

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2018

№ 1

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: **Эрнст Р.Э.**, профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Заместитель главного редактора: **Врублевский В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: **Асочакова Е.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Реведагто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Савичев О.Г., д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

Склярёв Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

Худoley А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Шварцев С.Л., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoog Consultants, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

Гутиеррес-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларамы, США

Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Тишин П.А.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Хромых О.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

Founder –Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography; <http://journals.tsu.ru/geo>

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst**, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Deputy Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: vasvr@yandex.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Shvartsev S.L., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Леснов Ф.П. U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)	6
Толстых Н.Д. Платиновая минерализация массивов Кондер и Инагли	17

ГЕОТЕКТОНИКА

Туркин Ю.А. Структуры латерального выжимания западной части Алтае-Саянской складчатой области	33
--	----

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Ксенева Т.Г. Новые виды полиморфинид (фораминиферы) верхнего мела Западной Сибири	44
Сазонов А.М., Сосновская О.В., Еханин Д.А. Новый вид рода <i>Globuloella Korde</i> из докембрия Енисейского кряжа	55
Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия ирбитского горизонта (средний эоцен) на юго-востоке Западной Сибири	61

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

В.А. Врублевский – известный ученый-петрограф и талантливый преподаватель	72
--	----

CONTENTS

GEOCHEMISTRY, MINERALOGY

Lesnov F.P. Data on U-Pb isotopic dating of zircons from ultramafic restites of Shaman massif (Eastern Transbaikalia)	6
Tolstykh N.D. Platinum mineralization of the Konder and Inagly massifs	17

GEOTECTONICS

Turkin Ju.A. The structures of the lateral extrusion of the western part of the Altai-Sayan folded area	33
--	----

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Kseneva T.G. Some data of the new Campanian-Maastrichtian Polymorphinidae species (Foraminifera) of the Western Siberia	44
Sazonov A.M., Sosnovskaya O.V., Yekhanin D.A. New species of <i>Globuloella Korde</i> genus from the Precambrian Yenisei ridge	55
Podobina V.M. Foraminifera and biostratigraphy of Irbitskian Horizon (Middle Eocene) on south-east of Western Siberia	61

ANNIVERSARY DATE

V.A. Vrublevskii - a famous scientist-petrographer and a talented lecturer	72
---	----

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 549.383+550.3+546.65+549.9+571.55

U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ РЕСТИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.П. Леснов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Обсуждаются полученные U-Pb методом первые данные об изотопном возрасте цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье), который имеет размеры 6×25 км и является крупнейшей протрузией этих пород в составе восточного фланга Байкало-Муйского офиолитового пояса. Из коллективной пробы массой около 4 кг, состоявшей из нескольких десятков небольших образцов гарцбургитов и дунитов, отобранных из коренных обнажений в пределах внутренней зоны массива, было выделено 31 зерно циркона. Все цирконы характеризуются округленной формой и шероховатой поверхностью, многие из них лишены катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности. Значения их возраста варьируют в очень широком диапазоне (3 049–502 млн лет), т.е. они являются полихронными. Рабочая коллекция зерен циркона была разделена на два возрастных кластера: а) более редкие зерна с возрастом $3\,049 \pm 17$ – $1\,189 \pm 29$ млн лет; б) чаще встречающиеся зерна с возрастом 638 ± 29 – 502 ± 54 млн лет. Кроме того, три зерна имеют возраст в диапазоне 813 ± 26 – 778 ± 63 млн лет. Предполагается, что наиболее древние цирконы имеют реликтовую природу и что они изначально находились в верхнемантийном протолите, прогрев которого при частичном плавлении обусловил нарушение и неравномерное «омоложение» изотопных систем этих цирконов. С меньшей определенностью такой же генезис может быть приписан цирконам, показавшим более молодые значения изотопного возраста.

Ключевые слова: цирконы, U-Pb изотопный метод, гарцбургиты, дуниты, реститы, геохимия, Шаманский массив, Байкало-Муйский офиолитовый пояс, Восточное Забайкалье.

Введение

В работе представлены впервые полученные U-Pb методом данные об изотопном возрасте цирконов из дунитов и гарцбургитов Шаманского ультрамафитового массива, расположенного на правом берегу р. Витим (Восточное Забайкалье) и входящего в состав Байкало-Муйского офиолитового пояса, который структурно приурочен к зоне глубинного разлома, разграничивающего Сибирский кратон и Алтае-Саянскую складчатую область (GPS координаты по центру массива: 55.81389 с.ш., 111.09167 в.д.). Массив является крупнейшей протрузией реститогенных ультрамафитов в составе восточной ветви этого пояса [Кибанов, 1971; Анашкина и др., 1997; Лоскутов, Асосков, 2010; Леснов и др., 2012, 2016]. Его породами сложены хребет и гора Шаман, возвышающаяся над уровнем р. Витим на $1\,800$ м. Массив имеет размеры 6×25 км и обнажается на площади 110 км². Его длинная ось ориентирована в север-северо-западном направлении согласно простиранию зоны глубинного разлома. По размеру этот массив стоит в одном ряду с такими крупными ультрамафитовыми массивами Алтае-Саянской складчатой области, как Оспинско-Китойский (Восточный Саян, 200 км²), Иджимский (Западный Саян, 106 км²), Шишихидгольский (285 км²) и Наранский

(188 км²) – в Монголии. С вмещающими метаморфическими образованиями протерозойского возраста Шаманский массив граничит вдоль субвертикальных разломов. В его западном экзоконтакте преобладают амфиболиты и карбонатные отложения, вдоль восточного экзоконтакта распространены метапесчаники и кварциты. Структурно массив приурочен к протяженной зоне глубинного разлома, разграничивающей Сибирский кратон и его южное складчатое обрамление. Массив сложен слабо серпентинизированными гарцбургитами и подчиненными им дунитами, залегающими среди гарцбургитов в виде полос и линзовидных обособлений, имеющих нерезкие границы с гарцбургитами. Вдоль его западного эндоконтакта расположена мощная зона интенсивно рассланцованных серпентинитов, которые в направлении к его осевой зоне сменяются почти не серпентинизированными ультрамафитами. Массив относится к числу потенциально хромитоносных [Лоскутов, Асосков, 2010].

Методы исследований

Содержание большинства элементов-примесей в породах было определено в лаборатории ИГМ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT (Finigan Mat). Определение изотопного

возраста цирконов (локальный U-Pb метод с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP II, стандарты «TEMORA» и «91500») выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Schuth et al., 2012]. Эти измерения сопровождалось изучением морфологии кристаллов циркона в оптическом и катодолюминесцентном режимах (сканирующий электронный микроскоп CamScan MX2500).

Результаты исследований

По данным микроструктурного анализа оливинов из слагающих массив гарцбургитов и дунитов, было выявлено его зональное строение, свидетельствующее о последовательном увеличении интенсивности пластических деформаций от внутренней зоны массива, наименее деформированные оливины из пород которой имеют протогранулярную и мезогранулярную микроструктуры, в направлении к периферическим зонам массива, в породах которых более де-

формированные оливины характеризуются порфи-рокластической, порфиroleйстовой и мозаичной микроструктурами [Пугачева, 1988, 1996].

Гарцбургиты и дуниты массива обеднены CaO, TiO₂, Na₂O, K₂O, редкими и редкоземельными элементами (РЗЭ), суммарные содержания последних в гарцбургитах составили 0,29–3,01 г/т, в дунитах – 0,12–1,54 г/т (табл. 1). Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в ультрамафитах массива имеют дугообразно изогнутую книзу конфигурацию, обусловленную относительным обогащением пород неструктурной примесью легких РЗЭ, которая сосредоточена в межзерновых и внутриверновых микротрещинах (рис. 1).

Содержания Zr и Hf в ультрамафитах массива подвержены значительным вариациям, при этом между ними выявлена прямая зависимость (см. табл. 1, рис. 2). Это позволило предположить, что в породах данного массива могут присутствовать очень неравномерно распределенные зерна циркона [Леснов и др., 2016].

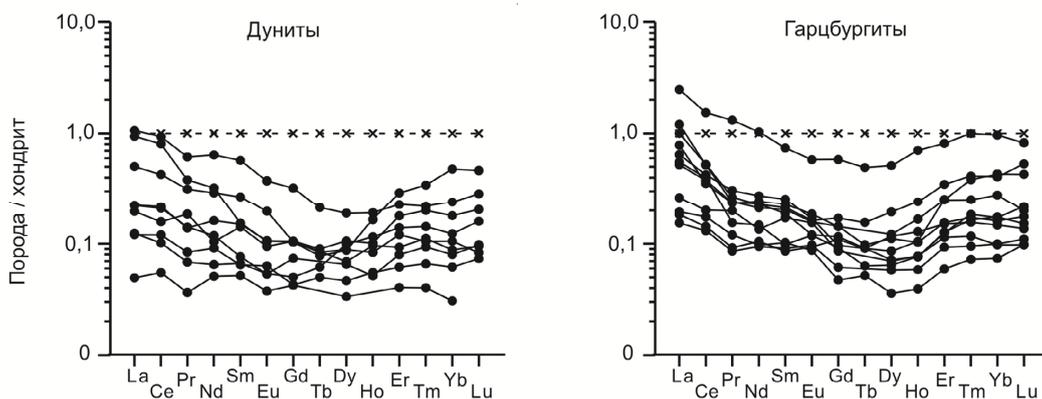


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в ультрамафитах из Шаманского массива (по данным табл. 1)

Fig. 1. The patterns of distribution of chondrite-normalized rare earth elements contents in ultramafic rocks from Shaman massif (data Table 1)

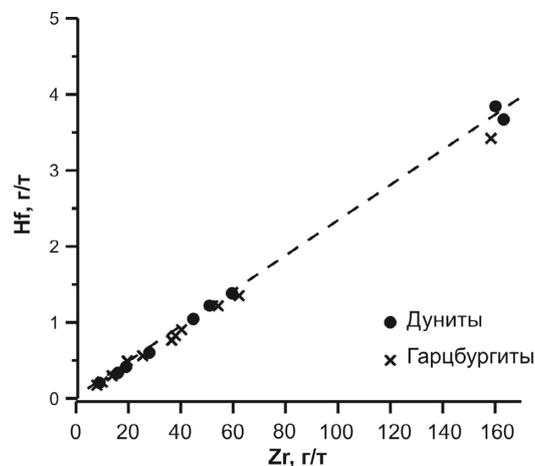


Рис. 2. График корреляции между содержаниями Zr и Hf в ультрамафитах из Шаманского массива: точки – дуниты, крестики – гарцбургиты (по данным табл. 1)

Fig. 2. The graph of the correlation between the contents of Zr and Hf in ultramafites from the Shaman massif: dunitite points, crosses - harzburgites (data Table 1)

Содержания U и Th в породах массива, как и значения параметра Th/U, подвержены значительным колебаниям, причем в большинстве случаев U преобладает над Th (табл. 2). Суммарные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в гарцбургитах и дунитах массива варьируют в интервале 12,50–24,35 мг/т, при этом преобладающим элементом в них является Ru. В породах была выявлена обратная зависимость между содержаниями Ru и тяжелыми РЗЭ (Er, Tm, Yb, Lu), а также между суммарными содержаниями РЗЭ и ЭПГ. Предполагается, что подобная зависимость между содержаниями контрастных по своим свойствам этих двух групп элементов является следствием их разнонаправленного фракционирования в процессе частичного плавления верхнемантийного протолита. Судя по преобладанию Ru над остальными ЭПГ, главными концентра-

торами последних в породах массива могут быть микрочастицы рутеносмирида и лаурита [Леснов и др., 2012].

Согласно результатам геохронологических исследований, выполненных разными методами, в том числе U-Pb методом по циркону, значения возраста пород из метаморфических комплексов, распространенных в районах южного складчатого обрамления Сибирского кратона, значительно варьируют: 2,4–2,0 и 1,88–1,85 млрд лет [Туркина и др., 2016]; 2,66–1,88 млрд лет [Shatsky et al., 2015]; <1,0 млрд лет [Ярмолюк и др., 2012]; 1,02–0,89 млрд лет [Гордиенко и др., 2009]. Что касается ультрамафитов, массивы которых расположены среди метаморфических комплексов этих районов, то до настоящего времени изотопное датирование цирконов из данных пород не проводилось.

Таблица 1

Содержание редкоземельных и других элементов-примесей в представительных образцах ультрамафитов из Шаманского массива, г/т

Table 1

The contents of rare-earth and other trace elements in representative samples of ultramafic rocks from Shaman massif, ppm

Элемент	Дуниты								
	Номера образцов								
	Ш-1/3	Ш-1/4	Ш-2/2	Ш-4/1	Ш-5/3	Ш-6/1	Ш-24/2	Ш-27/1	Ш-33/6
La	0,055	0,012	0,26	0,030	0,048	0,23	0,029	0,055	0,12
Ce	0,13	0,035	0,59	0,065	0,10	0,51	0,077	0,14	0,27
Pr	0,014	0,004	0,059	0,007	0,018	0,037	0,008	0,013	0,030
Nd	0,056	0,024	0,30	0,031	0,050	0,15	0,043	0,077	0,014
Sm	0,012	0,008	0,088	0,010	0,022	0,024	0,010	0,023	0,041
Eu	0,003	0,002	0,022	0,003	0,005	0,006	0,004	0,006	0,011
Gd	0,015	0,009	0,066	0,010	0,021	0,021	0,009	0,021	0,021
Tb	<0,001	<0,001	0,008	0,002	<0,001	0,003	0,002	0,003	0,003
Dy	0,017	0,009	0,048	0,025	0,018	0,027	0,012	0,022	0,023
Ho	0,003	<0,001	0,011	0,007	0,005	0,006	0,003	0,009	0,005
Er	0,013	0,007	0,038	0,023	0,015	0,030	0,010	0,048	0,020
Tm	0,002	0,001	0,006	0,004	0,003	0,005	0,002	0,009	0,003
Yb	0,013	0,005	0,040	0,020	0,014	0,030	0,010	0,079	0,017
Lu	0,002	<0,001	0,007	0,004	0,002	0,005	0,002	0,012	0,002
Сумма	0,444	0,119	1,543	0,241	0,322	1,084	0,221	0,517	0,580
(La/Yb) _n	2,80	1,60	4,44	1,01	2,24	5,23	1,95	0,47	4,78
(Eu/Eu*) _n	0,71	0,80	0,84	0,93	0,77	0,81	1,18	0,84	1,06
Ca	1 857	1 674	1 961	2 157	2 012	5 646	2 430	4 503	1 730
Sc	<0,1	<0,1	<0,1	1,91	<0,1	1,30	<0,1	3,7	<0,1
Ti	<2,0	<2,0	128	37	14	20	4,6	46	62
V	8,4	4,0	9,8	24	9,5	35	8,8	34	10,0
Cr	1 106	737	1 204	1 932	2 087	2 461	740	1 901	1 812
Mn	394	222	479	569	535	766	232	585	485
Co	44	29	59	68	59	81	30	71	57
Ni	885	600	1 204	1 305	1 147	1 573	610	1 388	1 106
Cu	4,0	2,8	7,5	6,4	8,4	14,8	1,0	4,2	6,0
Zn	21	39	26	30	55	54	30	64	67
Ga	0,31	0,24	0,49	0,68	0,35	0,93	0,39	1,03	0,34

Элемент	Дуниты								
	Номера образцов								
	Ш-1/3	Ш-1/4	Ш-2/2	Ш-4/1	Ш-5/3	Ш-6/1	Ш-24/2	Ш-27/1	Ш-33/6
Rb	0,32	0,23	0,61	0,57	0,51	0,66	0,22	0,58	0,40
Sr	1,49	0,72	1,60	1,18	1,26	2,1	1,48	6,8	1,91
Y	0,14	0,078	0,38	0,24	0,10	0,17	0,11	0,30	0,23
Zr	45	19,1	60	28	51	163	15,9	9,0	160
Nb	0,012	0,012	0,28	0,033	0,039	0,031	0,01	0,026	0,11
Cs	1,96	1,21	2,50	3,3	2,7	3,5	1,37	3,5	2,2
Ba	3,3	0,98	2,7	1,86	3,5	12,4	1,94	1,88	2,5
Hf	1,05	0,41	1,38	0,60	1,22	3,7	0,34	0,20	3,8
Ta	0,003	0,004	0,024	0,007	0,004	0,004	0,003	0,004	0,013
Pb	0,51	0,36	0,82	1,24	0,66	1,01	0,39	0,96	0,80
Th	0,018	0,012	0,060	0,01	0,021	0,067	0,01	0,17	0,040
U	0,014	0,005	0,018	0,005	0,005	0,01	0,011	0,007	0,014

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS (аналитики – С.В. Палесский, И.В. Николаева).

Note. Analyzes were performed in the Analytical Center of IGM SB RAS (Novosibirsk) by the ICP-MS method (S.V. Palessky and I.V. Nikolaeva).

Как отмечалось выше, полученные ранее данные геохимических исследований ультрамафитов из Шаманского массива позволили предположить, что в этих породах присутствуют зерна циркона, которые могут быть продатированы U-Pb методом. С учетом этого обстоятельства были предприняты усилия по обнаружению и выделению зерен циркона из дунитов и гарцбургитов данного массива. Для этого была использована коллективная проба, составленная из нескольких десятков небольших образцов гарцбургитов и дунитов общей массой около 4 кг. Эти образцы были отобраны из коренных обнажений, расположенных в пределах удаленной от тектонических контактов внутренней зоны массива, для выполнения микроструктурных исследований оливинов [Пугачева, 1988, 1996]. С учетом крайне ограниченного и неравномерного распространения зерен циркона в ультрамафитах, можно предположить, что обнаружение и выделение цирконов из коллективной пробы окажутся более продуктивными по сравнению с их выделением из крупнообъемных, но единичных проб. При дроблении и расसेве эта коллективная проба была разделена на две примерно равные по массе фракции: 02 и 03, размер частиц в которых составил ~0,3 мм. Из обеих фракций инженером Л.П. Пантюковой (лаборатория разделения минералов ИГМ СО РАН) было выделено 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. Было установлено, что почти все эти зерна лишены кристаллографической огранки, имеют округленную форму и шероховатую поверхность. Большинство из них рассечено микротрещинами, в некоторых зернах наблюдались прозрачные микровклю-

чения невыясненного состава (рис. 3, 4). При этом большинство зерен не имели катодлюминесцентного свечения и осцилляторной зональности, в остальных зернах наблюдались катодлюминесцентное свечение низкой интенсивности и нерегулярная осцилляторная зональность.

Локальным U-Pb SIMS методом выполнены определения изотопного возраста цирконов из рассматриваемой коллекции (табл. 2). На гистограмме частот встречаемости полученных значений возраста цирконов присутствует несколько различных по интенсивности максимумов, позволивших разделить всю коллекцию зерен на два основных кластера (рис. 5). Первый из них включает малочисленные зерна циркона, имеющие древние возраста ($3\,049 \pm 17$ – $1\,189 \pm 29$ млн лет). Второй кластер представлен более многочисленными зернами, имеющими более молодые возраста (638 ± 29 – 502 ± 54 млн лет). Помимо этих кластеров в коллекции обнаружены три зерна с промежуточными значениями возраста (813 ± 26 – 778 ± 63 млн лет). За исключением нескольких зерен из обеих фракций (5.1 – из фракции 02; 14.1, 11.1, 2.1 – из фракции 03) эллипсоиды значений изотопного возраста продатированных цирконов расположены на конкордиях или в непосредственной близости от них (рис. 6).

При этом значения возраста древних цирконов из исследованной коллекции соотносятся с двумя основными максимумами значений изотопного возраста (2 700 и 1 880 млн лет), установленными по результатам статистической обработки глобальной выборки анализов пород и минералов, включавшей 14 200 определений [Балашов, Глазнев, 2004].

Таблица 2

Результаты определения изотопного возраста цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

Table 2

U-Pb data and age for zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif

№ анализа	% $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	Возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	±%	Возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	±%	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	КК
(03) 3.1	0,07	582	267	0,47	47,0	579	6	579	28	0	0,0593	1,3	0,768	1,7	0,0939	1,2	0,669
(03) 6.1	0,06	684	384	0,58	57,5	602	7	619	25	3	0,0604	1,2	0,816	1,6	0,0979	1,1	0,699
(03) 9.1	0,23	367	139	0,39	31,0	603	7	612	51	1	0,0602	2,3	0,814	2,7	0,0981	1,2	0,465
(03) 12.1	0,03	1 377	14	0,01	119,0	616	7	596	17	-3	0,0598	0,8	0,827	1,4	0,1003	1,1	0,822
(03) 10.1	Н.п.о.	83	Н.п.о.	Н.п.о.	7,2	619	9	675	60	9	0,0620	2,8	0,861	3,2	0,1007	1,4	0,455
(03) 1.1	0,15	325	128	0,41	28,7	630	7	623	44	-1	0,0605	2,1	0,856	2,4	0,1026	1,2	0,503
(03) 4.1	0,06	356	198	0,57	41,1	812	9	804	27	-1	0,0659	1,3	1,220	1,8	0,1342	1,2	0,673
(03) 2.1	0,05	475	86	0,19	98,5	1 393	14	1 793	12	29	0,1096	0,6	3,646	1,3	0,2412	1,1	0,873
(03) 7.1	Н.п.о.	1 076	156	0,15	294,0	1 779	17	1 841	6	3	0,1126	0,4	4,932	1,2	0,3178	1,1	0,953
(03) 8.1	0,10	221	86	0,40	64,0	1 871	20	1 878	15	0	0,1149	0,8	5,335	1,5	0,3368	1,2	0,822
(03) 13.1	0,22	445	263	0,61	125,0	1 820	18	1 919	16	5	0,1175	0,9	5,286	1,4	0,3261	1,1	0,790
(03) 5.1	0,01	1 282	383	0,31	388,0	1 945	19	2 068	6	6	0,1278	0,3	6,207	1,2	0,3522	1,1	0,960
(03) 11.1	0,01	765	719	0,97	267,0	2 200	21	2 426	5	10	0,1572	0,3	8,820	1,2	0,4068	1,1	0,961
(03) 14.1	0,04	229	67	0,30	86,5	2 350	24	2 881	8	23	0,2069	0,5	12,550	1,3	0,4399	1,2	0,927
(02) 14.1	Н.п.о.	148	82	0,57	10,3	502	7	502	54	0	0,0573	2,5	0,640	2,8	0,0811	1,4	0,492
(02) 18.1	0,55	166	445	2,77	11,9	513	7	459	120	-11	0,0562	5,2	0,642	5,4	0,0829	1,4	0,258
(02) 9.1	Н.п.о.	465	141	0,31	39,0	601	7	587	27	-2	0,0596	1,3	0,802	1,7	0,0976	1,2	0,678
(02) 1.1	0,24	176	104	0,61	14,9	604	8	623	64	3	0,0605	3,0	0,820	3,2	0,0983	1,3	0,401
(02) 15.1	Н.д.	959	353	0,38	80,9	604	7	596	19	-1	0,0598	0,9	0,810	1,4	0,0983	1,1	0,787
(02) 16.1	0,14	198	261	1,37	16,8	607	7	640	47	5	0,0610	2,2	0,830	2,5	0,0987	1,3	0,497
(02) 11.1	0,05	694	217	0,32	59,1	610	7	598	24	-2	0,0599	1,1	0,818	1,6	0,0992	1,1	0,712
(02) 1.2	0,44	100	43	0,44	8,6	611	8	584	97	-4	0,0595	4,5	0,816	4,7	0,0995	1,4	0,305
(02) 3.2	0,05	670	65	0,10	57,5	613	7	608	24	-1	0,0601	1,1	0,828	1,6	0,0998	1,1	0,714
(02) 17.1	Н.п.о.	131	320	2,52	11,3	614	8	612	52	0	0,0602	2,4	0,830	2,7	0,0999	1,3	0,489
(02) 3.1	0,07	532	62	0,20	45,8	615	7	638	29	4	0,0610	1,3	0,841	1,8	0,1001	1,2	0,651
(02) 13.1	0,09	415	125	0,10	35,7	615	7	581	34	-5	0,0594	1,6	0,820	1,9	0,1001	1,2	0,603
(02) 10.1	0,40	93	6	0,07	8,27	630	9	579	97	-8	0,0593	4,5	0,840	4,7	0,1027	1,4	0,306
(02) 4.1	0,01	323	205	0,66	37,2	813	9	813	26	0	0,0662	1,2	1,226	1,7	0,1343	1,2	0,696
(02) 7.1	Н.п.о.	57	18	0,33	6,7	827	12	778	63	-6	0,0651	3,0	1,229	3,4	0,1369	1,6	0,462
(02) 2.1	0,09	144	36	0,26	24,8	1 177	14	1 189	29	1	0,0797	1,5	2,201	1,9	0,2003	1,3	0,653

№ анализа	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	Возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	±%	Возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)	±%	Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	КК
(02) 19.1	0,04	189	93	0,51	50,2	1 741	19	1 736	16	0	0,1062	0,9	4,542	1,5	0,3101	1,2	0,806
(02) 6.1	0,24	70	49	0,72	20,6	1 884	23	1 867	31	-1	0,1142	1,7	5,340	2,2	0,3395	1,4	0,634
(02) 8.1	0,25	150	43	0,30	57,9	2 383	25	2 370	14	-1	0,1521	0,9	9,380	1,5	0,4473	1,2	0,827
(02) 5.1	Н.п.о.	198	45	0,24	85,2	2 620	26	3 049	17	16	0,2295	1,1	15,870	1,6	0,5014	1,2	0,744
(02) 12.1	0,01	452	294	0,67	200,0	2 672	25	2 726	7	2	0,1882	0,4	13,330	1,2	0,5136	1,1	0,945

Примечание. Анализы выполнены в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) U-Pb методом (SIMS SHRIMP). В первом столбце в скобках указан номер фракции. Н.п.о. – содержание ниже пределов обнаружения. Н.д. – нет данных. Ошибки – 1σ ; Pb_c и Pb^* – общая и радиогенная части соответственно. Погрешность стандартной калибровки составила 0,42% (не входит в вышеперечисленные погрешности). Содержание общего Pb на основе измеренного ^{204}Pb . КК – коэффициент корреляции.

