень получение хвойного витамина вывел зав. рентгеновской лабораторией В. Н. Протопопов.



Сотрудник ВСЕГЕИ, будущий доктор геолого-минералогических наук Юрий Диодорович Смирнов (слева) в освобожденной Праге, 1945 г.

ПРОПУСК № 252588 Выдан гр. <u>Азаровой Анне</u> <u>Ивановне</u> (файлинг, имя, отчество) НА ПРАВО ПРОХОДА ПО ГОРОДУ ЛЕНИНГРАДУ с 22 час. веч. до 5 час. утра (предъявление паспорта обязательно). Комендант Гарнизона гор. Ленинграда Полковник <u>Демин</u> (Демисов) Заказ № 8211.	Место работы и должность <u>ВСЕГЕИ. Командир звена</u> <u>революция МПВО</u> Должность и подпись лица, выдавшего пропуск (разборчиво) <u>Валентина П. Морозов</u> Место для печати <u>28. Августа 1941 г.</u>
--	--

Именной пропуск Анны Ивановны Азаровой (командира звена ревнорядка МПВО) на право прохода по блокадному городу в комендантский час. Архив А. И. Жамойды



Сотрудник ВСЕГЕИ Петр Федорович Ли проводит политинформацию для женщин-строителей оборонных сооружений, 1942 г. Фото ТАСС, архив ВСЕГЕИ



Разрушения кровли и витрин музея после попадания артиллерийского снаряда



Ремонт кровли (слева) и работы по остеклению купола (справа), которые ведут научные сотрудники И. И. Краснов (на заднем плане) и А. А. Иванов [1]



Ф. Я. Биндуль и А. А. Резников изготовляли термитные запалы и зажигательные смеси для противотанковых бутылок. Было также налажено изготовление спичек, дрожжей и различных реактивов. Только за первое полугодие 1943 г. было выпущено более 8 тыс. коробок спичек, приготовлено 16 л 10%-го раствора азотнокислого серебра, 1 кг лимоннокислого железа, 100 г йодистого кадмия, перегнано и очищено более 28 л различных жидкостей.

Кроме того, геохимии этой группы занимались подбором и систематизацией материалов по урану, торию и ниобию и готовили сводку по их месторождениям. Была также выявлена перспективность Восточного Казахстана для поиска радиоактивных элементов.

Сотрудники института несли круглосуточное дежурство по охране здания от зажигательных бомб. В главное здание ВСЕГЕИ попало несколько снарядов, пробивших крышу и разорвавшихся в помещении ЦНИГР музея. Стекланный купол здания, стекла в окнах и витринах были разбиты.

Небольшая группа сотрудников ВСЕГЕИ, библиотеки, музея и картфабрики спасала книги и коллекции, которые не могли быть вывезены из Ленинграда, участвовала в круглосуточном дежурстве по охране здания от зажигательных бомб.

К снятию блокады в начале 1944 г. из 67 сотрудников ВСЕГЕИ, ВГБ, ЦНИГР музея 27 погибли. Среди них профессор Н. Ф. Погребов (1860–1942), А. Н. Рябинин (1874–1942), Д. В. Никитин (1882–1942), В. Н. Зверев (1878–1943), геологи Б. К. Терлецкий, П. М. Васильевский, В. А. Мионов, А. В. Фаас, Е. В. Лермонтова, химик Е. А. Свержинская, сотрудница ЦНИГР музея, активная участница революционного движения, соратница Н. К. Крупской Л. Н. Пескова.

Даже эвакуация на большую землю не всегда могла спасти истощенных и больных людей. Заместитель директора ЦНИГР музея, геолог и палеонтолог Борис Павлович Асаткин скончался в Пятигорске в 1942 г.

Восстановление работы в Ленинграде. Сразу после снятия блокады было принято решение о возобновлении работы ВСЕГЕИ в Ленинграде. Директором ВСЕГЕИ был назначен член-корреспондент АН СССР Иван Иванович Горский (1893–1975), начавший службу в Геолкоме в 1917 г. Перед ним и его ближайшими помощниками: руководителями основных направлений деятельности института А. П. Марковским, Г. Л. Падалкой, Н. И. Хитаровым, ученым секретарем М. С. Шитиковым, секретарем парторганизации П. В. Турбановым, сотрудниками института — встали три равнозначные и трудновыполнимые задачи:

— определить основные направления исследований института и начать сами работы;

— собрать рассредоточенных по всей стране сотрудников и привлечь молодые кадры;

— провести собственными силами ремонт, включая новое перекрытие здания и восстановление лабораторий.

В марте 1944 г. Комитет по делам геологии определил штатную численность ВСЕГЕИ в 429 сотрудников, но к началу 1945 г. в институте было только 205 человек, к концу года — вдвое больше. Сотрудники возвращались из эвакуации и после демобилизации из армии.

Восстановление здания ВСЕГЕИ проводилось своими силами. За очень короткое время благодаря самоотверженному труду сотрудников удалось восстановить 12 лабораторий и две мастерские, привести в рабочее состояние кабинеты. Только для остекления основного здания института потребовалось приготовить 9 т (!) замазки [3].

Участник восстановительных работ Тихон Николаевич Спизарский (1907–1995) вспоминал:

«Весной 1944 г. был создан Штаб по восстановлению института. Через Комитет по делам геологии получили разрешение на вагон стекла, который доставили из Гусь-Хрустального сотрудники института. После этого были созданы бригады по остеклению здания. Поручили этими работами руководить мне...»

В одну бригаду вошли В. В. Зацер (бригадир), В. С. Дроздова, Н. Д. Радзевич, Н. К. Стельмак, М. А. Седова, Е. Ф. Асаткин, С. Р. Самойлович. Эта бригада вставляла стекла во всем третьем и втором этажах, кроме библиотеки.

Во вторую бригаду вошли Л. Д. Кипарисова (бригадир), Э. З. Бульванкер, И. М. Покровская, М. И. Соснина и др. Эта бригада вставляла стекла в библиотеке и в музее.

Специальная группа была выделена для изготовления замазки: Т. П. Осыко, Т. Байковский и др. Отдельная бригада вела работы по ремонту крыши института и остеклению купола в музее. Эта бригада состояла из А. А. Иванова (бригадир), И. И. Краснова, Н. А. Беляевского, Н. М. Успенского, К. И. Дворцовой, Ю. Ир. Половинкиной и др. (почти все доктора наук, действующие или будущие). И. И. Краснов занимался, кроме того, ремонтом замков в кабинетах.

К ноябрьским праздникам 1944 г. остекление института было закончено, сотрудники переклещились на приведение в порядок рабочих кабинетов и лабораторий. К концу года и эти работы в основном были закончены. Отопление восстановлено. Коллектив сотрудников института мог приступить к продолжению научных исследований, которые полностью развернулись в 1945 г., хотя отдельные восстановительные работы продолжались и позже, в частности, в музее...»

Еще шла война, а ВСЕГЕИ уже получил возможность возобновить многие важные направления деятельности. Под руководством И. И. Горского продолжилось составление листов Государственной геологической карты СССР м-ба 1 : 1 000 000, также началась подготовка нового издания Геологической карты СССР м-ба 1 : 2 500 000 (издана в 1956 г., впервые без белых пятен).

Возобновились работы по сводным картам разных масштабов, создание методических руководств, подготовка и редактирование томов монографии «Геология СССР» и атласов руководящих форм организмов по различным системам, составление геологического словаря, руководства по палинологии, монографий, посвященных геологии месторождений полезных ископаемых СССР и истории геологического развития территории страны.

Уже в 1944 г. И. М. Покровская организовала палинологическую лабораторию, которая вскоре стала ведущим научным центром палинологических исследований в стране.

На Ученом совете ВСЕГЕИ прошла защита трех докторских (Н. П. Луппов, В. Ф. Пчелинцев, Н. М. Успенский) и трех кандидатских диссертаций.

На полевые работы в 1945 г. выехали 17 партий.

Все эти разноплановые, но необходимые работы были успешно выполнены благодаря дружному самоотверженному труду всех сотрудников института, объединенных одним желанием — как можно быстрее включиться в выполнение общегосударственной задачи восстановления народного хозяйства страны.