Note. The analyzes were performed in the Center for Isotope Studies (VSEGEI, St. Petersburg) using the U-Pb method (SIMS SHRIMP). In the first column in parentheses indicates the fraction number. Н.п.о. - content below detection limits. Н.д. - no data. Errors - 1σ ; Pb_c and Pb^* - are the total and radiogenic parts, respectively. The standard calibration error was 0.42% (not included in the above-listed errors). The content of the total Pb is based on the measured ^{204}Pb . KK is the correlation coefficient.

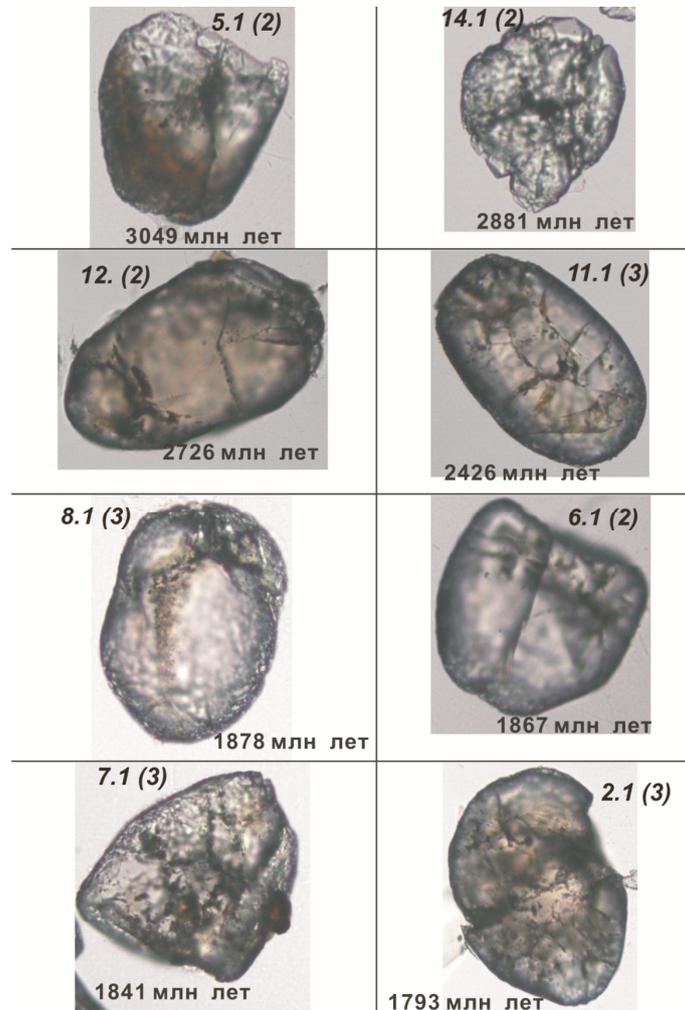


Рис. 3. Морфология зерен древних цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

Цифры в круглых скобках – номера фракций; цифры рядом слева – номера зерен; цифры внизу – возраст циркона, рассчитанный по параметру $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (по данным табл. 2)

Fig. 3. Morphology of grains of ancient zircons from the ultramafic rocks of the Shaman massif

The digits in parentheses are the numbers of the fractions; the digits next to the left are the numbers of grains; the digits below are the values of isotopic age of zircon calculated according to the parameter $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (data Table 2)

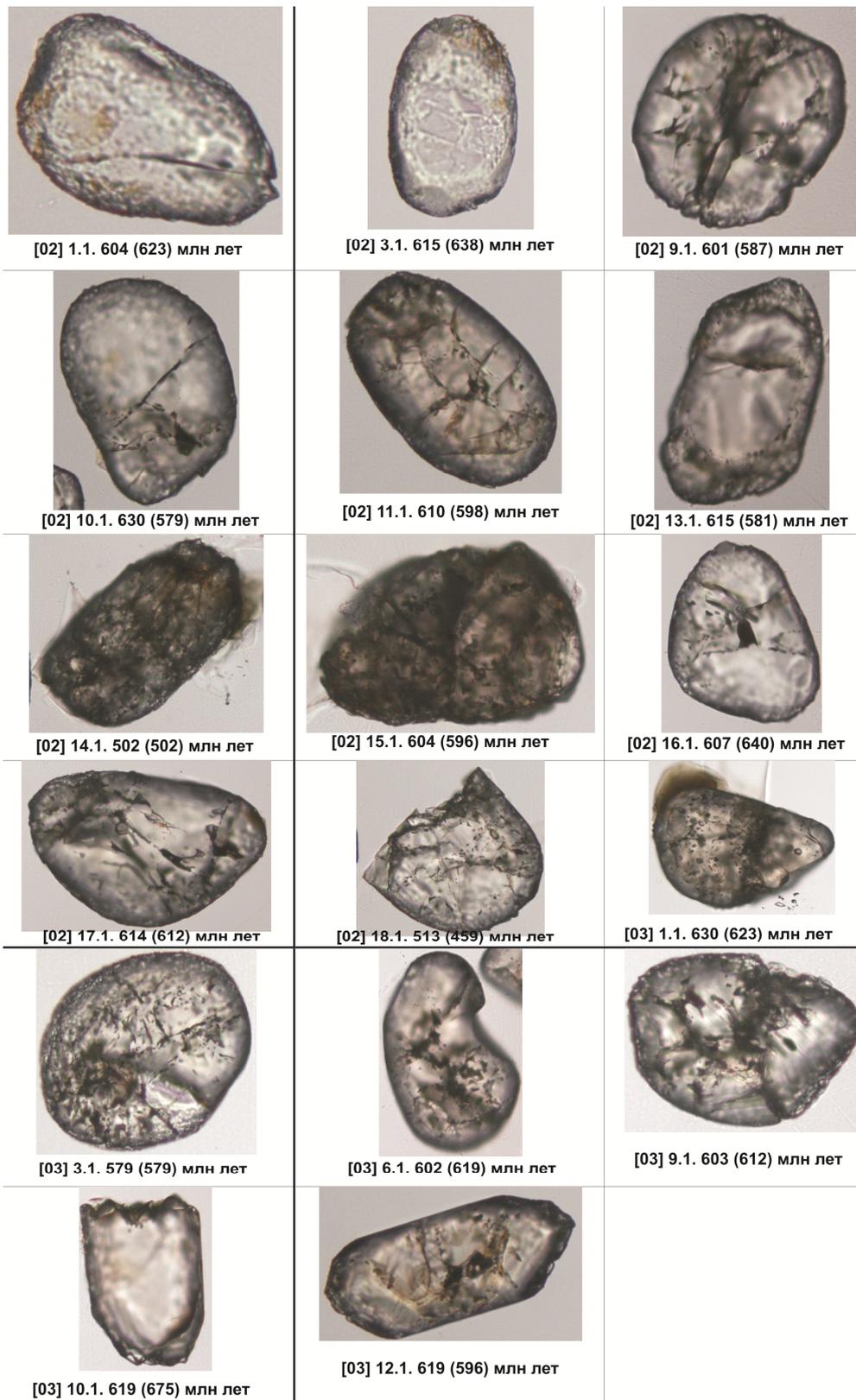


Рис. 4. Морфология зерен молодых цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

Цифры в квадратных скобках – номера фракций; следующие справа три цифры – номера зерен (анализов); следующие справа три цифры – значения изотопного возраста, рассчитанные по параметру $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; последние три цифры (в круглых скобках) – значения изотопного возраста, рассчитанные по параметру $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (по данным табл. 2)

Fig. 4. Morphology of the grains of young zircons from ultramafites of the Shaman massif

The digits in square brackets are the numbers of the fractions; following the right three digits - numbers of grains (analyzes); following the right three digits - the isotope age values calculated by the parameter $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; the last three digits (in parentheses) are the values of the isotope age calculated with the parameter $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (data Table 2)

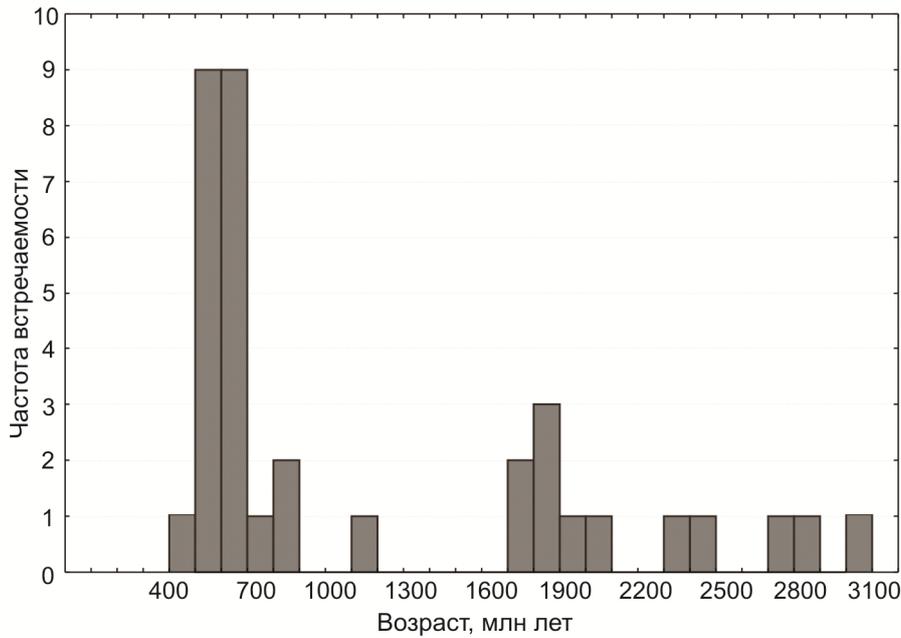


Рис. 5. Гистограмма частот встречаемости значений возраста цирконов из ультрамафитов Шаманского массива, рассчитанных по параметру $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (по данным табл. 2)

Fig. 5. Histogram of frequencies of occurrence of values of the age of zircons from the ultramafic rocks of the Shaman massif calculated by the parameter $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (data Table 2)

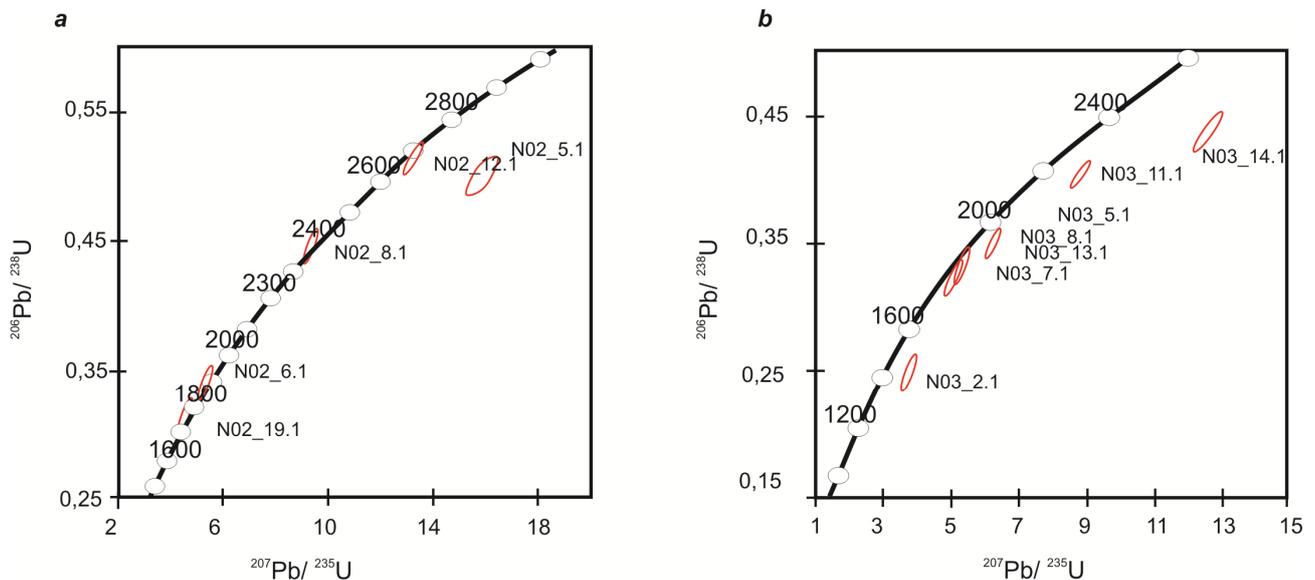


Рис. 6. Диаграммы изотопного возраста с конкордиями для цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

a – фракция 02; *b* – фракция 03 (по данным табл. 2)

Fig. 6. Diagrams of isotopic age with concordiaes for zircons from ultramafic rocks from the Shaman massif *a* - fraction 02; *b* - fraction 03 (data Table 2)

Обсуждение результатов исследований

Переходя к вопросу об интерпретации результатов выполненных исследований, прежде всего подчеркнем, что цирконы из реститогенных ультрама-

фитов Шаманского массива являются полихронными. Значения их возраста, рассчитанные по параметру $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, свидетельствуют о том, что эти цирконы могут быть разделены на две дискретные группы: кластер реже встречавшихся зерен с

древними возрастами ($3\ 049 \pm 17$ – $1\ 189 \pm 29$ млн лет) и кластер чаще встречавшихся зерен с относительно молодыми возрастами (638 ± 29 – 502 ± 54 млн лет). Кроме того, три зерна показали промежуточные значения возраста (813 ± 26 – 778 ± 63 млн лет). Как было сказано, почти все зерна из обоих кластеров имеют округленную форму и шероховатую поверхность, что, как предполагается, является следствием их эпигенетического резорбирования. Подавляющее большинство зерен циркона лишены или почти лишены катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности.

При рассмотрении вопроса об условиях образования цирконов с наиболее древними возрастами представляется возможным отдать предпочтение точке зрения о том, что эти цирконы имеют реликтовую природу. При этом допускается, что они кристаллизовались и первоначально находились в верхнемантийном протолите, т.е. имели одинаковый с ним очень древний возраст. В дальнейшем в процессе прогрева и частичного плавления протолита присутствовавшие в нем зерна циркона, по-видимому, подверглись резорбированию и приобрели округленную форму. В ходе этого процесса в структуре цирконов, по всей видимости, произошло диффузионное перераспределение элементов-примесей, выполняющих роль люминофоров (Ce, Yb, U), что обусловило частичное или полное исчезновение в них катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности. Кроме того, такой прогрев протолита мог обусловить нарушения в их U-Pb системах и связанное с этим неравномерное их «омоложение». Важно отметить, что свойства, присущие цирконам из ультрамафитов Шаманского массива, ранее были нами описаны в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация), среди которых также обнаружены полихронные, в том числе очень древние, цирконы, которым приписывалась реликтовая природа [Леснов, 2015; Lesnov, 2017].

Менее определенным в настоящее время представляется генезис более многочисленных зерен циркона из кластера, в составе которого их возраст изменяется в сравнительно узком интервале – от

638 ± 29 до 502 ± 54 млн лет. С одной стороны, такой узкий интервал вариаций значений возраста этих цирконов позволяет допустить, что они являются сингенетическими, т.е. кристаллизовались близко одновременно с породообразующими минералами содержащих их ультрамафитов, и что значения их возраста фиксируют время одного из главных событий в геологической истории Шаманского массива. С другой стороны, такие свойства этих цирконов, как отсутствие кристаллографической огранки и округленная форма зерен, а также частичное или полное отсутствие катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности, не позволяют полностью исключить вероятность того, что цирконы из данного кластера тоже имели древний возраст, т.е. являются реликтовыми, но с тем отличием, что «омоложение» их U-Pb изотопных систем было более кардинальным, чем в цирконах из предыдущего кластера. По-видимому, такой же генезис можно предположить и для единичных зерен с возрастом 813 ± 26 – 778 ± 63 млн лет. Рассмотренную дилемму относительно возможного генезиса цирконов из пород Шаманского массива, вероятно, можно будет решить после более детального изотопного датирования цирконов как из Шаманского массива, так и из других подобных ему проявлений верхнемантийного ультрамафитового магматизма.

В заключение подчеркнем, что обнаружение цирконов с очень древними изотопными возрастами в реститогенных ультрамафитах из Шаманского массива позволяет высказать предположение относительно того, что источниками сноса древних детритовых цирконов, обнаруженных в палеопротерозойских метаморфических комплексах южного складчатого обрамления Сибирского кратона [Гордиенко и др., 2009; Ярмолюк и др., 2012; Shatsky et al., 2015; Туркина и др., 2016], могли быть и находящиеся в этих районах массивы реститогенных ультрамафитов.

Автор признателен С.А. Сергееву за выполнение изотопных исследований, Е.Е. Пугачевой и А.И. Чернышову – за любезно предоставленную коллекцию, Л.П. Пантюковой – за помощь в выделении фракции цирконов.

ЛИТЕРАТУРА

- Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. Геологическое строение Читинской области // Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. Чита, 1997. 239 с.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Мантийные циклы магматизма // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск ; Улан-Удэ : Изд-во Ин-та геохимии СО РАН, 2004. С. 55–88.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 429, № 3. С. 359–364.
- Кибанов Г.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-II / ред. В.Л. Тихонов. М., 1971. 145 с.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск : ГЕО, 2015. 240 с.

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Козьменко О.А., Николаева И.В., Палесский С.В. О соотношениях элементов платиновой группы и редкоземельных элементов в ультрамафитовых реститах из Шаманского массива (Восточное Забайкалье): первые данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения : IV междунар. конф. Улан-Удэ : Изд-во Геол. ин-та СО РАН, 2012. С. 94–97.

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. Геохимия редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30–53.

Лоскутов И.Ю., Асосков В.М. Оценка потенциальной хромитоносности Шаманского гипербазитового массива // Руды и металлы. 2010. № 6. С. 32–36.

Пугачева Е.Е. Внутренняя деформационная структура Шаманского гипербазитового массива // Актуальные вопросы геологии Сибири. Томск : ТГУ, 1988. С. 122–123.

Пугачева Е.Е. Петрология гипербазитов Шаманского массива (Средневитимская горная страна) : дис. канд. геол.-минер. наук. Томск : ТГУ, 1996. 334 с.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1292–1306.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.

Lesnov F.P. Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London ; Leiden : Publishing House Taylor & Francis Group, 2017. 300 p.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from basement gneiss at Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci. 2012. № 3 (2). P. 289–296

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): Constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. Vol. 261. P. 1–11.

Автор:

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и минералогии, Институт геологии и минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: lesnovfp@list.ru

Geosphere Research, 2018, 1, 6–16. DOI: 10.17223/25421379/6/1

F.P. Lesnov

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

DATA ON U-Pb ISOTOPIC DATING OF ZIRCONS FROM ULTRAMAFIC RESTITES OF SHAMAN MASSIF (EASTERN TRANSBAIKALIA)

The first data on the isotope age of zircons from the restitogenic ultramafic rocks from the Shamansky massif (Eastern Transbaikalia), which are 6 x 25 km in size, are the protrusions of these rocks in the composition of the eastern flank of the Baikal-Muya ophiolitic belt obtained by the U-Pb method. Of the collective sample weighing about 4 kg, consisting of several dozen small samples of harzburgites and dunites, selected from the indigenous outcrops within the inner zone of the massif, 31 zircon grains were isolated. All these grains are characterized by a rounded shape and a rough surface. Many of them do not have cathodoluminescence glow and oscillatory zonality. Studies have shown that these zircons are polychronous, and that their age values vary in a very wide range (3 049–502 Ma). The total collection of zircon grains was divided into two discrete age clusters: a) small grains with an age of 3 049±17 - 1 189±29 million years; b) numerous grains with the age of 638±29 - 502±54 million years. Three grains showed an age in the range of 813±26 - 778±63 Ma. It is assumed that the most ancient zircons are of a relictic nature, and that they were originally in the upper mantle protolith. Warming of the latter with partial melting caused a violation and "rejuvenation" of these zircons. With less certainty, the same genesis can be attributed to zircons, which showed younger values of isotope age.

Keywords: zircons, U-Pb isotope method, harzburgites, dunites, restites, geochemistry, Shaman massif, Baikal-Muya ophiolite belt, Eastern Transbaikalia

References

Anashkina K.K., Butin, S. K., Enikeev F.I. *Geologicheskoe stroenie Chitinskoy oblasti* [Geological structure of the Chita region] // Explanatory notes to the geological map of scale 1:500 000. Chita. 1997. 239 p. In Russian

Balashov Yu. A., Glaznev V. N. *Mantiynye tsikly magmatizma* [Mantle cycles of magmatism] // Deep-seated magmatism, its sources and their relation to blue-movie processes. Irkutsk–Ulan-Ude: Publishing house of Institute of Geochemistry of SB RAS. 2004. pp. 55–88. In Russian

Gordienko I. V., Bulgatov A. N., Lastochkin N.I., Sitnikova V. S. Composition, U-Pb isotopic age (SHRIMP II) of the ophiolite Association Shamanic paleosprenging zone and the conditions of its formation (North Transbaikalia) // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 429. № 3, pp. 359–364.

Kibanov G. A. *Ob'yasnitel'naya zapiska k Geologicheskoy karte SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Pribaykal'skaya. List N-50-II* [Explanatory notes to the Geological map of the USSR, scale 1:200 000. A Series of Baikal. Sheet N-50-II] (ed. V. L. Tikhonov). M. 1971. 145 p. In Russian

Lesnov F.P. *Petrologiya poligennykh mafit-ul'tramafitovykh massivov Vostochno-Sakhalinskoy ofiolitovoy assotsiatsii* [Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East-Sakhalin ophiolite association]. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO". 2015. 240 p. In Russian

Lesnov F. P., Chernyshov A. I., Koz'menko O. A., Nikolaeva I. V., Palesskii S. V. *O sootnosheniyakh elementov platinovoy gruppy i redkozemel'nykh elementov v ul'tramafitovykh restitakh iz Shamanskogo massiva (Vostochnoe Zabaykal'e): pervye dannye* [About correlation of platinum group elements and rare earth elements in ultramafic restite of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia): first data] // The Ultramafic-mafic complexes of folded regions and their minerageny. IV International conference. Ulan-Ude: Publishing house of Geological Institute SB RAS. 2012. pp. 94–97. In Russian

Lesnov F. P., Chernyshov A. I., Pugacheva E. E. Geochemistry of rare, rare earth and platinum group elements in ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia) // Lithosphere. 2016. № 4. pp. 30–53. In Russian

Loskutov I. Yu., Asoskov V. M. *Otsenka potentsial'noy khromitomosnosti Shamanskogo giperbazitovogo massiva* [Evaluation of the potential chrome mineralization of Shaman ultrabasic massif] // Ores and metals. 2010. № 6. pp. 32–36. In Russian

Pugacheva E. E. *Vnutrennyaya deformatsionnaya struktura Shamanskogo giperbazitovogo massiva* [The internal deformation structure of the Shaman ultrabasic massif] // Actual problems of geology of Siberia. Tomsk: Tomsk state University. 1988. pp. 122–123. In Russian

Pugacheva E. E. *Petrologiya giperbazitov Shamanskogo massiva (Srednevitimskaya gornaya strana)* [Petrology of hyperbasites of the Shaman massif (Middle Vitim mountain land)] // Tes.... Doct. Geol.-Mineral. Sciences. Tomsk: Tomsk state University. 1996. 334 p. In Russian

Turkina O. M., Berezhnaya N. G., Sukhorukov V. P. Isotope Lu-Hf composition of detrital zircon from paragneisses of the Sharyzhalgay salient: evidence of the growth of the crust in the Paleoproterozoic // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. № 7. pp. 1016–1026.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Rytsk E.Y. Mechanisms of continental crust formation in the Central Asian foldbelt // Geotectonics. 2012. № 4. pp. 251–272.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from basement gneiss at Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci. 2012. V. 3, № 2, pp. 289–296.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): Constraints from zircon U–Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. pp. 1–11.