Библиотека, музей и Картфабрика в годы блокады. Деятельность *Центральной геологической библиотеки (ЦГБ)* не прекращалась в годы войны и блокады Ленинграда.

24 июня 1941 г. на фронт ушел возглавлявший библиотеку с 1940 г. Иван Филиппович Плешков. В октябре 1941 г. мобилизована в ряды Красной армии работавшая с 1937 г. библиотекарь Белла Эммануиловна Альтцигер. Впоследствии она была награждена несколькими медалями, вернулась в библиотеку в 1946 г. и работала до ухода на пенсию в 1970 г.

Часть библиотечного фонда — 600 ящиков наиболее ценных книг, алфавитный каталог и библиографическую картотеку — эвакуировали на Урал, в Кыштым, вместе с институтом. Приобретение литературы в годы войны было связано с особыми трудностями. Организовали сбор книг, оставшихся в кабинетах геологов, ушедших на фронт. Покупалась букинистическая литература. Приобретены частные собрания умерших А. П. Герасимова, Н. Ф. Погребова, А. Н. Рябинина общим объемом свыше 10 тыс. экз.

Несмотря на тяжелые условия начавшейся блокады, в ЦГБ велась интенсивная библиографическая работа для отдела военной геологии по территории прифронтовой полосы Ленинградской области. Осуществлялся специальный подбор иностранной литературы по военной геологии, ледовому режиму Ладожского озера для прокладки ледовой трассы — Дороги жизни. Производились также подборы книг для командования Ленинградского фронта — по Карельскому перешейку, Ладожскому, Волховскому, Боровичскому районам. Книги высылались в штаб Ленинградского фронта.

В течение декабря 1941 — февраля 1942 г. девять сотрудников библиотеки погибли от истощения, в том числе М. А. Боярский, Л. В. Буссе, И. Е. Горовиц, В. И. Ивановская, З. И. Кутилова, Н. М. Ломковский, Е. В. Недзвецкая, Н. К. Рель, Е. И. Суренкова, В. Г. Сюненберг. На окопных работах погибла Н. В. Мартыанова, А. К. Богданова — ранена на работе, Е. А. Змиевский и Е. Т. Бабенков (зам. директора) — пропали на улицах города.

Однако в блокадном Ленинграде библиотека ни на один день не прекращала работу. На 1 апреля 1942 г. в ЦГБ работали Л. П. Васильева, М. А. Годелис, О. П. Лодзина, Н. Н. Михайлова, А. П. Назарова, А. В. Немилова, А. А. Поганкина. Им библиотека во многом обязана сохранению своих прекрасных фондов. Весной 1943 г. через поврежденную артобстрелом крышу вода проникла в не отапливавшееся в течение двух лет книгохранилище. Потребовались поистине героические усилия сотрудников, чтобы продезинфицировать 10 тыс. книг, пораженных плесенью и грибом, и провести профилактическую обработку 96 тыс. книг.

Несмотря на огромные трудности, обслуживание читателей не прекращалось. Одной из задач библиотеки стало выполнение срочных заявок для отдела военной геологии ВСЕГЕИ и других организаций. Подбиралась литература по Карельскому перешейку, Ладожскому, Волховскому и другим районам Ленинградской области. В 1942 г. было выдано 350, в 1943 г. — 484 экз. книг. В марте 1943 г., через два месяца после прорыва блокады, в Доме ученых зав. отделом библиографии А. В. Немилова прочитала доклад «Геологическая библиография СССР и ее задачи в восстановительный период».

В Кыштыме под руководством исполнявшей обязанности директора в 1941–1943 гг. А. Я. Петерсон библиотека работала также в трудных условиях, поскольку развернуть фонд полностью не удалось: не хватало сотрудников. За все время пребывания в эвакуации в библиотеке было выдано 5200 экз. книг, количество читателей составило 208 человек.



Восстановление здания
института силами со-
трудников — остекление
окон в библиотеке



Сотрудницы Центральной
геологической библиотеки
в 1944 г. [1]



Павел Васильевич Турбанов
(1905–1960), директор библиотеки в 1943–1958 гг.



Петр Николаевич Варфоломеев
(1897–1976), директор ЦНИГР музея в 1945–1976 гг.