Lesnov F.P. *Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association*. London - Leiden: Publishing House Taylor & Francis Group. 2017. 300 p.

Author:

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician RANS, Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia. E-mail: lesnovfp@list.ru

ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВОВ КОНДЕР И ИНАГЛИ

Н.Д. Толстых

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Обоснована генетическая модель образования платиновой минерализации в массивах Кондер и Инагли. Установлено, что рудоформирующая система на этих массивах эволюционировала с увеличением Ir и Pt от изоферроплатино-осмиевого к изоферроплатино-иридиевому магматическим парагенезисам. Присутствие серы в системе приводило к образованию лаурита и эрликманита (RuS_2 , OsS_2) в равновесии с магматическими парагенезисами. Последовательное увеличение активности серы в рудоформирующих системах обоих массивов и увеличение активности мышьяка на Инагли привели к образованию сульфидов и сульфохалькогенидов Ir и Rh: кашинита $(\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$, ирарсита $(\text{Ir,Rh})\text{AsS}$, ЭПГ-тиошпинелей $(\text{Ir,Rh})_2(\text{Cu,Fe})\text{S}_4$, а также куперита и сперрилита (PtS , PtAs_2) на постмагматической стадии. Выявлено, что наиболее перспективными участками поисков коренной платиновой минерализации являются контактовые зоны дунитов и клинопироксенитов, что может быть использовано в прогнозных поисках.

Ключевые слова: Алданский щит, Урало-Аляскинские интрузии, платиновая минерализация.

Введение

Щелочно-ультраосновные россыпеобразующие массивы в пределах архейского складчатого пояса на юге Алданского щита (Инагли, Кондер) являются не только источником рассыпной платины, но и в недалеком будущем могут представлять собой нетрадиционный источник коренной платины, неравномерно распространенной в дунитах. Массивы Кондер и Инагли находятся на юге Алданского щита и прорывают осадочно-метаморфогенные образования чехла Сибирской платформы. Эти массивы представляют собой концентрически-зональные тела (рис. 1, а, б) и по минералого-геохимическим особенностям платиновой минерализации сопоставляются с зональными массивами Уральского платиноносного комплекса, отличаясь от них присутствием в ассоциации щелочных пород, в связи с чем они отнесены к щелочно-ультраосновному комплексу [Некрасов и др., 1994]. В плане массивы представляют собой изометричные ядра дунитов, окаймленные со всех сторон выходами клинопироксенитов и щелочных пород (рис. 1). Все разновидности дунитов (мелко-, крупнозернистые, порфирированные и др.) обоих массивов содержат аксессуарную вкрапленность хромшпинелидов, в локальных участках переходящую в густовкрапленные шлировые выделения, гнезда и прожилки, именуемые хромтититами. Оливин Инаглинского массива представлен форстеритом, а клинопироксен – диопсидом или хромдиопсидом, образующим скопления и желваки [Округин, 2001]. На Кондерском массиве отмечается зональность пород с увеличением железистости оливина от мелкозернистых дунитов к пегматоидным разностям [Некрасов и др., 1994]. Многие исследования посвящены

различным аспектам генезиса этих массивов [Рожков и др., 1962; Богомолов, 1968; Андреев, 1987; Приходько, Понамарев, 1990; Некрасов, 1991; Лазаренков, Малич, 1991; Пушкарев и др., 2015], в том числе их платиноносности [Разин, 1966, 1968; Рудашевский и др., 1984, 1985; Лихачев и др., 1987; Мочалов и др., 1988; Малич, 1990; Округин, 2004; Толстых, Кривенко, 1997]. Тем не менее особенности распределения коренной платиноносности позволяют получить новые данные в рамках имеющихся моделей рудообразования [Некрасов и др., 1994; Округин, 2001; Tolstykh et al., 2002]. Для этого нами исследовались минеральные ассоциации и микропарагенезисы, включающие минералы элементов платиновой группы (МПГ) из дунитов, клинопироксенитов, хромтитов Кондерского массива, а также из шлихов, размывающих дунитовое ядро с хромитовыми шлирами Инаглинского массива.

Методы исследования

Во время полевой экскурсии на Кондерский массив нами были отобраны крупнообъемные (2,4–25 кг) пробы пород, руд, делювиальных отложений, шлихов аллювия и хвостов отработки прошлых лет (табл. 1). Пробы были издроблены и протоочки промыты в лотках в пределах месторождения, а тяжелые фракции значительно обогащались в лабораторных условиях с помощью тяжелой жидкости (бромформа) до концентратов, которые содержали зерна МПГ и их сростания с хромшпинелидами. Анализы МПГ проводились на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd.) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd.) в центре аналитических исследований Института геологии и минера-

логии СО РАН, г. Новосибирск. Условия анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 1,6 нА – MIRA, время набора спектра – 20 с, размер области генерации рентгеновского излучения – 5 мкм. Анализы в таблицах приведены с учетом пределов обнаружений элементов.

Платиновая минерализация массива Кондер

Исследование показало, что только в некоторых пробах дунитов выявлены единичные зерна МПГ (табл. 1), тогда как дуниты и клинопироксениты вблизи их контакта (точки отбора 3-2 и 3-1 на рис. 1) содержат повышенное количество минералов ЭПГ. Но наиболее платиноносными являются хромитовые шпиры: из 5 кг пробы хромитовой руды выделено 3,05 г платины (Музей ИГМ СО РАН).

Pt-Fe сплавы являются главными минералами коренных пород (дунитов и хромититов) и шлиховых ореолов, как и во всех массивах Урало-Аляскинского типа [Генкин, 1997; Slansky et al., 1991; Пушкарев и др., 2007; Tolstykh et al., 2002; Сидоров и др., 2012 и др.]. Они представлены кристаллами кубического габитуса и ксеноморфными зернами, как в дунитах, так и в хромититах (рис. 2, 3), в сростании с оливином (рис. 3, в, з) и хромшпинелидами (рис. 3, з). В пегматоидных дунитах обнаруже-

ны крупные зерна платины (350–600 мкм), тогда как в мелкозернистых дунитах зерна платины имеют размеры 20–120 мкм.

На Кондерском массиве магматические парагенезисы (изоферроплатино-осмиевый и изоферроплатино-иридиевый) [Tolstykh et al., 2015] встречаются не столь часто, как на других массивах Урало-Аляскинского типа, хотя они отмечались и ранее [Некрасов и др., 1994]. Нами был обнаружен первый из них, он представлен включениями осмия в матрице Pt-Fe сплавов (рис. 3, в, з).

До 40% зерен МПГ в дунитах и хромитовых рудах имеют губчатую структуру. Как оказалось при исследовании на сканирующем электронном микроскопе, пористая и губчатая структура относится только ко вторичным Pt-Fe-Cu сплавам, тогда как остальные МПГ, в том числе изоферроплатина (железистая платина), а также широко распространенный в ассоциации куперит, являются гомогенными (рис. 2, 3). Тетраферроплатина и туламинит являются широко распространенными минералами как в дунитах и клинопироксенитах, так и в хромитовых рудах. Они редко образуют тонкие каймы по изоферроплатине, как это характерно для других МПГ ассоциаций Урало-Аляскинского типа. Их характерной особенностью является распространение полных псевдоморфоз по первичным Pt-Fe сплавам.

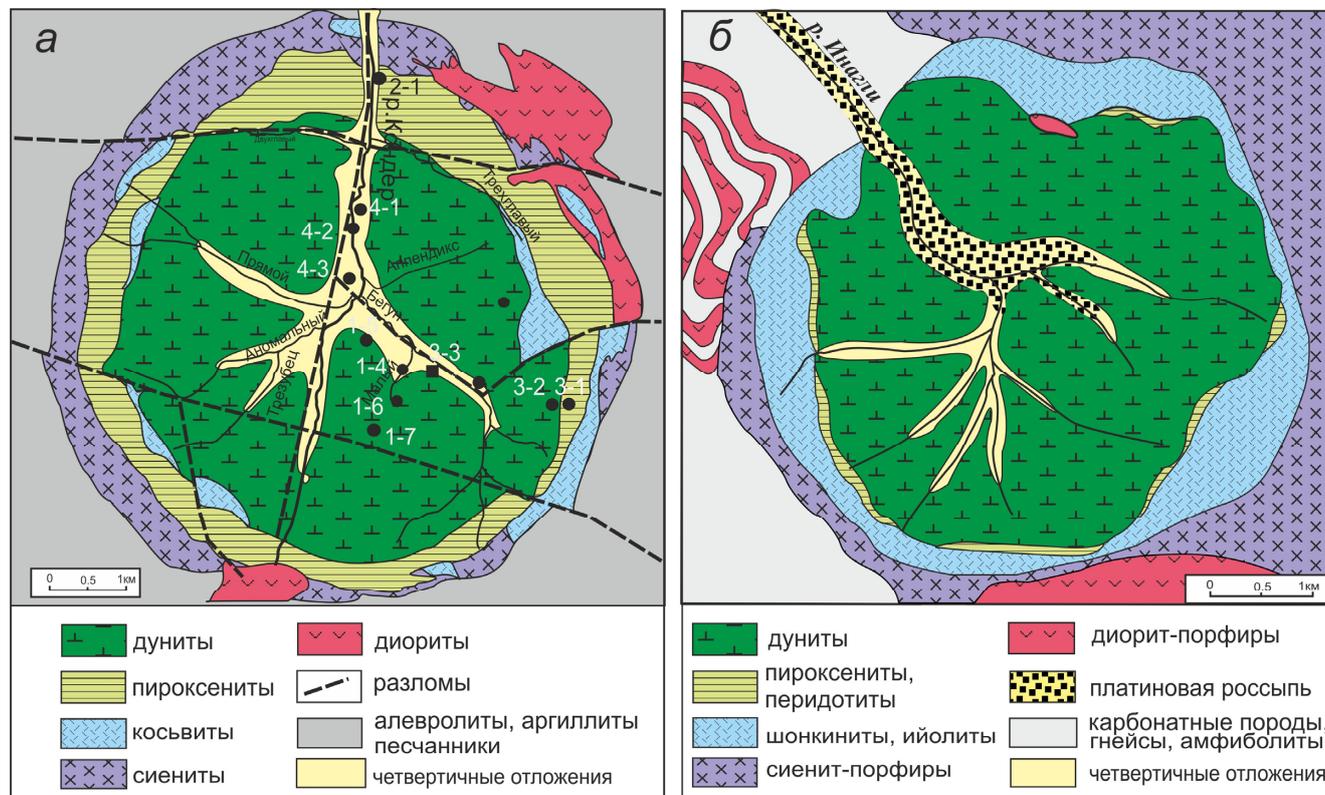


Рис. 1. Схемы строения массивов Кондер (а) по данным ЗАО Артель «Амур» с точками опробования и Инагли по [Разин, 1968] с упрощениями

Fig. 1. The scheme of the structure of Konders (a) massif according to the data of ZAO Artel "Amur" with sampling points and Inagli by [Razin, 1968] with simplifications

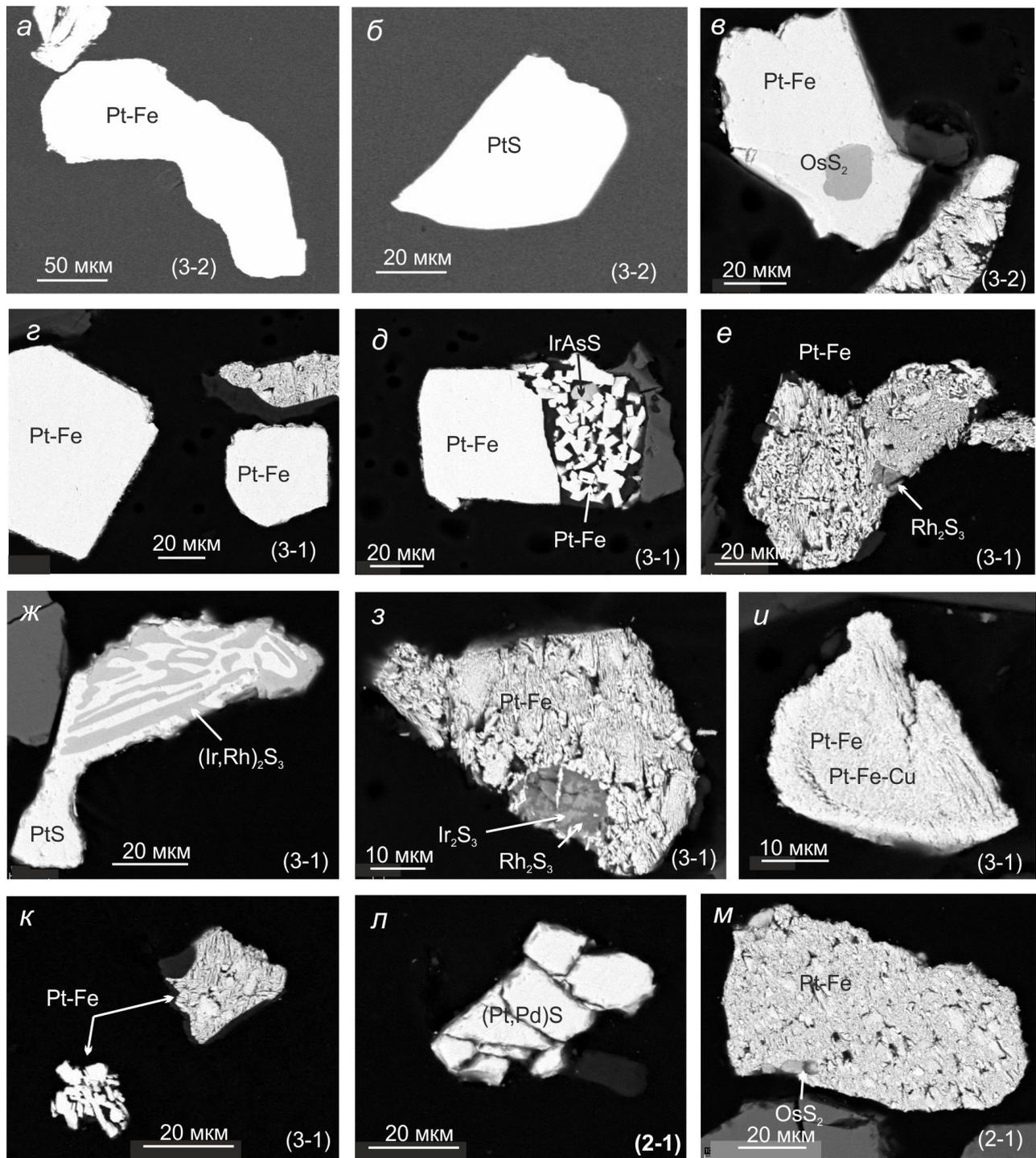


Рис. 2. Снимки сканирующего электронного микроскопа. Морфология зерен МПГ и микропарагенезисы из дунитов и клинопироксенитов Кондерского массива

В скобках – номера проб: 2-1 – выветрелые пироксениты из долины р. Кондер; 3-1 – пироксениты на контакте с дунитами; 3-2 – дуниты на контакте с пироксенитами (точки отбора на рис. 1)

Fig. 2. Scanning electron microscope images. Morphology of PGM grains and microparageneses from dunite and clinopyroxenite of the Konder massif

In brackets - the number of samples: 2-1 - weathered pyroxenite from the valley of the Konder River; 3-1 - pyroxenite on the contact with dunite; 3-2 - dunite on the contact with pyroxenite (selection points in fig. 1)

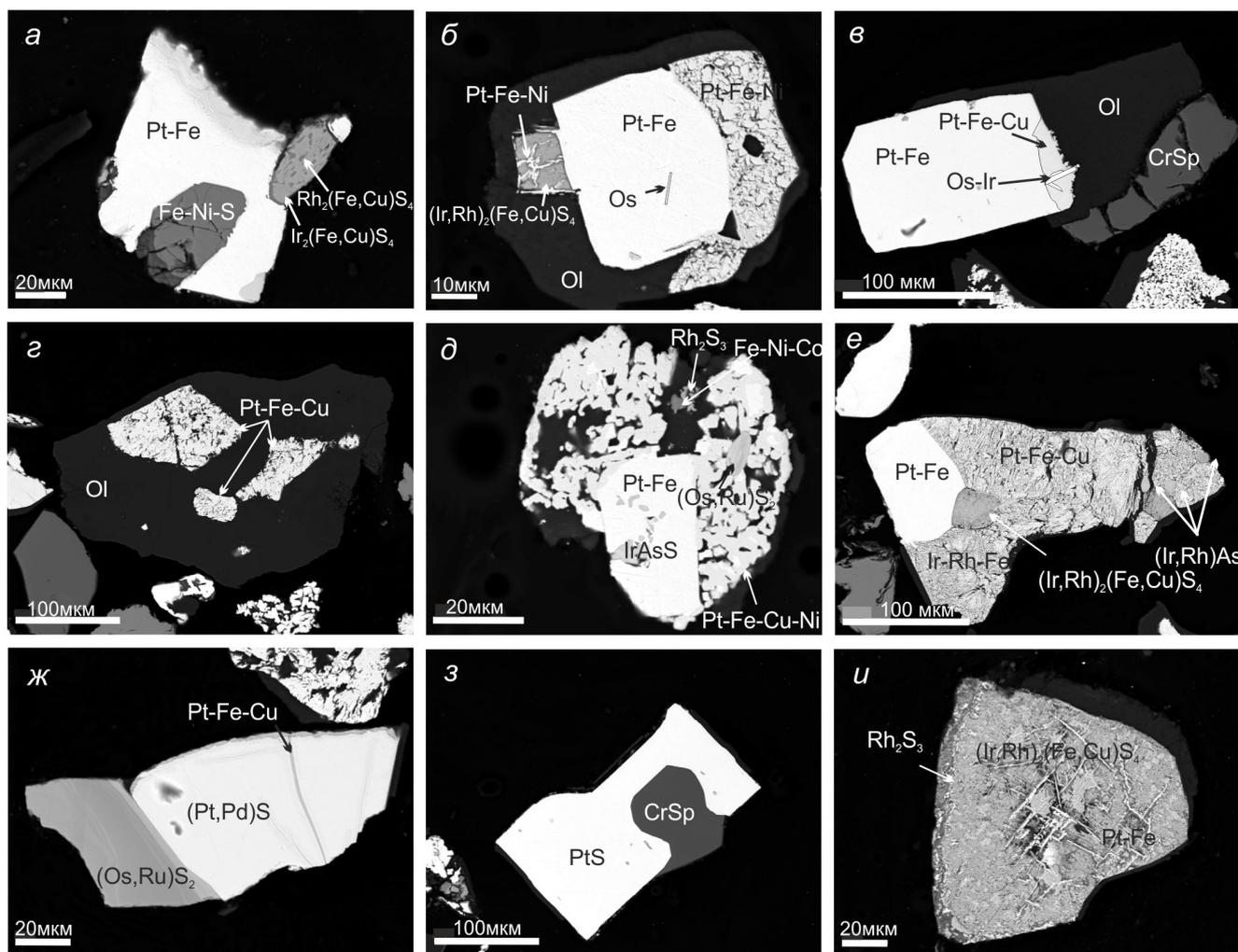


Рис. 3. Изображения сканирующего электронного микроскопа. Морфология зерен МПГ и микропарагенезисы из хромитовых руд Кондерского массива

Fig. 3. Scanning electron microscope image. Morphology and microparageneses of PGM grains from chromitite of the Konder massif

Если в исследуемой ассоциации куперит PtS или (Pt,Pd)S встречается в виде самостоятельных отдельных зерен, иногда в сростании с кашинитом (Ir,Rh)₂S₃ или лауритом (Ru,Os)₂S₂, но не с PtFe сплавами (рис. 2, б, ж, л; рис. 3, ж, з), то другие многочисленные сульфиды и сульфоарсениды Ir, Os и Ru (ирарсит, холлингвортит, эрликманит, лаурит, бауит, кашинит и ЭПГ-тиошпинели) тесно ассоциируют с Pt-Fe(Cu) сплавами. При этом если в дунитах и клинопироксенитах чаще встречаются минералы ряда бауит-кашинит (рис. 2, е, з), то в хромититах постоянно отмечаются ЭПГ тиошпинели ряда купроиридсит-купрородсит (Ir,Rh)₂(Fe,Cu)S₄ (рис. 3, а, б, е, и).

Дуниты и клинопироксениты Кондерского массива на контакте (точки опробования 3-1 и 3-2 на рис. 1, а) оказались в большей степени обогащены МПГ, чем другие образцы дунитового ядра (табл. 1).

Соотношение рудных минералов в обеих выборках близки (рис. 4). Количество зерен куперита PtS в дунитах и клинопироксенитах составляет 29 и 20% соответственно.

Ассоциация платиновых минералов из россыпи реки Инагли

Коренные породы массива Инагли содержат акцессорную вкрапленность и шпировые выделения хромшпинелидов, дренируемые притоками реки Инагли. МПГ накапливаются в россыпи и характеризуют платиновую минерализацию дунитов и хромититов массива в целом. В тяжелом хромитовом концентрате шлиха в выборке МПГ около 77% приходится на долю изоферроплатины Pt₃Fe, 13% зерен представлены сперрилитом PtAs₂, остальная часть относится к Au-Ag сплавам (рис. 4).

Таблица 1

Результаты опробования коренных пород Кондерского массива

Table 1

Results of sampling the host rocks of the Konder massif

№ пробы	Предмет исследования	Вес пробы, г	Pt-Fe	Pt-Fe-Cu Pt-Cu	PtS	Os
1-1	Дунит м/з	3 100	1			
1-2	Дунит к/з	4 500				
1-3	Дунит, карьер	2 400	4			
1-4	Дунит, руч. Малый	2 900				
1-5	Порфиroidные дуниты	12 100	5	2		
1-6	Дунит с CrSp, руч. Малый	3 700				
1-7	Древние осадки по руч. Малый		3			
2-1	Выветрелые пироксениты	15 000	5		1	
3-1	Пироксениты на контакте с дунитами	5 400	47	4	13	2
3-2	Дуниты на контакте с пироксенитами	6 000	23	1	10	
3-3	Хромитовая руда, старая фабрика	5 000	3.03 г. Платиновый концентрат			
4-1	Пегматоидные дуниты, р. Кондер	15 000	1			
4-2	Шлих из аллювия, р. Кондер	12 лотков	3			
4-3	Аллювий (древние осадки), р. Кондер	8 лотков	2			
4-4	Хромитовые отвалы эфелей	20–25 кг				
5-4	Пегматоидный дунит с CrSp	10–15 кг	1			
5-5	Выветрелые пегматоидные дуниты	20–25 кг	9			

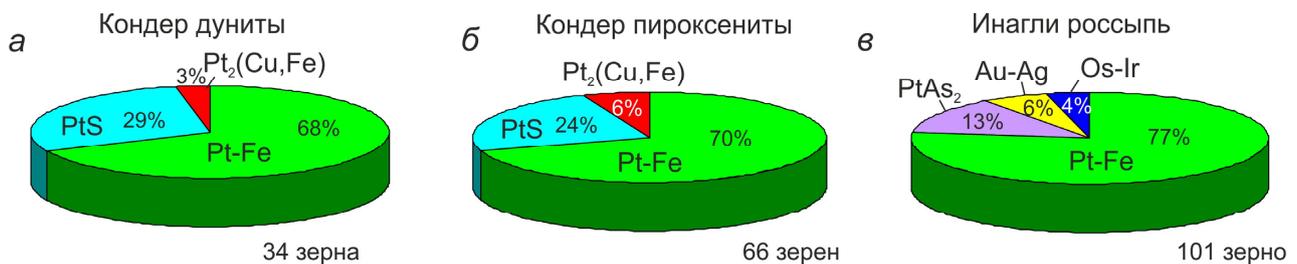


Рис. 4. Соотношение МПГ в дунитах и клинопироксенитах массива Кондер на контакте этих пород и в россыпи р. Инагли

Fig. 4. The ratio of PGM in dunite and clinopyroxenite of the Konder massif on the contact of these rocks and in Inagli placer

Другие платиновые минералы находятся в виде включений в изоферроплатине или образуют с ней сростания (рис. 5). Изоферроплатина представляет собой практически неокатанные зерна идиоморфные кубические кристаллы, зерна, неправильной формы и ее сростки с хромшпинелидами и Os-Ir сплавами и другими МПГ до 2 мм. Часто можно наблюдать включения мелких идиоморфных кристаллов хромита в зернах Pt-Fe сплавов (рис. 5, а). Для МПГ ассоциации Инагли характерно широкое развитие обоих магматических парагенезисов: включения кристаллов осмия в изоферроплатине (рис. 5, б) и изоферроплатино-иридиевые структуры распада (рис. 5, в). Сперрилит, напротив, образует кристаллы кубиче-

ского и кубоктаэдрического габитуса (рис. 5, и), иногда вытянутые или уплощенные. Он встречается в россыпи в виде самостоятельных зерен размером до 0,8 мм, но практически отсутствуют его сростания с изоферроплатиной. Отдельные зерна сперрилита содержат в центральной части многофазные микроагрегаты, образуя так называемые фаршированные кристаллы. Контуры многофазных включений иногда конформны граням кристалла (рис. 6, б) или образуют каплевидные включения Pd минералов (рис. 6, з). Микропарагенезисы заключенных в сперрилите минералов представлены куперитом, лауритом, ирарситом, эрликманитом, галенитом, миллеритом, борнитом, халькозином, пиритом, пентланди-

том, а также золотом (рис. 6, *a-d*). Почти все выше-названные минералы находятся в разных сочетаниях друг с другом. Обнаружено одно зерно, в котором сперрилит развивается по изоферроплатине, замещая ее (рис. 6, *e*). Это изометричное зональное образование, центр которого представлен реликтами изоферроплатины с включениями самородного осмия, по нему развита широкая кайма куперита в сростании с ирарситом, последовательно замещенная также широкой каймой сперрилита. Аналогичная зональность замещения наблюдалась ранее в россыпях южной части Кузнецкого Алатау [Толстых и др., 1996].

Куперит также встречается на Инагли, но в очень подчиненном количестве (рис. 5, *ж, e*; 6, *в*). Распространенными минералами-включениями являются лаурит RuS_2 , ирарсит IrAsS и ЭПГ-тиошпинели серии купроиридсит-купорродсит-маланит $(\text{Ir,Pt,Rh})_2\text{CuS}_4$.

МПГ ассоциация массива Инагли отличается отсутствием постмагматических Pt-Fe-Cu сплавов (тетраферроплатины и туламинита), формирование которых связывается с проявлением наложенной серпентинизации и которые так характерны для Кондерской ассоциации.

Составы МПГ из массивов Кондер и Инагли

Дунитовая и клинопироксенитовая платина Кондерского массива имеет некоторые вариации по содержанию Fe, и ее составы варьируют от железистой платины (Pt, Fe) до изоферроплатины Pt_3Fe по классификации [Cabri, Feather, 1975]. Тогда как платина из хромитовых руд Кондерского массива и россыпи Инагли по составу соответствует Pt_3Fe (рис. 7, *a*). Среди примесей других платиноидов для Кондерских Pt-Fe сплавов характерна примесь Pd, концентрация которого варьирует в пределах 0,27–1,16 мас. %, а Инаглинские сплавы отличаются высокой концентрацией Ir (до 16,6 мас. %, табл. 2). Сумма примесей в Pt-Fe сплавах обоих массивов достигают 15 ат. % (рис. 7, *б*), при этом их количество уменьшается с уменьшением концентрации Fe. По соотношению элементов для Инагли характерна иридистая и родисто-иридистая разновидности Pt-Fe сплавов, для дунитов Кондера отмечаются широкие вариации: иридисто-родистые и палладистые сплавы, тогда как в хромитовых рудах Кондера распространена палладистая изоферроплатина (рис. 7, *в*).

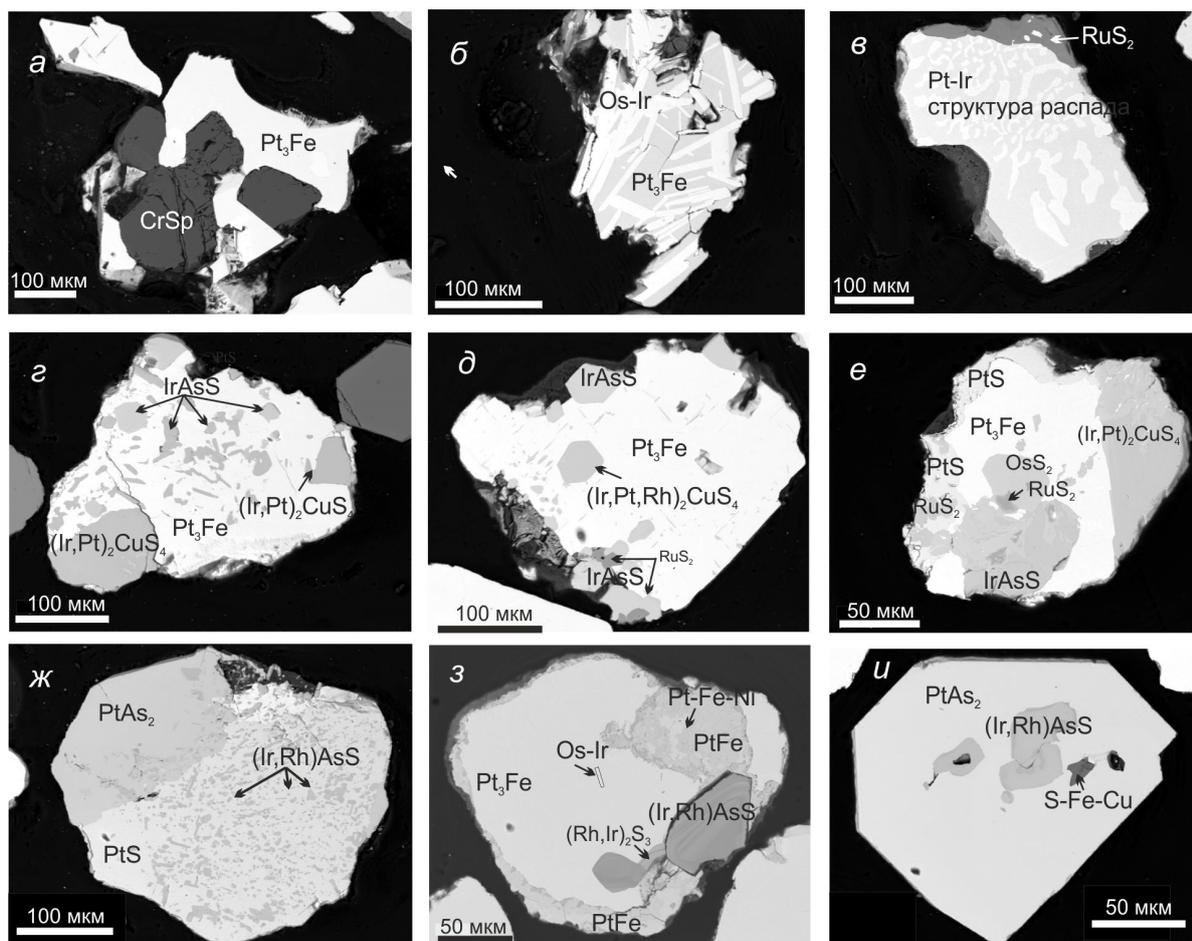


Рис. 5. Изображения сканирующего электронного микроскопа. Микропарагенезисы МПГ из россыпи реки Инагли

Fig. 5. Images of Scanning electron microscope. Microparageneses of PGM from the Inagli Massif

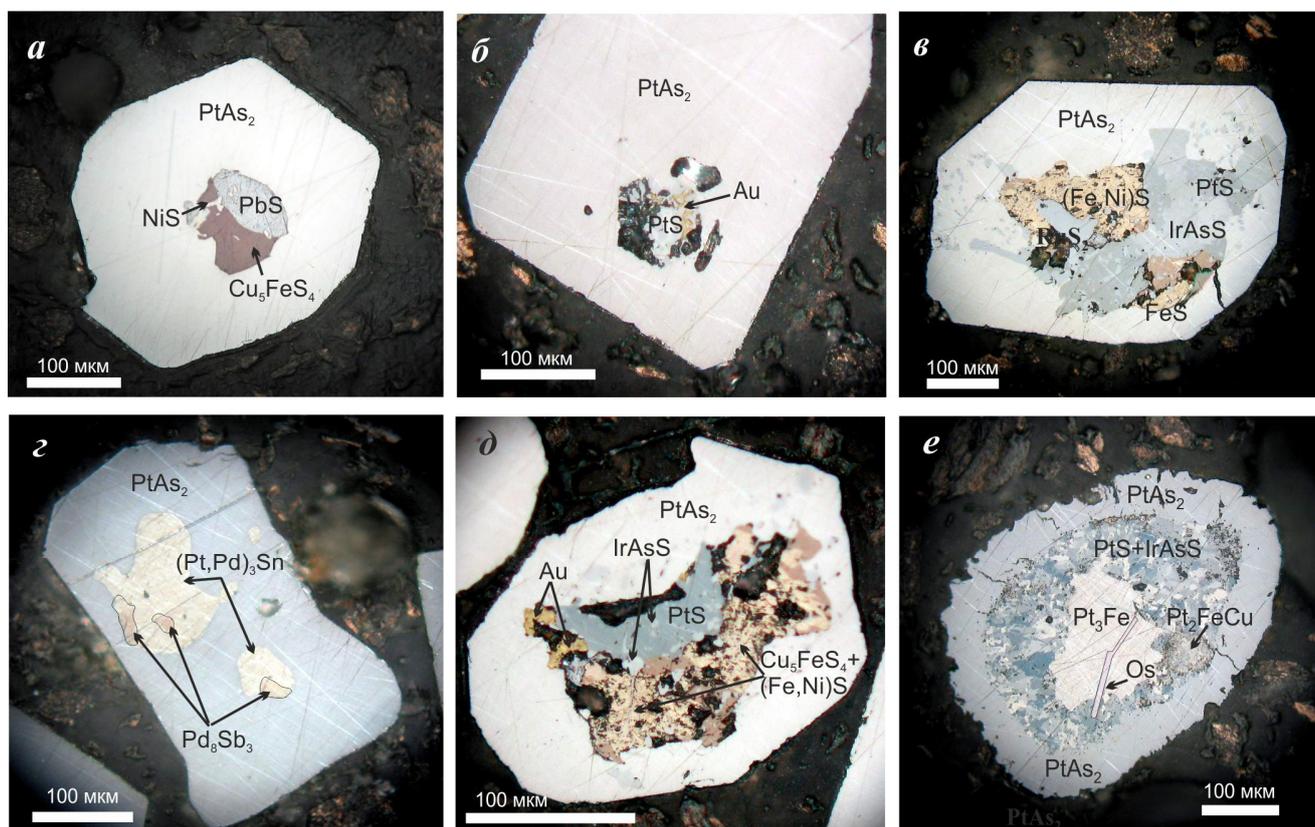


Рис. 6. Сперрилит из россыпи реки Инагли. Полированные зерна в отраженном свете

a – трехфазное включение галенита, борнита и миллерита в сперрилите; *б* – многофазное включение в сперрилите, в состав которого входит золото и куперит; *в*, *д* – кристаллы сперрилита, «фаршированные» многофазными микроагрегатами; *з* – кристалл сперрилита с каплевидными двухфазными включениями, сложенными рустенбургитом и мергитом II; *е* – реликты зерна изоферроплатины, частично замещенные последовательно куперит-иранситовым агрегатом и сперрилитом

Fig. 6. Sperrylite from the placer of the Inagli River. Polished grains in reflected light

a - a three-phase inclusion of galena, bornite and millerite in sperrylite; *б* - multiphase inclusion in the sperrylite, which includes gold and cooperite; *в*, *д* - crystals of sperrylite, "stuffed" with multiphase microaggregates; *з* - a crystal of sperrylite with teardrop-shaped two-phase inclusions composed of rustenburgite and mertieite II; *е* - relicts of grain isoferroplatinum, partially successively replaced by the cooperite-irarsite aggregate and sperrylite

Составы магматических Pt-Fe сплавов на Кондере и Инагли в целом обладают большей железистостью, чем сплавы в исследованных массивах Урала [Толстых и др., 2011]. Os-Ir сплавы, включенные в изоферроплатину и железистую платину, относятся к осмию и иридию. Концентрация Ru в Os-Ir сплавах Инагли не превышает 5 мас. % (табл. 3), тогда как содержание Pt в иридии достигает 19,74 мас. %. По данным [Некрасов и др., 1994], на Кондере большинство анализов аналогичны Инаглинским, но также там присутствуют и высокорутенистые составы системы Os-Ir-Ru вплоть до самородного рутения.

Составы МПГ из включений представлены в табл. 4 (Кондер) и 5 (Инагли). В обоих массивах распространены твердые растворы лаурит-эрликманит $(\text{Ru}, \text{Os})\text{S}_2$. От лаурита (RuS_2) к эрликманиту (OsS_2) увеличиваются примеси Rh и Ir в минералах (рис. 8, *a*). В куперите PtS Инаглинского массива примесь Pd отсутствует (табл. 5), тогда как на

Кондере концентрация Pd варьирует в куперите, достигая в хромитовых рудах 4,21 мас. % (8 ат. %) (рис. 8, *б*) и десятые доли мас. % Ni (табл. 4, 5). Тиошпинели платиновых металлов $(\text{Cu}, \text{Fe})(\text{Ir}, \text{Rh}, \text{Pt})_2\text{S}_4$ встречаются на обоих массивах. Анализ Инаглинских минералов показал, что они относятся в основном к купроиридситу и реже к купрородситу (рис. 8, *в*). В шлиховом концентрате Инагли распространены арсениды и сульфоарсениды ЭПГ: сперрилит PtAs_2 не содержит примесей, ирансит IrAsS в разной степени включает в себя холлингвортитовый минерал RhAsS ; встречаются единичные зерна холлингвортита (табл. 5).

Характеристика рудоформирующих систем массивов Инагли и Кондер

Платино-железистые сплавы в дунитах и клинопироксенитах Кондерского массива варьируют по

концентрации железа. В них присутствует железистая платина, которая кристаллизовалась при более низкой фугитивности кислорода, чем изоферроплатина в хромититах [Roeder, Jamieson, 1992; Amosse et al., 2000], следовательно, является более ранней, поскольку активность кислорода в массивах Урало-Аляскинского типа увеличивается в ходе развития рудоформирующей системы [Чашухин и др., 2002]. Соотношение примесей в Pt-Fe сплавах отражает гео-

химические особенности рудоформирующей системы и указывает на степень фракционирования ЭПГ [Johan et al., 2000] и относительную температуру рудоотложения, которая снижается от Ir-содержащих сплавов к Rh- и Pd-содержащим [Slansky et al., 1991]. Следовательно, Pt-Fe сплавы Инаглинского массива, обогащенные Ir, являются более высокотемпературными по сравнению с Pd-содержащей изоферроплатиной Кондерского массива.

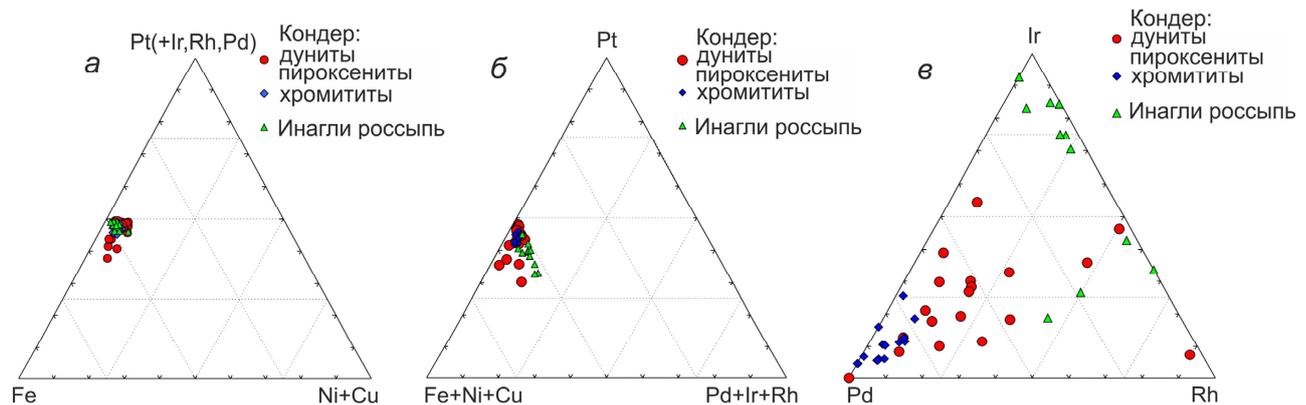


Рис. 7. Состав Pt-Fe сплавов в породах массивов Кондер и Инагли (а, б) и распределение в них элементов примесей (в)

Fig. 7. Composition of Pt-Fe alloys (at. %) in the rocks of the Konder and Inagli (a, b) and the distribution of minor elements in them (c)

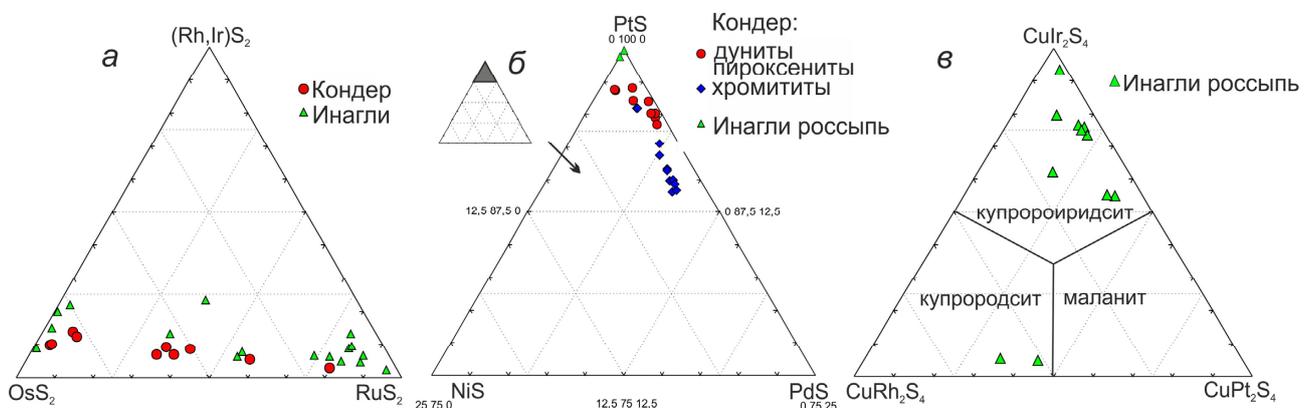


Рис. 8. Соотношение элементов в лаурите и эрлихманите (а), куперите (б) и ЭПГ-тиошпинелях (в)

Fig. 8. The ratio of elements in laurite and erlichmanite (a), cooperite (b) and EPG-spinels (c)

Состав Pt-Fe сплавов из массива Кондер, мас. %

Таблица 2

Composition of Pt-Fe alloys from the Konder massif, wt %

Table 2

№	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	87,37	0,47	0,51	0,25	0,42	0,63	7,74	0,07	1,22	98,68
2	88,00	0,51	0,02	0,10	0,23	0,66	7,89	0,09	1,32	98,82
3	88,87	0,46	0,04	0,12	0,25	0,71	7,90	0,07	1,18	99,60
4	88,55	0,38	0,04	0,06	0,19	0,54	8,03	0,07	0,97	98,83
5	88,60	0,32	0,13	0,06	0,04	0,33	8,07	0,09	0,95	98,59
6	88,42	0,22	0,05	0,07	0,36	0,50	8,19	0,09	1,11	99,01

№	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
7	88,15	0,00	0,00	0,12	0,32	0,63	8,20	0,14	1,45	99,01
8	89,05	0,07	0,02	0,09	0,00	0,68	8,25	0,12	0,75	99,03
9	88,84	0,04	0,00	0,04	0,05	1,01	8,33	0,10	0,64	99,05
10	89,96	0,07	0,05	0,05	0,09	0,27	8,34	0,08	0,43	99,34
11	89,35	0,00	0,02	0,11	0,06	0,39	8,36	0,05	0,53	98,87
12	88,56	0,06	0,00	0,11	0,12	1,00	8,36	0,12	1,02	99,35
13	89,22	0,00	0,00	0,04	0,00	0,93	8,40	0,08	0,62	99,29
14	88,44	0,07	0,01	0,03	0,06	1,09	8,46	0,14	0,87	99,17
15	87,41	0,41	0,03	0,04	0,12	1,07	8,51	0,13	0,88	98,60
16	89,10	0,04	0,06	0,04	0,07	0,96	8,52	0,13	1,01	99,93
17	88,33	0,04	0,00	0,06	0,01	1,16	8,65	0,13	0,58	98,96
18	89,45	0,00	0,03	0,06	0,03	0,55	8,73	0,11	0,64	99,60
19	87,66	0,00	0,00	0,13	0,10	1,00	8,76	0,15	0,65	98,45
20	88,31	0,13	0,03	0,05	0,04	0,98	8,81	0,16	0,91	99,42
21	87,06	0,08	0,01	0,11	0,10	1,00	9,36	0,43	1,09	99,24
22	82,87	2,30	0,00	0,11	1,76	0,65	9,68	0,22	0,72	98,31
23	86,71	0,57	0,00	0,14	0,06	0,32	10,24	0,36	0,89	99,29
24	66,03	16,69	2,73	3,78	3,65	0,00	5,13	–	0,26	98,27
25	81,01	5,64	0,91	0,20	3,35	0,00	6,84	–	1,06	99,01
26	73,58	16,60	0,28	0,23	0,46	0,00	6,86	–	0,25	98,26
27	89,92	0,83	0,00	0,00	0,28	0,07	7,37	–	0,00	98,47
28	82,01	7,68	0,59	0,00	0,60	0,09	7,58	–	0,00	98,55
29	85,96	3,66	0,28	0,00	0,48	0,00	7,77	–	0,10	98,25
30	87,90	0,93	0,00	0,12	0,97	0,16	7,77	–	0,49	98,34
31	76,88	13,88	0,87	0,16	0,39	0,00	7,78	–	0,00	99,96
32	87,80	1,60	0,00	0,11	1,53	0,00	7,88	–	0,33	99,25
33	85,60	3,93	0,26	0,12	0,21	0,00	8,08	–	0,00	98,20
34	85,07	4,01	0,00	0,00	0,53	0,08	8,12	–	0,00	97,81
35	85,54	4,21	0,06	0,00	0,48	0,00	8,14	–	0,27	98,70
36	82,61	6,03	0,22	0,00	0,86	0,09	8,16	–	0,22	98,19
37	77,59	10,85	0,42	0,66	0,91	0,00	8,19	–	1,26	99,88
38	85,89	3,49	0,00	0,07	0,56	0,00	8,35	–	0,16	98,52
39	89,60	0,63	0,00	0,00	0,24	0,00	8,40	–	0,00	98,87
40	86,73	3,17	0,07	0,00	0,45	0,00	8,48	–	0,00	98,90
41	88,21	0,00	0,00	0,00	0,36	1,31	8,55	–	0,00	98,43
42	88,56	0,67	0,00	0,00	0,23	0,17	8,60	–	0,00	98,23
43	82,83	3,68	0,65	0,47	2,20	0,00	9,21	–	0,60	99,64
44	86,96	3,44	0,00	0,00	0,38	0,00	9,38	–	0,29	100,45

Примечание. 1–23 – Кондер, 24–44 – Инагли.

Note. 1-23 - Konder, 24-44 - Inagli.