Павел Митрофанович Озеров
(1896–1957), директор Картофабрики в 1939–1948 гг.



Ремонт в ЦНИГР музее, 1944 г.



Окончательное снятие блокады позволило уже в мае 1944 г. вернуть из Кыштыма в Ленинград все материалы. Был проведен полный просмотр книг в целях выявления отсыревших и зараженных плесенью. Свыше 75 тыс. экз. было подвергнуто обработке формалином. За все время с начала войны не удалось сохранить только 51 книгу!

В 1944 г. библиотекой в Ленинграде пользовалось 100 человек, было выдано 2 тыс. книг. В библиотеки Украинского, Белорусского, а также вновь создаваемых Красноярского и Западно-Казахстанского геологических управлений из дублетного фонда ЦГБ было отправлено 13 тыс. книг.

В 1945 г. библиотека вернулась к своей повседневной работе — обслуживанию читателей. Было выдано 26 тыс. книг. В одностороннем порядке по международному книгообмену из 16 стран от 55 организаций поступило около 700 экз. Большим спросом пользовалась картотека литературы, поступившей в 1941–1945 гг. Возобновился внутрисоюзный книгообмен.

Сотрудниками *Центрального научно-исследовательского геологоразведочного музея (ЦНИГР музея)* в обстановке артобстрелов и бомбежек были приняты все необходимые меры по сохранению государственного коллекционного фонда. Наиболее ценные коллекции и образцы были упакованы в ящики и отправлены в подвалы ВСЕГЕИ и Горного института. По распоряжению АН СССР директор музея академик Павел Иванович Степанов (1880–1947) выехал в Москву, его место занял Петр Николаевич Варфоломеев (1897–1976).

Резко (почти наполовину) сократился штат музейных работников. К 25 августа 1941 г. осталось 27 человек, семеро из них ушли бойцами МПВО и пожарной команды Геологического музея и института и были освобождены от музейной работы, другие занимались оперативной работой по охране помещений и оставшихся коллекций.

От артобстрелов сильно пострадали помещения музея, были разрушены стеклянные купола. Зима 1941-го стала для сотрудников музея суровым испытанием. Сил оставалось все меньше, а невзгоды росли. От голода и болезни умерли 12 сотрудников: Б. П. Асаткин, А. Ф. Андриевская, Н. А. Башмакова, А. В. Белоликов, В. Ф. Белявская, С. В. Боголюбова, Г. Ф. Вебер, Е. С. Воробьев, К. Г. Иосса, В. А. Никифорова, Л. Н. Пескова, А. В. Фаас. Препаратор Г. О. Михалюнас был ранен на работе во время артиллерийского обстрела и скончался в госпитале. Погибли на фронте экскурсовод А. Т. Захаров и рабочий А. Н. Воронов.

К весне 1942 г. штат музея составлял всего 15 человек: исполняющий обязанности директора П. Н. Варфоломеев, ст. научные

сотрудники Т. Е. Вульф, З. Д. Григорьева, А. И. Евгенова, Н. Н. Лобашева, М. И. Яхонтова, мл. научные сотрудники Л. А. Истратова, Т. М. Мальчевская, К. А. Ревунова, А. П. Соболева, бухгалтеры Н. А. Гусман и Е. И. Полонская, коллекторы В. П. Кумпан и А. Н. Тимофеева, курьер А. Г. Осипова.

К середине года персонал еще более сократился — ушла в ряды действующей армии Т. М. Мальчевская, эвакуированы П. Н. Варфоломеев и Т. Е. Вульф. Руководство музеем было возложено на З. Д. Григорьеву.

Малочисленный музейный коллектив мужественно справлялся с трудностями, основной задачей оставалось сохранение музейных коллекций. Наряду с этим приходилось участвовать в оборонных работах, заготавливали на зиму дрова, очищали улицы от снежных заносов, разводили скромные огороды в скверах города и т. д. Благодаря героическим усилиям небольшой группы людей удалось спасти основную часть музейного фонда.

Научные сотрудники музея читали лекции в госпиталях, устраивали выставки, разрабатывали темы оборонного значения по заданию Ленинградского геологического управления.