Таблица 3

Составы Os-Ir сплавов из россыпи реки Инагли

Table 3

Compositions of Os-Ir alloys from the Inagli River placer

№	Ir	Os	Ru	Pt	Rh	Cu	Fe	Сумма
1	44,51	55,79	0,31	0,38	0,16	0,22	0,34	101,71
2	8,79	85,16	1,89	2,79	0,39	0,00	0,00	99,02
3	13,69	80,30	2,26	2,56	0,38	0,08	0,00	99,27
4	0,00	96,40	0,00	2,20	0,00	0,00	0,00	98,60
5	0,90	94,90	0,00	3,30	0,00	0,00	0,00	99,10
6	0,00	94,80	0,00	3,60	0,00	0,00	0,00	98,40

№	Ir	Os	Ru	Pt	Rh	Cu	Fe	Сумма
7	2,30	94,80	0,00	1,90	0,00	0,00	0,00	99,00
8	1,70	93,70	0,00	3,90	0,00	0,00	0,00	99,30
9	4,70	92,80	0,00	2,30	0,00	0,00	0,00	99,80
10	7,80	87,90	0,00	3,60	0,00	0,00	0,00	99,30
11	7,00	86,60	0,00	4,60	0,00	0,00	0,00	98,20
12	10,20	86,10	0,00	2,60	0,00	0,00	0,00	98,90
13	14,59	81,31	0,31	1,48	0,73	0,00	0,02	98,44
14	19,89	72,59	3,63	3,23	0,96	0,00	0,07	100,37
15	22,09	68,99	1,39	4,09	0,88	0,00	0,12	97,56
16	10,83	85,29	1,73	2,16	0,28	0,00	0,00	100,29
17	54,18	19,45	3,77	19,34	1,80	0,22	1,64	100,40
18	67,10	15,29	4,52	13,12	1,90	0,13	0,52	102,58
19	59,63	14,54	4,99	19,74	2,31	0,17	0,59	101,03
20	74,86	6,50	3,35	14,59	1,01	0,30	0,55	101,16
21	48,05	28,87	3,56	18,91	1,48	0,16	1,06	102,09

Примечание. 1–16 – осмий, 17–21 – иридий; 16 – Кондер.

Note. 1-16 - Os, 17-21 - Ir; 16 - Konder.

В минеральных ассоциациях из коренных пород Кондерского массива, как и из россыпи Инаглинского массива, отмечаются два первично-магматических парагенезиса [Tolstykh et al., 2002]: осмий-изоферроплатиновый и иридий-изоферроплатиновый, которые более ярко проявлены на Инагли. Более ранний осмий-изоферроплатиновый парагенезис характеризуется включениями осмия в железистой платине и изоферроплатине (рис. 9, а, б). Первым из расплава кристаллизуется самородный осмий как самый тугоплавкий металл в равновесии с ранними Pt-Fe сплавами с образованием раннего высокотемпературного изоферроплатино-осмиевого парагенезиса. По мере его кристаллизации окисидно-металлическая составляющая расплава насыщается Ir согласно Os-Ir диаграмме состояния [Благородные... 1984]. При этом осмий последовательно обогащается Ir с образованием осмий-иридиевого тренда составов гексагональных сплавов (рис. 10, а), характерных для интрузий Урало-Аляскинского типа [Лихачев, 1987; Tolstykh et al., 2002]. Обогащение иридием происходит до тех пор, пока система из платино-осмиевой не переходит в платино-иридиевую. Тогда из расплава начинает кристаллизоваться высокотемпературный твердый раствор (Pt, Ir, Fe), который при понижении температуры до 850–800°C (рис. 10, б) распадается на изоферроплатину и самородный иридий. Рутений в незначительном количестве входит в сплавы (не более 5 мас. %), поскольку большая его часть реагирует с серой с образованием лаурита и эрликманита, которые часто присутствуют в равновесии с магматическими сплавами (рис. 9, б, в). Последующий

иридий-изоферроплатиновый парагенезис (структуры распада) (рис. 9, в, з) представлен иридием, обогащенным Pt (до 18,9 мас. %, табл. 3) и иридий-изоферроплатиной (до 13,88 мас. % Ir, табл. 2). Равновесие эрликманита OsS₂ с Os-Ir-Ru сплавами в магматических условиях подтверждается экспериментальными данными [Amosse et al., 2000]. Но его присутствие в составе многофазных парагенезисов в ассоциации с борнитом и другими сульфидами во включениях сперрилитовых зерен (рис. 6, в, д), а также в виде продукта замещения изоферроплатины совместно с ирарситом (рис. 6, е) свидетельствуют о широком диапазоне условий его формирования.

Фугитивность серы (fS_2) при формировании OsS₂ в интервале температур распада (850–750°C) иридий-изоферроплатинового парагенезиса соответствует интервалу $10^{-1,5}$ – $10^{-2,5}$ атм. [Johan et al., 1989]. Активность серы в обоих массивах и мышьяка на Инагли повышалась в ходе развития рудоформирующих систем, что обусловило формирование ЭПГ-тиошпинелей и сульфоарсенидов серии ирарсит-холлингвортит, которые формировались на завершающей магматической (магματοгенной) стадиях. Распространенные в ассоциациях сперрилит PtAs₂ на Инагли и куперит PtS на Кондере образуются на более поздней стадии, вероятно, пневматолитово-гидротермальной, поскольку они не отмечаются в равновесии с Pt-Fe и Os-Ir сплавами, а, как правило, присутствуют в виде отдельных зерен, иногда в ассоциации друг с другом и с сульфоарсенидами (рис. 5, ж, и).

Таблица 4

Составы включений МПГ в Pt-Fe сплавах из массива Кондер, мас. %

Table 4

Composition of PGM inclusions in Pt-Fe alloys from the Konder massif, wt %

№	Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сум- ма	Формула
1	2,07	44,23	1,45	24,93	13,52	0,60	10,76	0,00	0,29	0,04	0,06	97,95	$(Ir_{0,62}Rh_{0,28}Pt_{0,03}Os_{0,02}Ru_{0,02}Fe_{0,01})_{0,98}As_{0,89}S_{1,13}$
2	80,55	0,00	0,00	0,00	15,75	0,06	0,00	2,83	0,00	0,33	0,00	99,52	$(Pt_{0,88}Pd_{0,06}Ni_{0,01})_{0,95}S_{1,05}$
3	82,08	0,00	0,00	0,00	15,60	0,00	0,00	1,48	0,00	0,35	0,00	99,51	$(Pt_{0,91}Pd_{0,03}Ni_{0,01})_{0,95}S_{1,05}$
4	81,86	0,00	0,00	0,00	15,61	0,04	0,00	1,47	0,00	0,36	0,00	99,36	$(Pt_{0,91}Pd_{0,03}Ni_{0,01})_{0,95}S_{1,05}$
5	78,76	0,00	0,00	0,00	16,11	0,05	0,00	3,97	0,00	0,47	0,00	99,37	$(Pt_{0,85}Pd_{0,08}Ni_{0,02})_{0,95}S_{1,06}$
6	79,94	0,00	0,00	0,00	16,32	0,08	0,00	3,62	0,00	0,45	0,00	100,40	$(Pt_{0,85}Pd_{0,07}Ni_{0,02})_{0,94}S_{1,06}$
7	77,98	0,00	0,00	0,00	16,05	0,05	0,00	3,80	0,00	0,46	0,05	98,39	$(Pt_{0,85}Pd_{0,08}Ni_{0,02})_{0,95}S_{1,06}$
8	77,90	0,00	0,00	0,00	16,26	0,04	0,00	4,21	0,00	0,48	0,00	98,90	$(Pt_{0,84}Pd_{0,08}Ni_{0,02})_{0,94}S_{1,06}$
9	78,57	0,00	0,00	0,00	16,43	0,05	0,00	4,15	0,10	0,51	0,00	99,82	$(Pt_{0,83}Pd_{0,08}Ni_{0,02})_{0,93}S_{1,06}$
10	78,15	0,00	0,00	0,00	16,23	0,08	0,00	3,91	0,00	0,44	0,00	98,81	$(Pt_{0,84}Pd_{0,08}Ni_{0,02})_{0,94}S_{1,06}$
11	79,17	0,00	0,00	0,00	16,16	0,07	0,00	3,02	0,00	0,41	0,00	98,82	$(Pt_{0,86}Pd_{0,06}Ni_{0,01})_{0,93}S_{1,06}$
12	82,73	0,00	0,00	0,00	15,64	0,00	0,00	0,50	0,00	0,52	0,00	99,39	$(Pt_{0,92}Ni_{0,02}Pd_{0,01})_{0,95}S_{1,05}$
13	82,69	0,00	0,00	0,00	15,86	0,00	0,00	0,44	0,04	0,51	0,00	99,54	$(Pt_{0,91}Ni_{0,02}Pd_{0,01})_{0,94}S_{1,06}$
14	81,14	0,00	0,00	0,00	15,68	0,00	0,00	1,67	0,00	0,09	0,00	98,57	$(Pt_{0,90}Pd_{0,03})_{0,93}S_{1,06}$
15	80,37	0,00	0,00	0,00	15,97	0,05	0,00	2,18	0,00	0,12	0,00	98,69	$(Pt_{0,88}Pd_{0,04})_{0,92}S_{1,07}$
16	81,51	0,00	0,00	0,00	15,71	0,00	0,00	1,21	0,22	0,11	0,00	98,75	$(Pt_{0,90}Pd_{0,02}Fe_{0,01})_{0,93}S_{1,06}$
17	80,78	0,00	0,00	0,00	15,75	0,04	0,00	2,35	0,06	0,12	0,00	99,10	$(Pt_{0,89}Pd_{0,05})_{0,94}S_{1,06}$
18	80,60	0,00	0,00	0,00	15,62	0,00	0,00	2,09	0,00	0,10	0,00	98,41	$(Pt_{0,90}Pd_{0,04})_{0,94}S_{1,06}$
19	82,02	0,00	0,00	0,00	15,74	0,00	0,00	0,94	0,00	0,23	0,00	98,94	$(Pt_{0,91}Pd_{0,02}Ni_{0,01})_{0,94}S_{1,06}$
20	80,71	0,00	0,00	0,00	15,80	0,04	0,00	1,96	0,05	0,12	0,00	98,67	$(Pt_{0,89}Pd_{0,04})_{0,93}S_{1,06}$
21	0,77	3,47	48,43	0,00	29,35	15,56	1,49	0,00	0,28	0,00	0,07	99,42	$(Os_{0,56}Ru_{0,34}Ir_{0,04}Rh_{0,03}Pt_{0,01}Fe_{0,01})_{0,99}S_{2,01}$
22	0,77	5,98	58,93	0,50	26,40	3,05	1,95	0,00	0,06	0,00	0,00	97,64	$(Os_{0,76}Ir_{0,08}Ru_{0,07}Rh_{0,05}Pt_{0,01})_{0,97}(S_{2,02}As_{0,02})_{2,04}$
23	1,02	4,64	59,02	0,24	26,62	3,86	1,98	0,00	0,05	0,00	0,00	97,44	$(Os_{0,76}Ru_{0,09}Ir_{0,06}Rh_{0,05}Pt_{0,01})_{0,97}(S_{2,02}As_{0,01})_{2,03}$
24	0,00	3,82	46,65	0,00	29,45	16,74	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	97,76	$(Os_{0,54}Ru_{0,37}Ir_{0,04}Rh_{0,02})_{0,97}S_{2,03}$
25	0,00	1,86	17,20	0,00	35,18	42,62	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	97,50	$(Ru_{0,78}Os_{0,17}Ir_{0,02}Rh_{0,01}Pd_{0,01})_{0,99}S_{2,03}$

Примечание. 1 – иррасит IrAsS, 2–20 – куперит PtS (2–11 из хромититов, 12–20 из дунитов), 21–24 – эрликманит OsS₂, 25 – лауритит RuS₂.

Note. 1 - irrasite IrAsS, 2-20 - cooperite PtS (2-11 - from chromitite, 12-20 - from dunite), 21-24 - erlichmanite OsS₂, 25 - laurite RuS₂

Таблица 5

Составы минералов ЭПГ из россыпи реки Инагли, мас. %

Table 5

Composition of PGM from the Konder massif, wt %

№	Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сум- ма	Формула
1	2,16	10,83	85,29	0,00	0,00	1,73	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	100,29	$Os_{0,84}Ir_{0,11}Ru_{0,03}Pt_{0,02}$
2	53,62	0,00	0,00	41,89	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	95,72	$Pt_{0,98}(As_{1,99}S_{0,02})_{2,01}$
3	55,23	0,00	0,00	42,43	0,27	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,99	$Pt_{0,99}(As_{1,98}S_{0,03})_{2,01}$
4	54,46	0,00	0,00	42,21	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,02	$Pt_{0,98}(As_{1,98}S_{0,04})_{2,02}$
5	54,60	0,00	0,00	41,78	0,46	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	97,02	$(Pt_{0,98}Rh_{0,01})_{0,99}(As_{1,96}S_{0,05})_{2,01}$
6	5,38	8,85	10,64	28,87	15,02	0,11	28,58	0,00	0,00	0,00	0,00	97,46	$(Rh_{0,66}Os_{0,13}Ir_{0,11}Pt_{0,07})_{0,90}S_{1,11}As_{0,92}$
7	0,38	43,15	2,88	25,24	13,53	0,76	11,22	0,00	0,00	0,00	0,00	97,15	$(Ir_{0,60}Rh_{0,29}Os_{0,04}Ru_{0,02}Pt_{0,01})_{0,96}S_{1,13}As_{0,90}$
8	0,94	39,78	1,94	24,82	13,95	0,52	14,86	0,00	0,05	0,00	0,00	96,85	$(Ir_{0,55}Rh_{0,38}Os_{0,03}Pt_{0,01}Ru_{0,01})_{0,98}S_{1,15}As_{0,87}$
9	0,00	56,66	2,41	22,77	13,15	1,22	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,20	$(Ir_{0,84}Rh_{0,06}Os_{0,04}Ru_{0,03})_{0,97}S_{1,17}As_{0,87}$
10	0,00	55,64	2,48	22,70	13,27	1,99	2,14	0,00	0,00	0,00	0,00	98,22	$(Ir_{0,82}Ru_{0,06}Rh_{0,06}Os_{0,04})_{0,98}S_{1,17}As_{0,86}$
11	0,08	45,58	2,26	23,11	14,96	3,70	8,76	0,00	0,00	0,00	0,00	98,44	$(Ir_{0,62}Rh_{0,22}Ru_{0,10}Os_{0,03})_{0,97}S_{1,22}As_{0,81}$

№	Pt	Ir	Os	As	S	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сум- ма	Формула
12	0,00	34,10	4,35	23,39	16,26	5,30	14,27	0,00	0,00	0,00	0,00	97,66	$(\text{Ir}_{0,44}\text{Rh}_{0,34}\text{Ru}_{0,13}\text{Os}_{0,06})_{0,97}\text{S}_{1,26}\text{As}_{0,77}$
13	83,30	0,00	0,00	0,00	15,37	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	98,82	$\text{Pt}_{0,94}\text{S}_{1,06}$
14	83,69	0,00	0,00	0,00	15,70	0,05	0,00	0,15	0,00	0,26	0,00	99,84	$(\text{Pt}_{0,93}\text{Ni}_{0,01})_{0,94}\text{S}_{1,06}$
15	32,99	3,62	0,00	0,00	27,64	0,00	20,56	0,00	0,64	0,00	11,77	97,21	$(\text{Cu}_{0,90}\text{Fe}_{0,06})_{0,96}(\text{Rh}_{0,97}\text{Pt}_{0,82}\text{Ir}_{0,09})_{1,88}\text{S}_{4,17}$
16	26,87	4,18	0,00	0,00	28,53	0,00	25,32	0,00	2,00	0,71	10,80	98,41	$(\text{Cu}_{0,79}\text{Fe}_{0,17}\text{Ni}_{0,06})_{1,02}(\text{Rh}_{1,14}\text{Pt}_{0,64}\text{Ir}_{0,10})_{1,88}\text{S}_{4,12}$
17	24,06	36,42	0,00	0,00	24,18	0,00	3,13	0,00	0,57	0,00	10,84	99,22	$(\text{Cu}_{0,93}\text{Fe}_{0,06})_{0,99}(\text{Ir}_{1,04}\text{Pt}_{0,68}\text{Pt}_{0,17})_{1,89}\text{S}_{4,13}$
18	23,98	36,39	0,00	0,00	24,07	0,00	3,10	0,00	0,43	0,00	10,78	98,74	$(\text{Cu}_{0,93}\text{Fe}_{0,04})_{0,97}(\text{Ir}_{1,04}\text{Pt}_{0,68}\text{Rh}_{0,17})_{1,89}\text{S}_{4,14}$
19	24,92	35,74	0,00	0,00	23,44	0,00	2,39	0,00	0,48	0,00	10,67	97,64	$(\text{Cu}_{0,94}\text{Fe}_{0,05})_{0,99}(\text{Ir}_{1,05}\text{Pt}_{0,72}\text{Rh}_{0,13})_{1,90}\text{S}_{4,11}$
20	12,87	42,33	0,00	0,00	24,95	0,00	6,91	0,00	3,95	0,00	7,11	98,13	$(\text{Cu}_{0,60}\text{Fe}_{0,38})_{0,98}(\text{Ir}_{1,17}\text{Rh}_{0,36}\text{Pt}_{0,35})_{1,88}\text{S}_{4,15}$
21	7,47	52,69	0,00	0,00	23,94	0,00	3,35	0,00	2,86	0,18	8,07	98,57	$(\text{Cu}_{0,70}\text{Fe}_{0,28}\text{Ni}_{0,02})_{1,00}(\text{Ir}_{1,51}\text{Pt}_{0,21}\text{Rh}_{0,18})_{1,90}\text{S}_{4,11}$
22	7,42	52,37	0,00	0,00	23,54	0,00	3,28	0,00	2,70	0,16	8,06	97,53	$(\text{Cu}_{0,71}\text{Fe}_{0,27})_{0,98}(\text{Ir}_{1,52}\text{Pt}_{0,21}\text{Rh}_{0,18})_{1,90}\text{S}_{4,10}$
23	0,00	63,58	0,00	0,00	23,85	0,00	12,02	0,00	0,06	0,00	0,00	99,79	$(\text{Ir}_{1,39}\text{Rh}_{0,49}\text{Pt}_{0,01})_{1,89}\text{S}_{3,12}$
24	0,35	0,63	67,90	0,00	26,05	0,33	2,90	0,00	0,11	0,00	0,00	98,27	$(\text{Os}_{0,89}\text{Rh}_{0,07}\text{Ir}_{0,01}\text{Ru}_{0,01})_{0,98}\text{S}_{2,02}$
25	0,00	0,60	63,41	0,00	26,86	0,73	5,62	0,00	0,10	0,00	0,00	97,61	$(\text{Os}_{0,81}\text{Rh}_{0,13}\text{Ru}_{0,02}\text{Ir}_{0,01})_{0,97}(\text{S}_{2,02}\text{As}_{0,01})_{2,03}$
26	0,00	11,52	56,58	2,27	24,96	1,19	2,55	0,00	0,10	0,00	0,03	99,20	$(\text{Os}_{0,74}\text{Ir}_{0,15}\text{Rh}_{0,06}\text{Ru}_{0,03})_{0,98}(\text{S}_{1,94}\text{As}_{0,08})_{2,02}$
27	0,00	5,11	35,30	0,00	31,31	25,63	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	97,60	$(\text{Ru}_{0,53}\text{Os}_{0,39}\text{Ir}_{0,06}\text{Rh}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{2,03}$
28	0,00	6,16	33,65	0,00	31,41	26,09	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	97,73	$(\text{Ru}_{0,53}\text{Os}_{0,37}\text{Ir}_{0,07}\text{Rh}_{0,01})_{0,98}\text{S}_{2,03}$
29	0,00	6,24	18,78	0,00	34,66	38,27	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	98,04	$(\text{Ru}_{0,71}\text{Os}_{0,19}\text{Ir}_{0,06})_{0,96}\text{S}_{2,04}$
30	0,22	4,36	13,46	0,00	35,22	43,89	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	97,34	$(\text{Ru}_{0,80}\text{Os}_{0,13}\text{Ir}_{0,04})_{0,97}\text{S}_{2,02}$
31	0,43	5,38	6,89	0,00	36,31	47,68	0,32	0,32	0,00	0,00	0,00	97,33	$(\text{Ru}_{0,84}\text{Os}_{0,06}\text{Ir}_{0,05}\text{Rh}_{0,01}\text{Pd}_{0,01})_{0,97}\text{S}_{2,03}$
32	0,00	1,17	3,19	0,00	38,17	55,56	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	98,81	$(\text{Ru}_{0,93}\text{Os}_{0,03}\text{Ir}_{0,01}\text{Rh}_{0,01}\text{Pd}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{2,02}$

Примечание. 1 – осмий, 2–5 – сперрилит PtAs_2 , 6 – холлингвортит RhAsS , 7–12 – ирарсит IrAsS , 13–14 – куперит PtS , 15–16 – купрородсит CuRh_2S_4 , 17–22 – купроиродсит CuIr_2S_4 , 23 – кашинит Ir_2S_3 , 24–26 – эрликманит OsS_2 , 27–32 – лаурит RuS_2 .

Note. 1 - osmium, 2-5 - sperrylite PtAs_2 , 6 - hollingworthite RhAsS , 7-12 - irarsite IrAsS , 13-14 - cooperite PtS , 15-16 - cuprorodsit CuRh_2S_4 , 17-22 - cuproiridsit CuIr_2S_4 , 23 - kashinite Ir_2S_3 , 24-26 - erlichmanite OsS_2 , 27-32 - laurite RuS_2 .

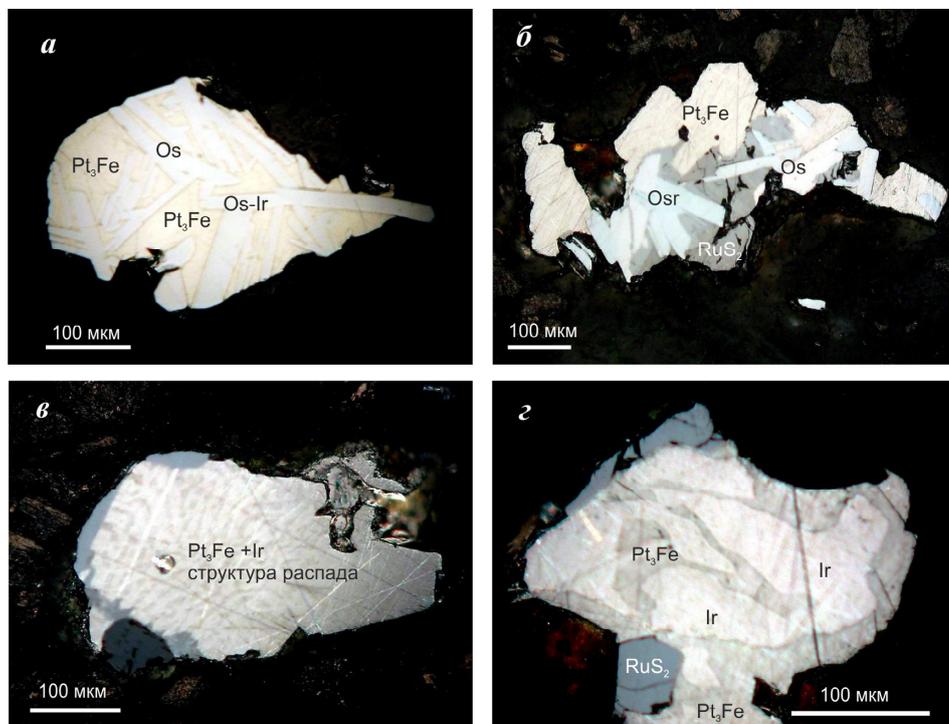


Рис. 9. Магматические микропарагенезисы Иналинского массива: а, б – изоферроплатино-осмиевый в равновесии с лауритом (б); в, з – изоферроплатино-иридиевый (структуры распада)

Fig. 9. Magmatic microparageneses of the Inali massif: а, б - isoferroplatinum-osmium in equilibrium with laurite (б); в, з - isoferroplatinum - iridium (decomposition structure)

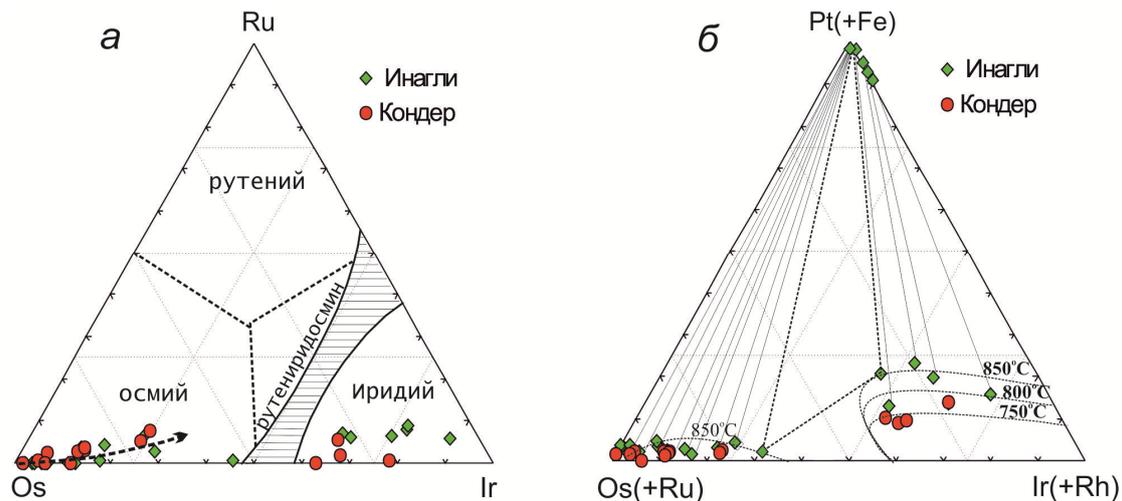


Рис. 10. Составы Os-Ir-Ru сплавов (а) и магматические парагенезисы (б)

Данные по Кондеру из [Некрасов и др., 1994], изотермы из [Slansky et al., 1991]

Fig. 10. Os-Ir-Ru alloys (a) and magmatic parageneses (b)

Data on Konder are taken from [Nekrasov et al., 1994], isotherms from [Slansky et al., 1991]

Источником платины для образования куперита и сперрилита могли быть первичные магматические Pt-Fe сплавы, на которые воздействовали реакционные флюиды, содержащие медь и переотлагающие платину в форме туламинита и куперита на Кондере и сперрилита на Инагли. Наиболее ярко роль этих флюидов проявлена в коренных породах Кондерского массива, где пористые зерна вторичных Pt-Fe-Cu сплавов находятся в ассоциации с куперитом. Сходство минеральных ассоциаций и близкие соотношения МПГ в дунитах и клинопироксенитах на контакте могут свидетельствовать, что минеральные парагенезисы здесь генетически не зависят от вмещающей матрицы пород. Основным фактором их отложения, скорее всего, являются проницаемые трещиноватые дуниты, по которым мигрировал остаточный флюидонасыщенный расплав, обогащенный ЭПГ, и осаждался на контакте в обоих породах.