Из справки о состоянии ЦНИГР музея:

«В декабре 1941 года осколками от снарядов были повреждены 2 центральных купола здания, чердачное помещение и стеклянные потолки Центрального зала Музея. В некоторых витринах выбиты стекла.

В апреле 1942 года помещение ЦНИГР музея вторично особенно пострадало. В результате артиллерийского обстрела один из крупных снарядов пробил крышу и разорвался на чердаке. Громадная площадь потолка была разрушена, полностью разрушены купола, выбиты стекла в витринах».

Сразу же после снятия блокады сотрудники музея, института и библиотеки активно принялись за устранение повреждений, причиненных зданию. Пришлось оперативно осваивать строительные профессии маляров, штукатуров, стекольщиков, ремонтников. Убирали горы мусора, битого стекла, отвалившейся штукатурки. По окончании войны музейный коллектив готов был полностью приступить к прерванной работе.

Менее чем за два года сотрудники музея во главе с П. Н. Варфоломеевым восстановили в своем довоенном облике почти все экспозиции, для чего пришлось просмотреть большой объем геологических образцов, написать этикетки и аншлаги, подготовить соответствующую графику. ЦНИГР музей вновь был открыт для широкой публики 1 ноября 1947 г.

Многие сотрудники *Картографической фабрики* были призваны в Красную армию. Ушли добровольцами на фронт и в народное ополчение К. Д. Спиридонов (главный

инженер), Б. С. Богословский, В. Г. Болдырева, Е. А. Бодзинская, В. Л. Востарева, А. А. Капустин, Г. А. Микульшин, В. Ф. Петрова, Б. В. Федоров и др. Детей сотрудников Картфабрики и ВСЕГЕИ, отправленных в летние пионерские лагеря, спасли в августе 1941 г. З. Н. Балашова, А. В. Костенич, К. Т. Федулова.

На Картфабрике остался очень небольшой коллектив, выполнявший задания командования Ленинградского фронта — выпуск карт специального назначения, плакатов, листовок, а также районной многотиражной газеты. Некоторые сотрудники перешли на казарменное положение. Артиллеристские обстрелы, бомбежки, холод и голод, потери близких делали условия работы тяжелейшими. Воду доставляли ведрами из Невы или брали из пожарных люков. Фотокопировальное оборудование не использовалось из-за отсутствия электроэнергии, печатные станки приводили в действие вручную. Работали при скудном керосиновом освещении.

Под руководством сотрудников ВСЕГЕИ И. В. Даниловского, а затем С. А. Яковлева работники фабрики З. Н. Балашова, А. П. Нехорошева, Н. А. Федорова и др. готовили к изданию карты геоморфологические и четвертичных образований разных масштабов для военных нужд. Печатание осуществляли отозванные с фронта В. В. Лудильщиков и П. М. Максимов, а также К. В. Лудильщиков, А. В. Семенов, А. В. Смирнов и др.

Достоинно восхищения, что в этих нечеловеческих условиях сотрудники Картфабрики умудрялись печатать геологические карты. Среди них мы находим, например, карты четвертей полумиллионных листов ряда районов Средней Азии: К-42-Г, К-43-В, J-42-Б, подписанные к печати с ноября 1941 по май 1943 г.

С середины 1944 г., когда уже была снята блокада Ленинграда, а фронт откатился на запад, на Картфабрике начинает налаживаться довоенная работа. Главным инженером назначают А. В. Семенова, начальником картцеха Н. А. Федорову, которую позже сменяет Б. И. Лейпус. Война и блокада безжалостно выкосила, а частично разбросала по стране девять десятых прежнего состава специалистов. Более 20 человек, ушедших на защиту Отечества, не вернулись. Многие погибли в блокадном городе. Среди них и В. А. Мионов, руководивший кабинетом обзорных карт ЦНИГРИ и перешедший в Картмастерскую института.

Главной задачей стала подготовка новых кадров. В конце 1944 г. создаются курсы чертежников-картографов. Их организатором и руководителем была З. А. Куклина, большую помощь оказывала ей Н. Л. Семенова. В конце 1944 — начале 1945 г. возвращаются

из эвакуации Т. Б. Алексеева, А. К. Белова, В. Г. Болдырева, Я. О. Городецкая, В. М. Матвеева, В. Ф. Петрова, А. В. Савинова, А. Г. Соловьева, В. С. Степанова. Многие из них проработали на Картфабрике до конца 60-х годов, кто-то и дольше [8].