Таким образом, минералы платиновых металлов из массивов Кондер и Инагли имеют типоморфные признаки, характерные для зональных мафит-

ультрамафитовых массивов Урало-Аляскинского типа: преобладание Pt-Fe сплавов в обоих массивах, развитие двух магматических парагенезисов, которые существенно проявлены на Инагли, обилие включений сульфидов: лаурита-эрликманита $(Ru,Os)S_2$, кашинита-баоита $(Ir,Rh)_2S_3$, купроирридсита-купрородсита $(Ir,Rh)_2(Cu,Fe)S_4$ в ассоциациях обоих массивов и образование постмагматического куперита PtS в ассоциации с туламинитом Pt_2CuFe на Кондерском массиве и сперрилита, $PtAs_2$ на Инагли. Выявлено, что наиболее перспективными участками поисков коренной платиновой минерализации являются контактовые зоны дунитов и клинопироксенитов, что может быть использовано в прогнозных поисках.

Работа выполнена в лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций Института геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск по базовому проекту № 0330-2016-0003.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск : Наука, 1987. 76 с.
 Благородные металлы : справ. изд. / под ред. Е.М. Савицкого. М. : Metallurgia, 1984. 592 с.
 Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М. : Наука, 1968. С. 312–363.
 Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижне-Тагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 41–48.
 Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Геохимия ультрабазитов платиноносного кондерского комплекса // Геохимия. 1991. № 10. С. 1406–1418.
 Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г., Кириченко А.А., Дерягина Г.Г., Рудашевский Н.С., Ботова М.М. К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации // Записки ВМО. 1987. Ч. 116, вып. 1. С. 122–125.

Малич К.Н. Особенности распределения элементов платиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 425–429.

Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитриенко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 47–58.

Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Новые данные о платиноидной минерализации щелочно-ультраосновных концентрически-зональных массивов Дальнего Востока // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320, № 3. С. 705–709.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 63–76.

Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 3. С. 268–279.

Приходько В.С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 59–69.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромитов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 5. С. 394–423.

Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений. 1968. № 6. С. 10–27.

Разин Л.В. Платиновая металлоносность Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород (Алданский щит): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1966.

Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 280 с.

Рудашевский Н.С., Меньшиков Ю.П., Мочалов А.Г., Трубкин Н.В., Шумская Н.И., Жданов В.В. Купрородсит CuRh_2S_4 и купроиридсит CuIr_2S_4 – новые природные тиошпинели платиновых элементов // Записки ВМО. 1985. Ч. 114, вып. 2. С. 187–195.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Бегизов В.Д., Меньшиков Ю.П., Шумская Н.И. Инаглиит $\text{Cu}_3\text{Pb}(\text{Ir},\text{Pt})_8\text{S}_{16}$ – новый минерал // Записки ВМО. 1984. Ч. 113, вып. 6. С. 712–717.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 765–774.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Батурич С.Г. Особенности состава самородной платины из различных ассоциаций минералов элементов платиновой группы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 3. С. 39–46.

Толстых Н.Д., Толегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 775–793.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Миронов А.Б., Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.

Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh and Ru vs $f\text{O}_2$ and $f\text{S}_2$ in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Mineralogy and Petrology. 2000. V. 68. P. 29–62.

Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron Alloys: a nomenclature based on a study of natural and Synthetic Alloys // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 117–126.

Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia Part 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion // Mineralogy and Petrology. 1989. V. 40. P. 289–309.

Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompian area, Enga Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex // Mineralogy and Petrology. 2000. V. 68. P. 159–176.

Roeder P.L., Jamieson H.E. Composition of chromite and co-existing Pt-Fe alloy at magmatic temperatures // Australian Journal of Earth Sciences. 1992. V. 39. P. 419–426.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes New Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // Mineralogy and Petrology. 1991. V. 43. P. 161–180.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // Ore Geology Reviews. 2015. V. 67. P. 234–243.

Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // Ore Geology Review. 2002. V. 20. P. 1–25.

Автор:

Толстых Надежда Дмитриевна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии минералогии им. академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: tolst@igm.nsc.ru

N.D. Tolstykh

PLATINUM MINERALIZATION OF THE KONDER AND INAGLY MASSIFS

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

The genetic model of formation of platinum mineralization in the Konder and Inagli massifs is justified. It is established that the ore-forming system on these massifs evolved with increasing Ir and Pt from isoferroplatinum-osmium to isoferroplatinum-iridium magmatic parageneses. The presence of S in the system led to the formation of laurite and erlichmanite (RuS_2 , OsS_2) in equilibrium with magmatic parageneses. A gradual increase in sulfur activity in the ore-forming systems of both massifs and an increase in arsenic activity on Inagli led to the formation of sulfides and sulfoarsenides of Ir and Rh: kashinite $(\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$, irarsite $(\text{Ir,Rh})\text{AsS}$, EPG-thiospinels $(\text{Ir,Rh})_2(\text{Cu,Fe})\text{S}_4$ and the formation of cooperite and sperrylite (PtS and PtAs_2) at the postmagmatic stages. It was revealed that the most promising areas for the search for lode platinum mineralization are the contact zones of dunites and clinopyroxenites, which can be used in predictive searches.

Keywords: Aldan Shield, Ural-Alaskan intrusions, platinum mineralization.

References

- Andreev G.V. *Konderskiy massiv ul'traosnovnykh i shchelochnykh porod* [Kondersky massif of ultramafic and alkaline rocks]. Novosibirsk: Nauka, 1987. 76 p. In Russian
- Blagorodnye metally* [Noble metals]: Ref. ed. / Ed. EM Savitskiy. Moscow : Metallurgy, 1984, 592 p. In Russian.
- Bogomolov M.A. *Nekotorye osobennosti petrologii massivov tsentral'nogo tipa s dunitovym yadrom na Aldanskom shchite* [Some features of petrology of the central type massifs with a dunite core on the Aldan Shield] // *Metasomatism and other problems of physico-chemical petrology*. Moscow : Nauka, 1968. pp. 312–363. In Russian
- Genkin A.D. Sequence and conditions of formation of minerals of the platinum group in the Nizhny Tagil dunite mass // *Geology of ore deposits*. 1997. V. 39. № 1. pp. 41–48. In Russian
- Lazarenkov V.G., Malich K.N. *Geokhimiya ul'trabazitov platinonosnogo konderskogo kompleksa* [Geochemistry of ultramafites of the platinum-bearing Konder complex] // *Geochemistry*. 1991. № 10. pp. 1406–1418. In Russian
- Likhachev A.P., Kirichenko V.T., Lopatin G.G., Kirichenko A.A., Deryagina G.G., Rudashevsky N.S., Botova M.M. *K osobennostyam platinonosnosti massivov shchelochno-ul'traosnovnoy formatsii* [To the features of platinum potential of the massifs of the alkaline-ultramafic formation] // *Zapiski VMO (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society)*. 1987. Part 116. Issue. 1. pp. 122–125. In Russian
- Malich K.N. *Osobennosti raspredeleniya elementov platinovoy gruppy v porodakh ul'traosnovnykh massivov Aldanskogo shchita* [Peculiarities of the distribution of elements of the platinum group in the rocks of the ultramafic massifs of the Aldan Shield] // *Geochemistry*. 1990. № 3. pp. 425–429. In Russian
- Mochalov A.G., Zhernovskiy I.V., Dmitrienko G.G. *Sostav i rasprostranennost' samorodnykh mineralov platiny i zheleza v ul'tramafitakh* [Composition and prevalence of native minerals of platinum and iron in ultramafites] // *Geology of ore deposits*. 1988. № 5. pp. 47–58. In Russian
- Nekrasov I.Ya., Ivanov V.V., Lennikov A.M. *Novye dannye o platinoidnoy mineralizatsii shchelochno-ul'traosnovnykh kontsentricheski-zonal'nykh massivov Dal'nego Vostoka* [The new data on the platinum mineralization of alkaline-ultramafic concentric-zonal massifs of the Far East] // *Doklady AN SSSR (Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR)*. 1991. T. 320. № 3. pp. 705–709. In Russian
- Nekrasov I.Ya., Lennikov A.M., Oktyabrskiy R.A., Zalishchak B.L., Sapin V.I. *Petrologiya i platinonosnost' kol'tsevykh shchelochno-ul'traosnovnykh kompleksov* [Petrology and platinum potential of circular alkaline-ultramafic complexes]. Moscow: Nauka, 1994. 381 p. In Russian
- Okrugin A.V. Mineral parageneses and genesis of isoferroplatinum nuggets from Inagli placer (Siberian platform) // *Geology of ore deposits*. 2001. P. 43. № 3. pp. 239–250. In Russian
- Okrugin A.V. *Kristallizatsionno-likvatsionnaya model' formirovaniya platinoidno-khromitovykh rud v mafit-ul'tramafitovykh kompleksakh* [Crystallization-liquation model of formation of platinum-chromite ores in mafic-ultramafic complexes] // *Tikhookeanskaya geologiya*. 2004. V. 23. № 2. pp. 63–76. In Russian
- Prihod'ko V.S., Ponomarev G.P. *Sostavy porodoobrazuyushchikh mineralov dunitov Konderskogo massiva* [Compositions of rock-forming minerals of dunites of the Konder massif] // *Tikhookeanskaya geologiya*. 1990. № 2. pp. 59–69. In Russian
- Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti J., Zaccarini F. *Khrom-platinovoe orudnenie nizhnetagil'skogo tipa na Urale: strukturno-veshchestvennaya kharakteristika i problema genezisa* [Chromium-platinum mineralization of the Nizhny Tagil type in the Urals: structural-material characteristic and problem of genesis] // *Lithosphere*. 2007. V. 3. pp. 28–65. In Russian
- Pushkarev E.V., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskiykh S.P., Kamenetskiy V.S., Rodemann T. Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic-hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield // *Geology of Ore Deposits*. 2015. T. 57. № 5. pp. 352–380.
- Razin L.V. *K voprosu o genezise platinovogo orudneniya forsteritovykh dunitov* [To the question of the Genesis of platinum mineralization of forsterite dunites] // *Geology of Ore Deposits*. 1968. № 6. pp. 10–27. In Russian
- Razin L.V. *Platinovaya metallonosnost' Inaglinskogo massiva ul'traosnovnykh i shchelochnykh porod (Aldanskiy shchit): Avtoref. dis. na soiskanie uchenoy stepeni kand. geol.-min. nauk* [Platinum metalliferousness of the Inagli massif of the ultramafic and alkaline rocks (Aldan Shield): Author's abstract. dis. for the academic degree of cand. geol.-min. sciences]. Moscow, 1966. In Russian
- Rozhkov I.S., Kitsul V.I., Razin L.V. *Platina Aldanskogo shchita* [Platinum of the Aldan Shield]. Moscow : Izd-vo AN SSSR, 1962. 280 p. In Russian
- Rudashevsky N.S., Menshikov Yu.P., Mochalov A.G., Trubkin N.V., Shumskaya N.I., Zhdanov V.V. *Kuprorodsit CuRh_2S_4 i kuproiridsit CuIr_2S_4 – novye prirodnye tioshpinele platinovykh elementov* [Curorodsit CuRh_2S_4 and cuproiridsit CuIr_2S_4 - the new

natural thiospinels of platinum elements // *Zapiski VMO* (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society). 1985. P. 114. Iss. 2. pp. 187–195. In Russian

Rudashevsky N.S., Mochalov A.G., Begizov V.D., Menshikov Yu.P., Shumskaya N.I. *Inagliit* $Cu_3Pb(Ir,Pt)_8S_{16}$ - *novyy mineral* [Inaglite $Cu_3Pb(Ir,Pt)_8S_{16}$ - a new mineral] // *Zapiski VMO* (Proceedings of the All-Union Mineralogical Society). 1984. P. 113. Iss. 6. pp. 712–717. In Russian

Sidorov E.G., Kozlov A.P., Tolstykh N.D. *Gal'moenanskiy bazit-giperbazitovyy massiv i ego platinonosnost'* [Galmoehnan mafic-ultramafic massif and its platinum potential]. Moscow : Nauchnyy mir, 2012. 288 p. In Russian

Tolstykh N.D., Krivenko A.P., Baturin S.G. *Osobennosti sostava samorodnoy platiny iz razlichnykh assotsiatsiy mineralov elementov platinovoy gruppy* [Features of the composition of native platinum from various associations of minerals of elements of the platinum group] // *Geologiya i geofizika*. 1996. V. 37. № 3. pp. 39–46. In Russian

Tolstykh N.D., Krivenko A.P. *Mineraly platinovykh metallov v rossypi r. Inagli (Aldanskiy shehit)* [Minerals of platinum metals in Inagli placer (Aldan Shield)] // *Geology and Geophysics*. 1997. V. 38. № 4. pp. 765–774. In Russian

Tolstykh N.D., Telegin Yu.M., Kozlov A.P. Platinum mineralization of the Svetloborsky and Kamenushinsky massifs (Urals Platinum Belt) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52, № 6 pp. 603–619.

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Pushkarev E.V., Anikina E.V., Uimin S.G., Mironov A.B. Oxithermobarometry of ultramafic rocks from the Ural platinum belt // *Geochemistry International*. 2002. V. 40. № 8. pp. 762–778.

Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh and Ru vs fO_2 and fS_2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // *Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 68. pp. 29–62.

Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron Alloys: a nomenclature based on a study of natural and Synthetic Alloys // *Canadian Mineralogist*. 1975. V. 13. pp. 117–126.

Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia Part 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove prospect, Owendale intrusion // *Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 40. pp. 289–309.

Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompian area, Enga Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex // *Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 68. P. 159–176.

Roeder P.L., Jamieson H.E. Composition of chromite and co-existing Pt-Fe alloy at magmatic temperatures // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1992. V. 39. P. 419–426.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes New Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield // *Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 43. P. 161–180.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 67. P. 234–243.

Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geology Reviews*. 2002. V. 20. pp. 1–25.

Author:

Tolstykh Nadezda D., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Petrology and Ore-bearing Magmatic Formations, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: tolst@igm.nsc.ru

ГЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.242.11(235.22)

СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО ВЫЖИМАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ю.А. Туркин

ОСП «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенсейское, Бийский район, Алтайский край, Россия

Рассмотрена тектоническая структура Алтая и сопряженных регионов западной части Алтае-Саянской складчатой области в контексте его общего геотектонического положения в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Выделены крупные структуры латерального выжимания первого и второго порядков, сформированные на фоне общего сжатия этой части аккреционных окраин эпикаледонского Сибирского палеоконтинента в среднепалеозойско-мезозойское время.

Ключевые слова: структуры латерального выжимания, тектонические блоки, надвиги, сдвиги, реверс-эффект, Алтай.

Введение

Геологические структуры Алтая изучены достаточно хорошо, главным образом, в результате проведения геологических съемок масштабов 1:50 000 и 1:200 000 в 1950–1980-е гг. и последующих работ по геологическому доизучению территории. Результаты данных исследований были обобщены и проинтерпретированы в многочисленных публикациях, при этом получены новые сведения по строению, радиологическому возрасту и составу пород Алтайского региона. Были выделены Талицкий (здесь Слюдяно-Маралихинский), Каимский и другие аллохтоны [Корреляция... 2000]; некоторыми авторами обосновывался тезис о покровно-чешуйчатой структуре Горного Алтая [Буслов, 1992], сформированной в результате коллизионных событий при участии микроконтинентов годванской группы [Буслов и др., 2013]. Автором статьи тектоническая структура Алтая рассматривалась как блоковая и коллизионно-сдвиговая, включающая аллохтонные, параавтохтонные и автохтонные блоки с широким развитием надвиговых зон и крупноамплитудных сдвигов [Туркин, 2004, 2005, 2016; Туркин, Федак, 2008].

В известных автору опубликованных литературных источниках тектонические структуры латерального выжимания ранее в Алтайском регионе не выделялись. В то же время их присутствие установлено в Альпийско-Гималайском коллизионном складчатом поясе, где их формирование связывается с индентационной тектонической моделью [Копп, 1997], а также в Забайкалье, где с данными структурами ассоциировано золотое оруденение, при этом выделяются три типа структур латерального выжимания: зоны фронтального сжатия при взбросовых и нави-

говых перемещениях, дуплексные зоны растяжения и геодинамические убежища [Корольков, 2005].

По результатам структурно-кинематического анализа и изучения характерных структурных рисунков (структурных дуг, дуплексных зон, сдвиговых вееров и др.) на Алтае также могут быть выделены структуры латерального выжимания. При этом одни из них, как правило более крупные, будут соответствовать структурам первого порядка – первичным (Салаир, Западный Саян, Кулундинский массив), а другие, более мелкие блоки, – структурам второго порядка, сформированным в результате горизонтальных перемещений структур первого порядка (Мрасский блок, Каимско-Катунская и Улаганская группы блоков). Вероятно, по своей геотектонической природе данные структуры близки перемещенным (выжатым) внутриорогенным срединным массивам.

Результаты исследований

Результаты изучения структурных рисунков и проведения структурно-парагенетического анализа Алтайского звена и в целом центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1) позволяют с полной уверенностью говорить о формировании западной части Алтае-Саянской блоково-складчатой области в обстановке длительного, с конца раннего девона до позднего кайнозоя, пульсирующего сжатия. Направление тектонического потока (генерального сжатия) было встречным, с север-северо-запада и с юга (в современных координатах), что, по мнению сторонников плитотектонической концепции, обусловлено сближением и столкновением аккреционных окраин Сибирского

континента с континентами и микроконтинентами гондванской группы на юге и с Казахстанским и Восточно-Европейским континентами на западе и севере.

Южное направление тектонического потока находит свое подтверждение и в работах сторонников альтернативной точки зрения на формирование тектонической структуры Алтая. По мнению М.М. Буслова, последняя определялась причленением к аккреционным окраинам Сибирского кратона составного Казахстано-Байкальского континента гондванской группы, отделившегося (?) от Тарима и Северо-Китайской плиты [Буслов и др., 2013]. В последнее время установлено, что Северо-Тяньшанско-Казахстанская структурная дуга представляет собой результат ороклинального изгибания в условиях интенсивного субмеридионального сжатия, что подтверждается проведенными в средне-позднепалеозойских вулканических поясах Казахстана палеомагнитными исследованиями [Гришин и др., 1997; Левашева и др., 2012]. Ранее автором настоящей статьи были рассмотрены структуры сочленения Обь-Зайсанской складчатой системы с западными аккреционными окраинами Сибирского континента, при этом последние в целом рассматривались как структуры латерального выжимания [Туркин, Федак, 2008].

В настоящее время изученность Алтайского региона позволяет с высокой степенью уверенности выделить в тектонической структуре Алтая большое количество относительно самостоятельных тектонических блоков со своей структурой и составом слагающих их формаций. Многие блоки являются аллохтонными или параавтохтонными, что подтверждается результатами изучения их структурных парагенезисов и взаимоотношений (рис. 2). При этом некоторые блоки могут быть объединены в группы по сходному или близкому формационному составу и геологическому положению. Характерным примером является Салаирская группа блоков, имеющая единое чешуйчато-надвиговое строение. Также типичны в этом плане Чарышский, Талицкий, Ануйский и Чуйский тектонические блоки, составляющие в целом Чарышской-Чуйскую группу параавтохтонных блоков – ядерную часть Горно-Алтайского параавтохтона, расположенного фронтально по отношению к Слюдянско-Маралихинскому аллохтону, вероятно, являющегося юго-западной частью Барнаульского массива.

Выделяемые структуры латерального выжимания в основном представлены аллохтонными блоками и сложены сильно дислоцированными породами океанических и островодужных геологических формаций.

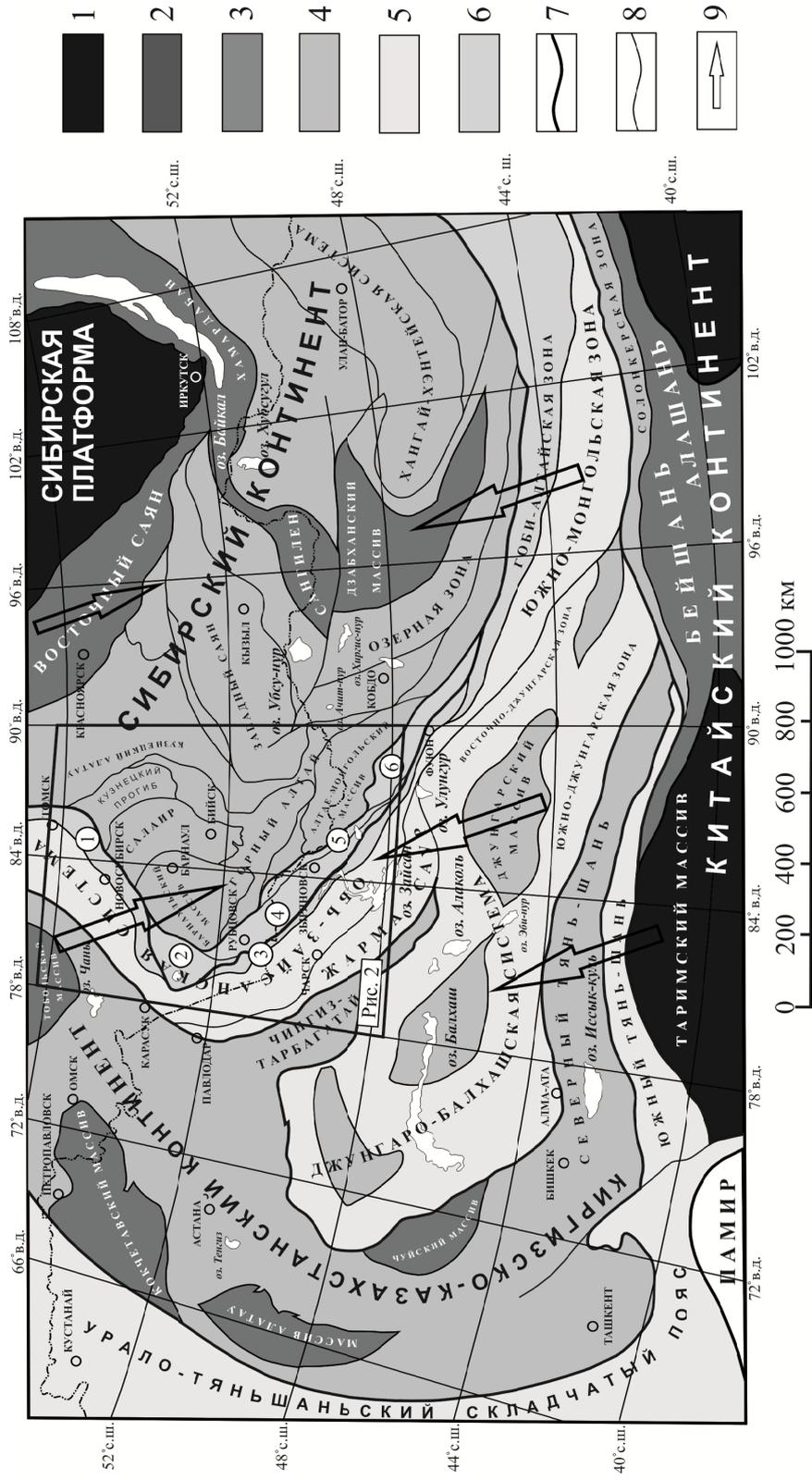
Салаирская группа блоков как структура латерального выжимания первого порядка может также рассматриваться как Салаирская структурная дуга и

имеет сложное типичное чешуйчато-надвиговое строение. Включает целую серию объединяющихся в пакеты аллохтонных надвиговых тектонических пластин, сложенных в основном раннепалеозойскими породами океанической и островодужной формаций, и ограничена по фронту с востока дуговым Присалаирским разломом. На западе, в тыльной части аллохтона, граничит с выделяемым по геофизическим данным Барнаульским массивом, при этом последний можно рассматривать как индентор. На северо-западе северный фланг данной структурной дуги по Горловскому надвику перекрыт аллохтонными блоками Томь-Колыванский складчатой зоны, а на юге от Салаирского аллохтона в результате интенсивного субширотного сжатия при восточном (в современных координатах) направлении тектонического потока оторгнуты блоки Каимской группы, формируя тем самым вторичные структуры латерального выжимания (второго порядка).