Несмотря на тяжелейшие испытания военного времени, лишения, голод и холод Ленинградской блокады, крайне напряженный труд геологов ВСЕГЕИ (и всего советского народа) в период 1941–1945 гг. заложил основу для стремительного развития геологической отрасли в послевоенный период, поскольку именно работы военного времени дали толчок для развития геологических организаций союзных республик, активизировали поисковую деятельность в восточных областях страны, что привело к открытию важнейших месторождений в Забайкалье, Приморье и на Северо-Востоке, а вслед за этим и ускоренному освоению этих районов, прежде малодоступных. Не зря период 1950–1980 гг. иногда называют «золотыми десятилетиями отечественной геологии».

В одной статье невозможно достаточно полно осветить все аспекты жизни, работы, борьбы института и его сотрудников в блокадном городе, на фронте и в тылу Великой Отечественной войны. Мы вынуждены лишь кратко упомянуть многих людей — сотрудников ВСЕГЕИ, хотя судьба каждого из них достойна отдельного описания. Нам также пришлось отказаться от использования большого массива документов — воспоминаний как фронтовиков, так и малолетних жителей блокадного города — будущих геологов, поскольку эти документы при всей их огромной эмоциональной силе не связаны напрямую с судьбой именно ВСЕГЕИ [2].

1. 125 лет Геолкому — ВСЕГЕИ / гл. ред. О. В. Петров, А. Ф. Морозов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — 128 с.

2. Ветераны помнят. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. — 184 с.

3. ВСЕГЕИ в развитии геологической науки и минерально-сырьевой базы страны. 1882–1982 / отв. ред. А. И. Жамойда. — Л.: Недра, 1982. — 283 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.; вып. 314).

4. Геолком — ВСЕГЕИ в развитии геологической службы и укреплении минерально-сырьевой базы России. 1882–2002 / под ред. О. В. Петрова, А. И. Жамойды. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. — 576 с.

5. Жамойда А. И. Годовщины Дня Победы во ВСЕГЕИ. 1975, 1980, 1985, 2000 годы. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. — 41 с.

6. Имена геологов на мемориальных досках (ВСЕГЕИ) / сост. Г. Н. Шапошников, И. Н. Курек. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. — 56 с.

7. Клеопов И. Л., Ляцкий В. Б. Очерк истории Геологического Комитета — ЦНИГРИ — ВСЕГЕИ. — Ленинград, 1960 г. (Рукопись).

8. Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ 1939–1989 годы (Краткий исторический очерк) / сост. Н. И. Бритвин. – Л., 1991. – 65 с.

9. Наливкин Д. В. Первые женщины-геологи Петербурга – Ленинграда // Геология – жизнь моя... Вып. 10. – М.: Всероссийское геологическое общество, 2003. – С. 181–412.

10. Федорчук В. П. Геологи – фронту. – М.: Недра, 1985. – 181 с.

11. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского: сайт [Электронный ресурс]. – URL: <http://vsegei.ru/ru/> (дата обращения: 28.01.2019).

1. 125 let Geolkomu – VSEGEI [25 years of Geolcom – VSEGEI]. Chief editors O. V. Petrov, A. F. Morozov. St. Petersburg: VSEGEI. 2006. 128 p.

2. Veterany pomnyat [Veterans remember]. St. Petersburg: VSEGEI. 2010. 184 p.

3. VSEGEI v razvitiі geologicheskoy nauki i mineral'no-syr'evoy bazy strany. 1882–1982 [VSEGEI in the development of geological science and the mineral resource base of the country. 1882–1982] Ed. by A. I. Zhamoyda. Leningrad: Nedra. 1982. 283 p. (Proceedings of VSEGEI. New series. Iss. 314).

4. Geolkom – VSEGEI v razvitiі geologicheskoy sluzhby i ukreplenii mineral'no-syr'evoy bazy Rossii. 1882–2002 [Geolkom – VSEGEI in the development

of the geological service and the strengthening of the mineral resource base of Russia. 1882–2002]. Eds. by O. V. Petrov, A. I. Zhamoyda. St. Petersburg: VSEGEI. 2002. 576 p.