Внутреннее строение Салаира ранее неоднократно описано и характеризуется широким развитием надвигов с развитием чешуйчато-фестончатой структуры, сильно сжатых изоклиналиных складок, интенсивным динамометаморфизмом различных пород, что типично для покровно-надвиговых образований альпинотипных складчатых сооружений. Вероятнее всего, формирование Салаирской структурной дуги проходило в результате бифуркации тектонического потока и латеральном выжимании больших по объему породных масс при интенсивном сжатии, вызванном давлением со стороны северной части формирующего Казахстанского ороклина. Тогда как в генеральном направлении тектонического потока формировался Слюдянско-Маралихинский аллохтон (с Барнаульским массивом) и Горно-Алтайский параавтохтон (рис. 2).

Кулундинский массив по своему кинематическому положению имеет сходство с Салаирской структурой, он также был выжат в область растяжения генерального поля напряжений в противоположную от Салаира сторону, но движение его с поворотом на юг было скорректировано близостью Обь-Зайсанской шовной зоны сжатия.

Кулундинский массив, ранее известный в литературе как Славгородская жесткая глыба, выделен по геофизическим данным, имеет треугольно-клиновидную форму и локализован на относительно остром «выклинивании» сравнительно жестких структур западной части Алтае-Саянской складчатой области. На карте остаточных аномалий силы тяжести (по И.А. Кочеткову) Кулундинскому массиву соответствует обширный Славгородский гравитационный максимум, а по данным бурения, его вещественную основу составляют породные комплексы, подобные развитым в Рудно-Алтайской зоне.



Р

Рис. 1. Обзорная схема Центрально-Азиатского складчатого пояса (составлена с использованием материалов Б.Н. Красильникова, В.Е. Хаина, И.И. Белостоцкого, И.Н. Казакова, Э.Н. Янова, В.П. Нехорошева, Л.П. Зоненшайна, О.Г. Жеро, В.С. Суркова и др.)

1-5 - структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса (1 - древние платформы, 2 - байкальские, 3 - салаирские, 4 - каледонские, 5 - герцинские, не затонирован фрагмент Альпийско-Гималайского складчатого пояса); 6 - структуры сочленения Алтае-Саянской складчатой области и Обь-Зайсанской складчатой системы (1 - Томь-Колыванская зона, 2 - Кулундинский массив, 3 - Иртышская зона, 4 - Рудно-Алтайская зона, 5 - Белоулинско-Сарымсактинская зона, 6 - Цунху-Чинхэская зона); 7 - структурные швы - границы эпиколедонских континентальных массивов; 8 - прочие разломы и границы; 9 - направления тектонического течения (тектонического потока) в среднем-позднем палеозое

Fig. 1. Schematic diagram of the Central Asian fold belt (compiled using the materials of B.N. Krasimnikov, V.E. Khain, I.I. Belostotsky, I.N. Kazakov, E.N. Yanov, V.P. Nekhoroshev, L.P. Zonenshayna, O.G. Gero, V.S. Surkov, and others)

1-5 - structures of the Central Asian fold belt (1 - ancient platforms, 2 - Baikal, 3 - Salair, 4 - Caledonian, 5 - Hercynian, not fragmented fragment of the Alpine-Himalayan folded belt); 6 - the structure of the articulation of the Altai-Sayan folded region and the Ob-Zaisan fold system (1 - Tom-Kolyma zone, 2 - Rudno-Altai zone, 4 - Rudno-Altai zone, 5 - Belouinsky-Sarymsaktin zone, 6 - Tsunkhu-Chinghe zone); 7 - structural seams - the boundaries of the Epicoleonian continental massifs; 8 - other faults and boundaries; 9 - directions of the tectonic flow (tectonic flow) in the Middle-Late Paleozoic

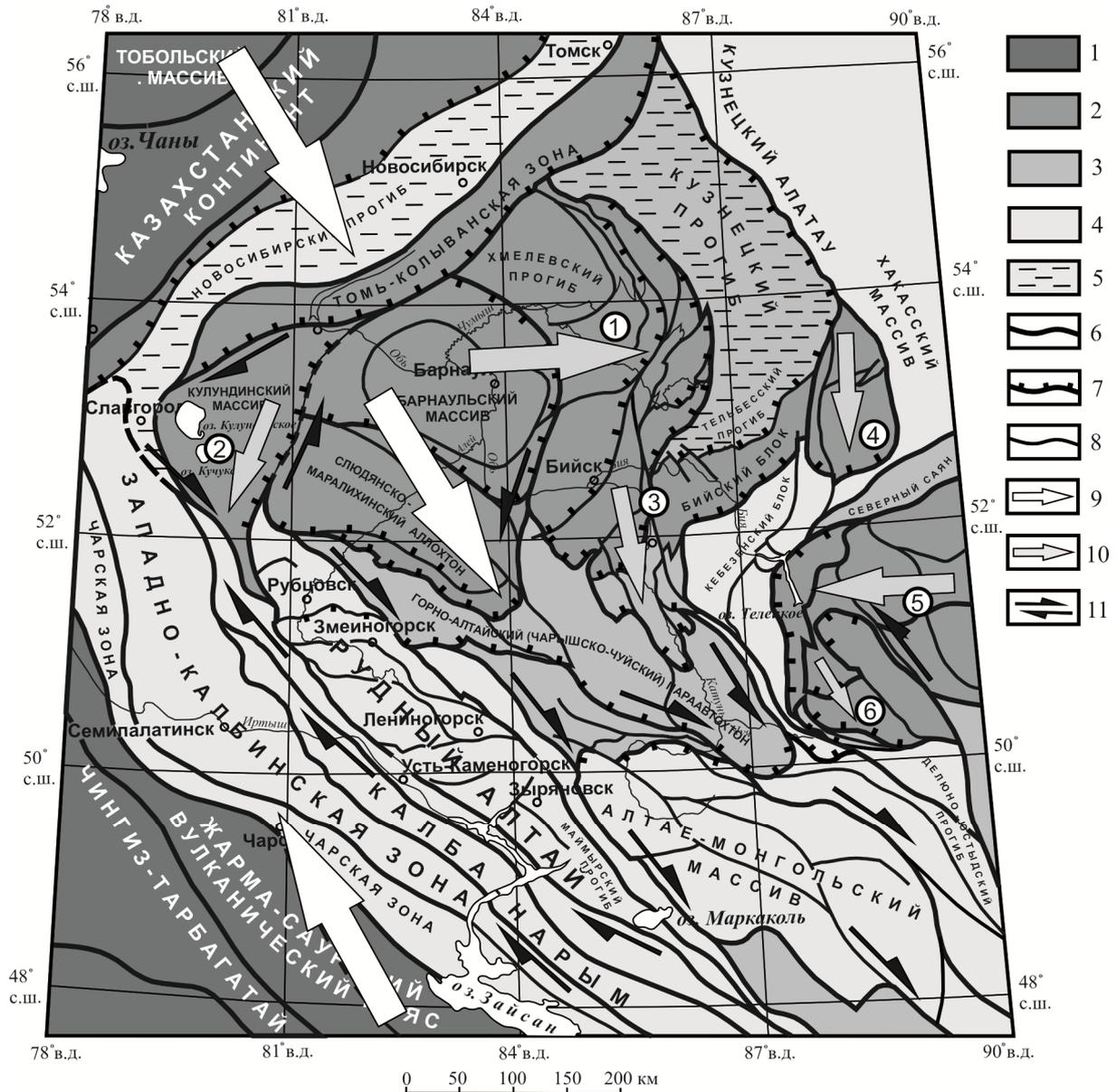


Рис. 2. Структурно-кинематическая схема формирования блоковой тектонической структуры Алтая и смежных территорий

1 – структуры окраин Казахстанского палеоконтинента; 2–5 – тектонические структуры и блоки (2 – аллохтонные, 3 – параавтохтонные, 4 – автохтонные, 5 – неоавтохтонные); 6 – структурные швы – разломы преимущественно сдвиговой и сложной кинематики; 7 – то же, с надвиговой кинематической составляющей; 8 – прочие разломы; 9 – главные направления тектонического течения (тектонического потока); 10 – то же для структур латерального выжимания; 11 – главные направления относительного смещения тектонических блоков. Структуры латерального выжимания (цифры в кружках): 1 – Салаирская группа блоков, 2 – Кулундинский массив, 3 – Каимская группа блоков и Бийский блок, 4 – Мрасский блок, 5 – Западно-Саянская группа блоков, 6 – Улаганская группа блоков

Fig. 2. Structural-kinematic scheme for the formation of the block tectonic structure of the Altai and adjacent territories

1 - structures of the outskirts of the Kazakhstan paleocontinent; 2-5 - tectonic structures and blocks (2 - allochthonous, 3 - para-autochthonous, 4 - autochthonous, 5 - neo-autochthonous); 6 - structural seams - faults of mainly shear and complex kinematics; 7 - the same, with thrust kinematic component; 8 - other faults; 9 - the main directions of the tectonic flow (tectonic flow); 10 - the same for lateral squeezing structures; 11 - the main directions of the relative displacement of tectonic blocks. Structures of lateral squeezing (figures in circles): 1 - Salair group of blocks, 2 - Kulunda massif, 3 - Kaim group of blocks and Biysk block, 4 - Mraskiy block, 5 - West Sayan group of blocks, 6 - Ulagan group of blocks

Таким образом, совокупность имеющихся на данный момент времени данных позволяет предпо-

лагать, что данный массив является отторгнутой по Тюменцевскому разлому краевой (периокеаниче-

ской) частью Сибирского континента (континентальный склон и подножие), сформированного в условиях преобладающего сжатия и латерального выжимания в тылу Казахстанского ороклина. Также можно предполагать более позднее перемещение данного массива в юго-западном (в современных координатах) направлении по Тюменцевскому правому сдвигу с амплитудой до 100 км.

Каимская группа блоков сформирована при латеральном выжимании части салаирских структур в направлении (южном в современных координатах), перпендикулярном направлению восточной ветви тектонического потока при формировании Салаирской структурной дуги. Включает несколько различных по размерам и формам индивидуализированных аллохтонных и параавтохтонных тектонических блоков: Белокурихинский, Каменский, Каимский, Кивдинский, Чергинский, Катунский и несколько более мелких блоков. С определенной долей условности к этой группе можно отнести и Бийский блок сложной формы. Данный ансамбль блоков характеризуется фестончатой формой его южной фронтальной зоны с общей выпуклостью на юг-юго-восток, а южные части блоков с надвиговыми границами соответствуют отдельным фестонам (выступам).

Белокурихинский блок представляет собой в плане сегментовидную или фестоновидную структуру с резкой выпуклостью в южном направлении и предполагаемым расширением на севере до 70 км. Вещественную основу блока представляют кристаллические сланцы и гнейсы белокурихинского полиметаморфического комплекса, на большей части блока прорванные плутонами позднедевонского усть-беловского габбро-диорит-гранодиоритового и раннетриасового гранит-лейкогранитового белокурихинского комплексов. В южной части блока для метаморфитов характерна согласная с дуговым ограничением блока по Песчанскому надвигу кристаллизационная сланцеватость с крутыми углами падения, что может свидетельствовать о глубинном характере надвигообразования. По результатам моделирования устанавливается падение основного сместителя Белокурихинского аллохтонного блока (Песчанского надвига) на север под углом 30–35°. Тектоническое положение Белокурихинского блока, возможно как отторгнутого фрагмента Барнаульского массива [Западная... 2000], его форма и широкое развитие метаморфических пород позволяют предполагать его формирование в условиях общего сжатия как аллохтона и структуры латерального выжимания с ориентировкой интегрального вектора тектонического течения (тектонического потока) в южном направлении (в современных координатах).

Каменский блок расположен восточнее Белокурихинского блока, более сложен по строению и отделен от него северо-восточной ветвью Песчанского

надвига и клином более молодых и менее дислоцированных пород, характерных для формаций Ануйского прогиба. На юге граница блока проходит по Кыркылинскому складчато-деформированному надвигу, по которому он как аллохтон надвинут на структуры параавтохтонного Чергинского блока Бийско-Катунской структурно-формационной зоны (СФЗ). В плане на эрозионной поверхности Каменский блок имеет небольшие размеры (25 × 25 км), треугольно-клиновидную (каплевидную) форму и вид типичного фестона сложного надвигового пояса с округленной юго-западной частью. На севере данный блок резко выклинивается, а на востоке девонским Сарасинским грабеном и Сарасинско-Семинской зоной разломов отторгнут от смежного более крупного Каимского аллохтона. В региональном магнитном поле отчетливо проявлен зоной положительных аномалий, как и Белокурихинский блок.

Вещественную основу блока составляют раннепалеозойские вулканогенные и терригенные образования нижнего структурного этажа. В виде тектонических линз и пластин в зонах надвигов присутствуют тела серпентинитов и фрагменты офиолитовой ассоциации. Характерным является совместное наличие океанических офиолитов и островодужных комплексов, что типично и для структур Салаира. Внутреннее строение Каменского блока достаточно сложное и в целом характеризуется как пакет надвиговых тектонических пластин. По данным В.А. Кривчикова и соавт., для отложений блока характерна сложная складчатая структура, сформированная в результате наложения на складки ранней генерации более поздних пликтивных деформаций с развитием синформы, осевая поверхность которой ориентирована по азимуту 15–20° и подчеркивается выдержанным по простиранию сквозным кливажем. При этом линейные складки ранней генерации характеризуются сжатой до субизоклиальной формой с углами падения крыльев 65–80°, а их оси дугообразно изогнуты субпараллельно сместителям надвигов. Характерны метаморфизм отложений в условиях пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, интенсивное разлинзование и будинаж, более проявленные в породах нижнего структурного яруса, с развитием типичных мезозональных структурных парагенезисов. Как для пограничных, так и для внутриблоковых разломов характерна их волнисто-изогнутая форма при преимущественно северо-восточном и субширотном простирании.

В целом данный блок, как и соседние с ним Белокурихинский и Каимский блоки, по своему строению и тектоническому положению может быть отнесен к аллохтонным структурам латерального выжимания при формировании более крупного Салаирского аллохтона. Совершенно отчетливо определяется его формирование в условиях сильного

сжатия и перемещения в южном направлении (в современных координатах). При этом суммарная горизонтальная амплитуда его перемещения может быть приблизительно оценена в 100–200 км.

Каимский блок представляет собой краевую юго-восточную часть Аламбайско-Каимской СФЗ, Сарасинским грабеном на западе отделен от Каменского блока и по Устюбинскому (Каянчинскому) надвигу на юге (с торцовым сочленением) и востоке надвинут на структуры Катунского блока (выступа) Бийско-Катунской СФЗ. Имеет удлинненную (до 100 км с субмеридиональным простиранием) слабо изогнутую линзовидно-овальную каплевидную форму с выклиниванием на севере, где фиксируется зубчатое сочленение со структурами Кивдинского блока. В средней, расширенной (до 30 км) части насыщен гранитоидными интрузиями различного возраста (среднедевонского топольнинского и раннетриасового айского комплексов). Слагающие блок океанические породные комплексы представлены образованиями позднерифейско-раннекембрийского нижнего структурного яруса и подобны развитым в расположенных значительно севернее тектонических блоках Салаира.

В южной части Каимского аллохтона, имеющей форму фестона, можно условно выделить Каянчинский пакет тектонических платин и фронтальную Устюбинскую тектоническую платину. В целом покровно-чешуйчатый структурный комплекс Каимского блока весьма типичен для аллохтонных блоков, а ориентировка надвиговых зон и форма блока свидетельствуют о его горизонтальном перемещении в южном (в современных координатах) направлении как структуры латерального выжимания при формировании Салаирской структурной дуги.

Кивдинский блок располагается на юге Салаира и характеризуется формой Z-образно изогнутой линзы, протягивающейся на 100 км при расширении в средней части до 40–50 км с юго-запада (от с. Соусканиха) на северо-восток (до с. Сары-Чумыш). На севере его структуры Верхне-Ненинской и Чесноковской зонами разломов ограничены от Ельцовского блока Бердско-Ельцовской СФЗ, а на северо-западе и на западе Бехтемирским региональным разломом отделены от Маргыново-Шалапского блока Салаира. По комплексу данных предполагаются надвиговая кинематика ограничивающих блок разломов и в целом надвигание Кивдинского блока на структуры девонского наложенного Тельбесского прогиба. На карте остаточных аномалий силы тяжести Кивдинский блок очень отчетливо выделяется резко повышенными значениями регионального гравитационного фона с максимумами в субширотном ориентированном Ангурепском блоке второго-третьего порядка на севере зоны и на южном продолжении последней в Бехтемирском блоке, где

совмещены метаморфиты ангурепского комплекса и пироксенит-габброидные массивы бехтемирского комплекса. Юго-восточная граница аллохтонных структур Кивдинского блока с девонским Тельбесским прогибом выделяется резким гравитационным минимумом, особенно в северной части, при этом мощная гравитационная ступень, соответствующая Новиковскому разлому (надвигу), свидетельствует о сложной уступообразной и волнисто-изогнутой форме последнего.

Вещественный состав Кивдинского блока неоднороден; северная и западная его части в основном сложены метаморфитами ангурепского кварцито-мраморо-амфиболитового комплекса, возраст которого по реставрации его субстрата и радиологическим датировкам определяется как раннепалеозойский. Блоки метаморфитов согласно всей структуре и ее северо-западной границе образуют узкую Z-образно изломанную полосу и сконцентрированы в области бифуркации тектонического потока между Пуштулимским и Каимским аллохтонами (фестонами). Внутреннее строение блоков метаморфитов характеризуется субпараллельной ограничением блоков, обычно крутопадающей (40–90°) кристаллизационной сланцеватостью. В целом структура Кивдинского блока характеризуется широким развитием продольных дуговых и волнисто-изогнутых разломов со сдвиговой и взбросо-надвиговой кинематическими составляющими, реже относительно прямолинейных «секущих» разломов, расчленяющих всю структуру на целый ряд линзовидных, ромбовидных, клиновидных и трапециевидных блоков более высоких порядков. Наиболее крупные фрагменты блока представляют собой, по существу, деформированные пакеты тектонических пластин. Можно предполагать, что вся структура была выдавлена с южного фланга формирующейся Салаирской структурной дуги при эпизодическом (пульсирующем) развороте главных осей эллипсоида напряжений.

Катунская группа блоков (Катунский выступ) представляет собой серию кулисообразно расположенных тонких пластин мощностью от 5 до 20 км при протяженности до 100 км и на юге уступообразно вдающихся внутрь структур Чуйского параавтохтонного блока Чарышско-Чуйской СФЗ. Вещественную основу Катунского выступа также составляют океанические и островодужные структурно-вещественные комплексы. Отложения блоков смяты в линейные и брахиформные складки, осложненные разрывными нарушениями, осевые поверхности складок имеют как северо-западное, так и субширотное простирание, при этом на отдельных участках фиксируется наложение первых на более ранние субширотные, а также, что характерно для южных частей блоков, резкий дугообразный перегиб простирания складок от северо-западного до субширотного и северо-

восточного. В целом типична «рваная» напряженная складчатость с резкими изгибами крыльев и осей складок, часто осложненных разломами.

Внутреннее строение блоков характеризуется сочетанием прямолинейных сдвигов и дуговых зон разломов со взбросовой и надвиговой составляющей. Развита различная размерная надвиговая тектоническая чешуя с формированием тектонических брекчий и других динамокластитов в подошвах тектонических покровов, типичные для южной части блоков. В целом структурный рисунок данной группы блоков весьма характерен для аллохтонных образований, а геологическое положение Катунского блока позволяет рассматривать его как параавтохтонную структуру латерального выжимания на фронте Каимской структурной дуги, сформированную при активном участии продольных левосдвиговых перемещениях.

Чергинский блок расположен западнее Катунского выступа и с севера по Кыркылинскому надвику частично перекрыт структурами аллохтонного Каменского блока. Блок в целом имеет трапециевидную форму, небольшие размеры (30 × 50 км) и с запада отделяется от структур Ануйского блока правосдвиговым Куячинским разломом север-северо-западного простирания. На востоке Сарасинско-Семинской тектонической зоной, Сарасинским грабеном и Онгудайским прогибом данный блок отделен от вышеописанного Катунского выступа. Складчатость сложная: для отложений блока, как и для Каимской группы блоков, характерно смятие ранних субизоклиналильных складчатых структур субширотного простирания наложенной складчатостью с субмеридиональной и северо-западной ориентировкой осевых плоскостей складок и развитием сквозного кливажа. Отложения метаморфизованы, нередко будинированы и разлинзованы, вблизи ограничивающих разломов север-северо-западный ориентировки развиты изоклиналильная складчатость и динамокластиты.

Внутреннее строение Чергинского блока характеризуется развитием серии эшелонированных дуговых разломов взбросо-надвиговой кинематики, имеющих северо-восточную до субширотной ориентировку, согласную простиранию осей складок, и сопряженных с север-северо-западными и субмеридиональными зонами сдвигов, что придает данному блоку характер аллохтонной или параавтохтонной структуры. Южная граница блока изучена явно недостаточно, при этом более вероятна ее скрытая надвиговая природа, что подтверждается геофизическими данными.

Бийский блок является наиболее крупным из всех относительно обособленных фрагментов Северо-Алтайской структурной дуги и располагается в ее северо-восточной части, смыкаясь со структурами

Мрасского блока по Алтае-Кузнецкому разлому. Блок имеет очень характерную форму резко изогнутой линзы с выпуклостью в западной части на северо-запад, а в восточной – на юго-восток, что придает ему облик типичной Z-структуры (в целом согласной Кивдинской Z-структуре, по всей вероятности, свидетельствующей о формировании блока при участии общего правосдвигового структурно-деформационного плана). По северной периферии блок перекрыт вулканогенными толщами девонского наложенного Тельбесского прогиба, раздробленные структуры которого участками надвинуты на древние океанические структуры северной части Бийского блока. Вещественную основу блока составляют отложения океанического структурно-вещественного мегакомплекса, подобные салаирским. С юго-востока блок по Сийскому разлому граничит с автохтонными структурами Кебезенского блока и традиционно выделяемой Уймено-Лебедской структурно-формационной зоны.

Внутреннее строение Бийского блока в его южной, существенно карбонатной, выклинивающейся части характеризуется развитием пакета счешуенных тектонических пластин и линз, для которых фиксируется фрагментарный характер линейной изоклиналильной складчатости с субгоризонтальным расположением шарниров. В целом доминируют разрывные нарушения субмеридиональной и север-северо-западной ориентировки левосдвиговой кинематики, менее развиты сопряженные с ними антитектические правосдвиговые и взбросо-сдвиговые разломы. В северо-восточной части блока с широким развитием базальтоидов манжерокского комплекса и отложений формации рифогенных известняков (сийской свиты раннего кембрия) преобладают дуговые разрывные нарушения северо-восточной до субширотной ориентировки со взбросо-надвиговой кинематической составляющей, сопряженные с зонами правых сдвигов северо-западной ориентировки. Характерны широкое развитие динамосланцев, разлинзование, милонитизация.