5. Zhamoyda A. I. Godovshchiny Dnya Pobedy vo VSEGEI. 1975, 1980, 1985, 2000 gody [Anniversaries of the Victory Day in VSEGEI. 1975, 1980, 1985, 2000]. St. Petersburg: VSEGEI. 2003. 41 p.

6. Imena geologov na memorial'nykh doskakh (VSEGEI) [Names of geologists on the Memorial Plaques (VSEGEI)]. Eds. by G. N. Shaposhnikov, I. N. Kurek. St. Petersburg: VSEGEI. 1992. 56 p.

7. Kleopov I. L., Lyatskiy V. B. Ocherk istorii Geologicheskogo Komiteta – TsNIGRI – VSEGEI [Sketch of the history of the Geological Committee – TsNIGRI – VSEGEI]. Leningrad. 1960.

8. Leningradskaya kartograficheskaya fabrika VSEGEI 1939–1989 gody (Kratkiy istoricheskiy ocherk) [Leningrad Cartographic Factory VSEGEI 1939–1989 (A brief historical sketch)] Ed. by N. I. Britvin. Leningrad. 1991. 65 p.

9. Nalivkin D. V. The first women geologists of Petersburg – Leningrad. *Geology is my life*. Moscow. 2003. Vol. 10. Pp. 181–412. (In Russian).

10. Fedorchuk V. P. Geologi – frontu [Geologists – to the front]. Moscow: Nedra. 1985. 181 p.

11. Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy geologicheskii institut im. A. P. Karpinskogo: sait [All-Russian Geological Research Institute named after A. P. Karpinsky] [Elektronnyy resurs]. URL: <http://vsegei.ru/ru/> (28.01.2019).

Колбанцев Леонид Русланович – зам. директора, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей им. академика Ф. Н. Чернышева (ЦНИГР музей) при ВСЕГЕИ¹. <Leonid_Kolbantsev@vsegei.ru>
Ермилова Ольга Кирилловна – директор, Всероссийская геологическая библиотека (ВГБ) при ВСЕГЕИ¹. <Olga_Ermilova@vsegei.ru>

Kolbantsev Leonid Ruslanovich – Deputy Director, Central Research Exploration Museum named after academician F. N. Chernyshev (TsNIGR muzey) at the VSEGEI¹. <Leonid_Kolbantsev@vsegei.ru>
Ermilova Olga Kirillovna – Russian Geological Library (VGB) at the VSEGEI¹. <Olga_Ermilova@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute. 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Евгений Александрович Козловский

7 мая 2019 года
Герой Социалистического Труда,
лауреат Ленинской
и Государственных премий РФ,
министр геологии СССР (1975–1989),
заслуженный деятель науки
и техники РСФСР, заслуженный
геолог РФ, вице-президент
Российской академии
естественных наук,
член правительственной комиссии,
доктор технических наук, профессор
Евгений Александрович Козловский
отметил **90-летний юбилей**.

В этот день по инициативе
Ассоциации геологических организаций
Министерство природных ресурсов
и экологии Российской Федерации
совместно с Федеральным агентством
по недропользованию
в актовом зале Минприроды России
провели торжественное заседание.

С поздравлениями выступили
представители органов государственной
власти, Министерства природных
ресурсов Российской Федерации,
Федерального агентства
по недропользованию,
ведущих отраслевых институтов,
а также общественных организаций.

Фото с сайта Федерального агентства по недропользованию



Уважаемый Евгений Александрович!

От всей души поздравляю Вас с Днем рождения – блестящей датой 90 лет! Такой рубеж по силам преодолеть только человеку такого масштаба, жизненной энергии и мужества, как Вы.

Ваш трудный жизненный путь – великий пример того, как подросток из белорусского села, испытавший на себе все тяготы войны, благодаря усердию, трудолюбию и настойчивости стал крупным государственным деятелем – министром геологии СССР.

Уже на первых этапах производственной работы Вы проявили себя как талантливый профессионал – прирожденный геологоразведчик и руководитель. Особенно хочется отметить Вашу плодотворную деятельность на посту министра геологии СССР. Именно в эти годы стало уделяться повышенное внимание комплексному анализу минерально-сырьевой базы страны, перспективам развития отрасли, широкому привлечению науки и планомерному техническому перевооружению геологоразведочного производства. Резко увеличились объемы и производительность работ, широко внедрялись новые формы организации процесса. Грамотная стратегия развития отрасли способствовала резкому росту новых геологических открытий.

Большой широтой отличаются Ваши научные интересы. Среди них проблемы минерально-сырьевых ресурсов нашей страны и мира, пути их развития и использования, методика и технология разведки полезных ископаемых, в том числе на основе привлечения новых принципов геолого-экономического моделирования.

Существенный личный вклад внесен Вами в организацию проходки уникальной Кольской сверхглубокой скважины. При Вашем содействии создан мощный флот отрасли. Получила путевку в жизнь новая система исследования недр «Космос – воздух – земля – скважина».

Истинный патриот родной земли, мастер с величайшей организованностью, четкостью, принципиальностью в принятии решений и требовательности их исполнения – Вы и сегодня являетесь лидером отечественной и мировой геологии.

Желаю Вам, уважаемый Евгений Александрович, сохранить свой огромный заряд жизненной энергии, крепкого здоровья, счастья и больших творческих успехов!

*Министр природных ресурсов
и экологии Российской Федерации*

Д. Н. Кобылкин

Уважаемый Евгений Александрович!

От имени Федерального агентства по недропользованию и от меня лично примите самые теплые и сердечные поздравления по случаю Вашего 90-летия!

Вы входите в плеяду выдающихся геологов России. Период Вашего руководства Министерством геологии СССР по праву относят к «золотому веку геологии», а Вас называют «легендой геологической отрасли». С Вашим именем связаны интенсивное развитие минерально-сырьевой базы СССР, геологической науки, масштабный научно-технический прогресс в отрасли и техническое перевооружение геологоразведочного производства.

Вы лично принимали участие в открытии месторождений таких важнейших видов минерального сырья, как нефть в Западной Сибири, алмазы близ Архангельска, олово на Дальнем Востоке России. При Вашем участии был основан мощный, хорошо оснащенный флот отрасли, базу которого сформировали на Черном море, в Мурманске и Владивостоке.

По Вашей инициативе на правительственном уровне утвердили научно-практическую систему исследования недр «Космос — воздух — земля — скважина», которая вывела отрасль на новый научный уровень. Благодаря применению принципиально новой отечественной технологии, научных методов управления и организации работ оказалась возможной проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины. Успешно решая производственные и научные проблемы, Вы заслуженно завоевали известность и славу талантливого организатора.

Ваш высокий авторитет в геологии и обществе основан на огромном жизненном опыте, объективности, честности и смелости суждений, твердой гражданской позиции, бескорыстном служении Родине. Ваш постулат о смысле профессии геолога — «знать о прошлом и прекрасно понимать будущее» — наказ поколениям, которые выберут эту профессию, и повод задуматься тем, кто уже работает в отрасли и принимает ответственные решения.

Ваша научная, организационная и общественная деятельность заслуженно отмечена орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, «За заслуги перед Отечеством» IV и III степеней, званиями лауреата Ленинской премии, двух Государственных премий Российской Федерации, Заслуженного геолога Российской Федерации и другими высокими наградами.

В этот замечательный день позвольте выразить Вам, Евгений Александрович, свое уважение и пожелать крепкого здоровья, бодрости духа, счастья и благополучия!

*Заместитель министра природных ресурсов
и экологии Российской Федерации — руководитель
Федерального агентства по недропользованию*



Е. А. Киселев

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, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

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 авторам. Если статья не принимается редколлгией 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.

При подготовке статей редакция просит руководство ваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата A4. 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.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графических материалов равен 3000 см².

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы — 16×25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала (16×25 см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах *.cdg (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), *.eps (Encapsulated Post Script) и *.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100% Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подписанные подписи собираются в отдельный текстовый файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках — русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу — транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала — транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника — перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации — <https://translit.ru/ru/bgn/>.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / под ред. Н. В. Мержеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

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