Мрасский блок (Мрасская глыба) имеет весьма характерную резко индивидуализированную каплевидную форму с выклиниванием на севере, где граничит со структурами Кузнецкого Алатау и автохтонного Хакасского массива. На юге границей блока является дуговой, с изгибом на юг, Алтае-Северосаянский разлом с кинематическими характеристиками надвига, по которому фиксируется торцовое сочленение мрасских океанических и верхне-лебедских островодужных структур.

Структурную основу Мрасской СФЗ, как и Бийского блока Бийско-Катунской СФЗ, составляют пакеты тектонических надвиговых пластин, при этом в целом Мрасская глыба разделена запад-северо-западным Томско-Абаканским разломом с кинема-

тикой правого взбросо-сдвига и субмеридиональным Пезасским разломом левосдвиговой кинематики соответственно на западный Александровский, центральный Шаньштагский и восточный Кубезский блоки второго порядка. Шаньштагский блок наиболее всего продвинут на юг, имеет остроклиновидную форму субмеридиональной ориентировки и сложен пакетом тектонических пластин базальтоидного и существенно карбонатного состава с дугowymi и волнисто-изогнутыми относительно положозалегающими detachментами различной ориентировки. В восточной части блока, менее затронутой более поздними сдвиговыми нарушениями (Кубезский блок) имеет преобладающую субширотную ориентировку слагающих его тектонических пластин и волнисто-изогнутых в плане detachментов (Айзасский надвиг). По данным Г.А. Бабина, фиксируется субвертикальное залегание кливажированных пластин в зоне влияния Алтае-Северосаянского взреза и более пологое, с ограничением по листрическим разломам и пологим надвиго-шарьяжным поверхностям с падением на север, залегание на удалении от него, где пластины базальтов имеют чешуйчатую форму и образуют тектонические пакеты совместно с карбонатными породами.

Строение и форма Мрасского блока однозначно свидетельствуют о его формировании как структуры латерального выжимания при аллохтонном смещении на юг (в современных координатах) южного фрагмента Кузнецко-Алатаусской структурной дуги, тогда как центральная часть последней испытывала только фронтальное сжатие.

Западно-Саянская группа блоков сложного строения включает фрагменты нескольких структурно-формационных зон, структурно объединенных в хорошо индивидуализированную структуру (мегаблок) с удлиненной в субширотном направлении каплевидной формой (см. рис. 1). На востоке данный мегаблок остро выклинивается на границе с Восточным Саяном, а на западе расширяется и ограничивается Курайско-Телецко-Кандатской дуговой системой разломов с кинематическими характеристиками надвигов и сдвига-надвигов. Его сложное внутреннее строение, ранее уже описанное автором [Туркин, Федак, 2008] включает большое количество мелких блоков различной формы – от пластинчатой с максимальной степенью линейризацией мегадинамокластиков, слагающих Телецкую структурную дугу, до клиновидных и относительно изометричных. Очень характерным являются развитие дугowych надвигов и волнисто-изогнутых разломов сложной кинематики, а также наличие блоков метаморфических пород, вместе с островодужными структурно-вещественными комплексами составляющими вещественную основу данной группы блоков.

Принадлежность Западно-Саянского блока аллохтонным сооружениям установлена многими ис-

следователями. Так, В.С. Сурковым и О.Г. Жеро [Сурков и др., 1973], Е.С. Кутейниковым [Структурный... 1994] Телецкий разлом интерпретировался надвиговой зоной во фронтальной части аллохтонного и перемещенного на запад Западно-Саянского мегаблока, что подтверждается и геофизическими данными. О том же свидетельствуют данные В.Е. Гоникберга, П.М. Бондаренко, Н.Н. Хераскова, Я.М. Грицюка, Л.В. Кунгурцева и многих других геологов. Менее исследованы причины такого перемещения с вероятной горизонтальной амплитудой в несколько сот километров. Но в настоящее время становится очевидным, что и ранее и особенно в средне-позднепалеозойское время аккреционные окраины Сибирского кратона испытывали сильное пульсирующее давление со стороны континентальных блоков гондванской группы (с юга в современных координатах), выразившееся в формировании островных дуг и коллизионных поясов. При этом субмедиаональное сжатие обеспечивалось нахождением на севере жестких консолидированных масс Сибирского кратона и Восточного Саяна. В этой обстановке индивидуализировавшийся Западно-Саянский блок был выжат в перпендикулярном направлении главного девиаторного растягивающего напряжения с формированием типичной по форме и строению структуры латерального выжимания.

Особенностью западной части рассматриваемого мегаблока является формирование в его контурах вторичных структур латерального выжимания (второго порядка). К таким структурам могут быть отнесены *Улаганский и Оройский блоки* (Улаганская структура латерального выжимания второго порядка), в совокупности также имеющие форму фестона с дуговой фронтальной зоной и клиновидной тыловой частью. Для этой структуры также характерно развитие прифронтальной изоклиальной складчатости и дугowych надвигов, ориентированных в субширотном-северо-восточном направлении в Оройском блоке, тогда как в ее тыловой части в Улаганском блоке оси складок и разломы сохраняют преимущественно субмеридиональную ориентировку, типичную как для фронтальной зоны Западно-Саянского мегаблока, так и для участков локального растяжения. То есть так же, как и для каимских структур латерального выжимания второго порядка относительно Салаирской структурной дуги, а мрасских – относительно Кузнецкого Алатау, происходили разворот структурного плана и индивидуализация блоков-фестонов в общем поле напряжений.

Обсуждение результатов и выводы

Как уже отмечалось, среди структур латерального выжимания Алтая и в целом западной части Алтае-Саянской складчато-блоковой области могут

быть выделены структуры первого (Салаирская и Западно-Саянская группы блоков) и второго (Каимская и Катунская группы блоков, Мрасский блок, Улаганская группа блоков) порядков. Первые были сформированы в результате сжатия выступающих на запад (в современных координатах) преимущественно раннепалеозойских окраин Сибирского континента, что обеспечивалось, с одной стороны, давлением блоков гондванского происхождения, а с другой – северной частью формирующегося Казахстанского ороклина с древним Тобольским массивом и Томь-Колыванской островодужной системой. Обособление структур латерального выжимания происходило в области (секторе или квадранте) растяжения, а перемещение блоков – в направлении вектора главной оси растяжения, первично перпендикулярном главным осям сжатия (главным направлениям тектонического потока). Тектонические структуры латерального выжимания второго порядка оформлены уже в другом поле напряжений, развернутом на 90° относительно первичного и сформированного при фронтальном сжатии и столкновении с более инертными (автохтонными и параавтохтонными) структурами головной части структур латерального выжимания первого порядка. Для всех индивидуализированных структур (блоков) латерального выжимания очень характерной остается каплевидная клиновидно-секториальная форма, иногда измененная при наложении более поздних деформаций, но в общем виде соответствующая сектору растяжения – действующему на этот момент в данном районе полю напряжений. Наиболее типичны в этом плане Мрасский и Западно-Саянский блоки. Кроме того, все эти структуры характеризуются сходными структурными парагенезисами (СП) и их изменениями от фронта (СП сжатия) к тыловой части (СП растяжения).

Также достаточно характерным при анализе полей напряжений является локализация крупных средне-позднепалеозойских прогибов и опущенных блоков, формирование которых также определялось расположением локальных областей растяжения. Типичен в данном плане Хмелевский прогиб на северном фланге Салаирской структурной дуги, при этом область трансенсии формировалась здесь и в результате дисторсии главного салаирского тектонического потока. Также в подобной области растяжения был заложен и Тельбесский прогиб. Серия более мелких прогибов в совокупности с ареалом позднепалеозойско-мезозойских интрузивных гранитоидов локализована в тыловой части Мрасского блока. Большое количество гранитоидов сосредоточено в тыловой области Каимской группы блоков латерального выжимания. Но при этом, вероятно, не меньшее значение имеет пульсационный характер напряжений и деформаций, как в масштабе всего

геологического развития Алтая, так и на протяжении отдельных его этапов и стадий. Постоянно имели место кратковременные периоды релаксации напряжений, что приводило к заложению локальных прогибов, а общее субмеридиональное (с уклоном к север-северо-западному) сжатие обеспечивало такую же предпочтительную ориентировку рифтогенных структур [Гринев, 2007]. Впоследствии при эволюционном переходе к деформации простого сдвига такие структуры развивались уже как впадины типа pull-apart.

При рассмотрении механизма и кинематики формирования структур латерального выжимания вполне логично предположить существование блоков, сформированных только при частичном или периодическом действии главного вектора растяжения. И в этом плане отнесение Бийского блока к структурам латерального выжимания является несколько условным; во всяком случае, его восточная часть формировалась при доминирующем праводвиговом структурном плане и дисторсии южного фланга Салаирской структурной дуги. Вероятно, в этом случае имел место реверс-эффект и праводвиговые деформации в зоне фронтального Сийского разлома периодически сменялись леводвиговыми. Но при этом надвигание блока на автохтонные структуры согласуется с наличием области растяжения в южной части Салаирского поля напряжений с формированием крупного девонского Тельбесского прогиба в его тылу.

Время начала и наиболее интенсивной фазы формирования вышерассмотренных структур латерального выжимания западной части Алтае-Саянской складчатой области определяется как синхронное заложению и развитию на всей этой территории геодинамического режима активной континентальной окраины. На ранней стадии в условиях сжатия при встречном близком к субмеридиональному (в современных координатах) направлении тектонического потока были заложены той же ориентировки зоны разрывов и локальных рифтовых структур как основных границ крупных, впоследствии аллохтонных и параавтохтонных блоков. При достижении пределов упругости и текучести уже обособленные блоки начинают перемещаться и деформироваться как в вертикальном (с формированием надвигов), так и в горизонтальном направлении. Можно утверждать, что данный процесс был пульсирующим и периоды интенсивного инициального и девиаторного сжатия чередовались с периодами релаксации напряжений. После девонского этапа период интенсивного сжатия с формированием структур латерального выжимания приходился на время коллизии континентов и уральской фазы складчатости во второй половине карбона и в начале перми, когда в основном сформировались структуры латерального выжимания

второго порядка, что в ряде районов сопровождалось реверс-эффектом. Последующие поздне-раннеюрский и раннемеловой периоды сжатия не оказали существенного влияния на общую, уже значительно консолидированную структуру региона.

При изучении структур латерального выжимания Алтая и в целом западной части Алтае-Саянской складчато-блоковой зоны обращает на себя внимание приуроченность к их фронтальным надвиговым зонам и структурным дугам известных золоторудных объектов, что фиксируется для Салаирского, Каимского, Мрасского, Улаганского и ряда других

мелких блоков. Как отмечено выше, подобная приуроченность уже была зафиксирована, в частности, для забайкальских структур латерального выжимания [Корольков, 2005]. В нашем случае также типична локализация объектов в зонах фронтального сжатия (Майское месторождение, Каянчинское и Кауринское проявления и др.) и геодинамических убежищах (Синюхинское и Топольнинское месторождения, Баранчинское проявление). И поэтому в целях прогнозирования новых рудных объектов просто необходимо полноценное изучение тектонической структуры перспективных районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Буслов М.М.** Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск : Наука, 1992. 95 с.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.А., Отгонбаатар Д., Куликова А.В. и др.** Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.
- Гринев О.М.** Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск : STT, 2007. 434 с.
- Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.** Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
- Западная Сибирь** // Геология и полезные ископаемые России : в 6 т. / гл. ред. В.П. Орлов ; ред. 2-го тома: А.Э. Конторович, В.С. Сурков. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. Т. 2. 477 с.
- Копп М.Л.** Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // Труды ГИН РАН. М. : Научный мир, 1997. Вып. 506. 307 с.
- Корольков А.Т.** Геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов Забайкалья // Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308, № 6. С. 53–57.
- Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
- Левашева Н.М., Дегтярев К.Е., Баженов М.Л.** Ороклинальное изгибание средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана: палеомагнитные свидетельства и геологические следствия // Геотектоника. 2012. № 4. С. 42–61.
- Структурный анализ** при палеогеодинамических реконструкциях. М., 1994. 256 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др.** Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области // Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья. М. : Недра, 1973. Вып. 152. 144 с.
- Туркин Ю.А.** Коллизионно-сдвиговая структура Горного Алтая // Известия Бийского отделения Русского географического общества. Бийск : РИО БПГУ им В.М. Шукшина, 2005. Вып. 25. С. 43–49.
- Туркин Ю.А.** Основные особенности геологического строения Горного Алтая и Салаира по данным современных региональных исследований // Актуальные аспекты геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Алтайского края : материалы краевой науч.-практ. конф. Барнаул : Изд-во Алтайского университета, 2004. С. 125–132.
- Туркин Ю.А.** Структуры сочленения западной части Алтае-Саянской складчатой области и Обь-Зайсанской складчатой системы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 1 (25). С. 94–103.
- Туркин Ю.А., Федак С.И.** Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / под ред. В.М. Исакова. Томск : STT, 2008. 460 с.

Автор:

Туркин Юрий Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геолог, региональная партия, отдельное структурное подразделение «Горно-Алтайская экспедиция», пос. Малоенисейское, Бийский район, Алтайский край. E-mail: Jurtour@yandex.ru

Ju.A. Turkin

Separate structural division «Gorno-Altayskaja expeditzia», p. Maloeniseyskoe, Biysky district of Altai, Russia

THE STRUCTURES OF THE LATERAL EXTRUSION OF THE WESTERN PART OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED AREA

The article deals with the tectonic structure of the Altai and conjugate regions of the Western part of the Altai-Sayan folded area (ASFA) in the context of its General geotectonic position in the Central Asian folded belt. Selected major structures of the lateral extrusion of first and second order, formed on the General contraction of this part of the accretionary margins of the epikaledonian Siberian paleocontinent in the middlepaleozoic-mesozoic time. The structures of the lateral extrusion of the first order include large and complex structures of the Salair and Western-Sayan blocks and a smaller Kulundian massif. As the structure of the second order, formed with a

horizontal displacement of the structures of the first order, considered Kaimsko-Katunian group of blocks, Mrasskian block and the group of smaller blocks of the second order of the Westen-Sayan block (Ulaganian and Oroyki blocks of the second order). The time of the beginning of formation of the collision shear-thrust structure of the Altai region corresponds to the beginning of the development of the geodynamic regime of the active continental margin in the large part of the Western Altai-Sayan folded area and is defined as early Devon. Early period of most intensive horizontal displacements of the blocks with the development of thrust zones and large-amplitudinal strike-slip faults corresponds to Telbessian Orogeny in the mid-late Devonian time. During this period of time, the structures of the first order lateral extrusion were mainly formed. At a later stage, corresponding to the collision of continents and the Uralian Orogeny in the second half of carboniferous and at the beginning of Permian, mainly formed the structure of the lateral extrusion of the second order, which in some districts was accompanied by a reverse effect. The subsequent Late-Triassic-Early-Jurassic and Early-Cretaceous compression periods did not have a significant impact on the overall structure of the region.

Keywords: *structures of lateral extrusion, tectonic fault blocks, thrusts, strike-slip faults, structural arcs, reverse effect, Altai.*

References

- Buslov M.M. *Tektonicheskie pokrovy Gornogo Altaya* [Tectonic nappes of the Gorny Altai]. Novosibirsk: Nauka, 1992. 95 p. In Russian
- Buslov M.M., Dzhenn K.H., Travin A.A., Ottonbaatar D., Kulikova A.V. i dr. Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai-Sayan folded area // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. T. 54, № 10. pp. 1250–1271
- Grinev O.M. *Riftovyje sistemy Sibiri: metodologiya izucheniya, morfotektonika, minerageniya* [Rift system of Siberia: the methodology of investigation, morphotectonics, minerageny]. Tomsk: STT, 2007. 434 p.
- Grishin D.V., Pecherskij D.M., Degtyarev K.E. *Paleomagnetizm i rekonstruktsiya srednepaleozojskoj struktury Tsentral'nogo Kazakhstana* [Paleomagnetism and reconstruction of the middle-paleozoic structure of Central Kazakhstan] // *Geotectonics*. 1997. № 1. pp. 71–81. In Russian
- Zapadnaya Sibir' / Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii* [Western Siberia / Geology and mineral resources of Russia] V shesti tomakh. T. 2 / Gl. red. V.P. Orlov. Red. 2-go toma: A.E. Kontorovich, V.S. Surkov. St. Petersburg : Izd-vo VSEGEI, 2000. 477 p. In Russian
- Kopp M.L. *Struktury lateral'nogo vyzhimaniya v Al'pijsko-Gimalajskom kollizionnom poyase* [Structures of lateral extrusion in the Alpine-Himalayan collision belt]. Tr. GIN RAN, vyp. 506. Moscow : Nauchnyj mir, 1997. 307 p. In Russian
- Korol'kov A.T. *Geodinamicheskie osobennosti metallogenicheskikh formatsij zolotorudnykh rajonov Zabajkal'ya* [Geodynamic features of metallogenic formations of gold ore districts of Transbaikalia] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*. 2005, T. 308, № 6. pp. 53–57. In Russian
- Korrelyatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoj chasti Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the Western Altai-Sayan folded area] / S.P. Shokal'skij, G.A. Babin, A.G. Vladimirov i dr. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial «Geo», 2000. 187 p. In Russian
- Levasheva N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L. Oroclinal bending of the middle-late-paleozoic volcanic belts of Kazakhstan: paleomagnetic evidence and geological consequences // *Geotectonics*. 2012. № 4. pp. 285–302.
- Strukturnyj analiz pri paleogeodinamicheskikh rekonstruktsiyakh* [Structural analysis in paleogeodynamic reconstructions]. Moscow, 1994. 256 p. In Russian
- Tektonika i glubinnoe stroenie Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti* [Tectonics and deep structure of the Altai-Sayan folded area] / Surkov V.S., Zhero O.G., Umantsev D.F. i dr. // *Trudy Sib. iauch.-issled. in-ta geol., geofiz. i min. syr'ya*. Vyp. 152. Moscow : Nedra, 1973. 144 p. In Russian
- Turkin Ju.A. *Osnovnye osobennosti geologicheskogo stroeniya Gornogo Altaya i Salaira po dannym sovremennykh regional'nykh issledovanij* [The main features of the geological structure of the Gorny Altai and Salair according to modern regional investigations] // *Aktual'nye aspekty geologicheskogo izucheniya nedr i vosproizvodstva mineral'no-syr'evoj bazy Altajskogo kraya*. Materialy kraevoj nauchno-prakticheskoy konferentsii. Barnaul : Izd-vo Altajskogo universiteta, 2004, pp. 125–132. In Russian
- Turkin Ju.A. *Kollizionno-sdvigovaya struktura Gornogo Altaya* [Collision-shear structure of the Altai Mountains] // *Izvestiya Bijskogo otdeleniya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Vyp. 25. Bijsk : RIO BPGU im V.M. Shukshina, 2005. pp. 43–49. In Russian
- Turkin Ju.A. *Struktury sochleneniya zapadnoj chasti Altae-Sayanskoj skladchatoj oblasti i Ob'-Zajsanskoj skladchatoj sistemy* [Structures of the joint of the western part Altai-Sayan folded area and Ob'-Zajsanskaja folded system] // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. 2016. № 1 (25). pp. 94–103. In Russian
- Turkin Ju.A., Fedak S.I. *Geologiya i strukturno-veshhestvennye komplekсы Gornogo Altaya* [Geology and structural-material complexes of Gorny Altai] / Pod red. V.M. Isakova. Tomsk: STT, 2008. 460 p. In Russian

Author:

Turkin Juryi A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Geologist, Regional party, Separate structural division «Gorno-Altayskaja ekspeditsiya», p. Maloeniseyskoe, Biysky district of Altai, Russia. E-mail: Jurtour@yandex.ru

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 562:551.763(571.1)

НОВЫЕ ВИДЫ ПОЛИМОРФИНИД (ФОРАМИНИФЕРЫ) ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Т.Г. Ксенева

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Впервые монографически исследована стратиграфически важная группа фораминифер – полиморфиниды (два вида и пять подвидов). Из них в данной статье описаны один вид и четыре подвида. Они часто встречаются в кампан-маастрихтских комплексах фораминифер в Западной Сибири. Их раковины отличаются большой изменчивостью морфологических признаков. Изучение полиморфинид проводилось на фактическом материале из многих разрезов скважин, пробуренных на востоке Западной Сибири. Исследованы коллекции из новых материалов, хранящиеся в лаборатории микропалеонтологии Томского государственного университета.

Ключевые слова: фораминиферы, полиморфиниды, кампан, маастрихт, Западная Сибирь.

Введение

Полученный материал из разрезов скважин, пробуренных на востоке Западной Сибири, позволил выделить новые таксоны (виды и подвиды) в разных родах семейства полиморфинид. При описании этих таксонов полиморфинид автор основывался на пяти критериях (морфологический, филогенетический, геохронологический, палеогеографический, палеобиогеографический), предложенных А.В. Фурсенко [Фурсенко, 1978] и В.М. Подобной [Подобина, 2015].

В данной работе описаны один вид и четыре подвида полиморфинид из отложений ганькинской свиты одноименного горизонта. Литологически свита представлена довольно однообразными серыми плотными известковыми алевролитами и глинами.

Характер пористости у изученных полиморфинид может быть подразделен на два типа. К первому типу, наиболее распространенному, отнесена пористая поверхность раковины, пронизанная мельчайшими точечными отверстиями, величина которых может быть 0,3–0,5 мкм. Форма отверстий приближается к округлой и она довольно постоянна. Поры простые, т.е. они не окаймленные и характерны для многих видов, относящихся к родам: *Siphoglobulina*, *Globulina*, *Ramulina*, расположены неравномерно или цепочкообразно. Таксоны с порами второго типа пока не обнаружены.

Пористость стенки раковины выделенных видов и подвидов рассматривалась под электронным микроскопом в НИИ биологии и биофизики Томского государственного университета.

Описание фораминифер проводилось в соответствии с инструкцией по систематическому описанию организмов, предложенной ПИН РАН.

Для установления видовых и подвидовых категорий из указанных пяти критериев в основном использовались морфологический, геохронологический и палеогеографический. При сравнении известных видов, описанных В.И. Кузиной [Кузина, 1976], автором выявлены явные разногласия при определении их морфологии и возраста. Поэтому, учитывая вышеуказанные первые два критерия, можно было среди полиморфинид выделить новые таксоны. При описании видов и подвидов установлены их другое морфологическое строение, стратиграфическое положение и фациальная приуроченность, благодаря чему новые таксоны отличаются от установленных ранее подобных форм.

Существенную роль в систематике полиморфинид играет фактор ареала таксона и его палеобиогеографического распространения. Отсюда естественно вытекает необходимость учитывать палеобиогеографический критерий.

В процессе изучения новых видов и подвидов вышеуказанного семейства появились расхождения с данными В.И. Кузиной [Кузина, 1976] не только в возрастном определении, но и по географическому распространению и местонахождению полиморфинид. По данным В.И. Кузиной, вид *Guttulina ipatovcevi* Vassilenko распространен только в Днепровско-Донецкой впадине Восточной Украины (Ромненский район). Сибирский (географический) подвид *Guttulina ipatovcevi* Vassilenko subsp. *sibirica* Kseneva subsp. nov. известен в отложениях кампана–маастрихта Западной Сибири.

От сходного вида *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina описываемый подвид *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina *acutata* Kseneva subsp. nov. отличается морфологическими признаками: заостренной у основа-

ния раковины, изогнутой, овальной, выпуклой формой камер и кампан-маастрихтским возрастом вместо палеогена вида В.И. Кузиной.

Для уточнения систематики полиморфинид использовались известные справочники: Д. Кушмана [Cushman, 1926]; Д. Кушмана и И. Озавы [Cushman, 1930]; Основы палеонтологии. Простейшие [Основы... 1959]; В. Кузиной [Кузина, 1976]; А. Леблика и Е. Таппэн [Loeblich, Tappan, 1964, 1988], Н.И. Маслаковой [Маслакова, 1990], В.М. Подобиной [Подобина, 2015].

Описание полиморфинид

Класс Foraminifera Orbigny, 1826

Подкласс Lagenata Maslakova, 1990

Отряд Polymorphinida Wedekind, 1937

Семейство Polymorphinidae Orbigny, 1839

Polymorphinidae Orbigny in De La Sagra, 1839, с. 131; Polymorphinidae Reuss, 1860, с. 230; Polymorphinidae Reuss, 1862, с. 79; Polymorphinidae Schwager, 1876, с. 479; Polymorphina Butschli in Bronn, 1880, с. 200; Ramulinina Lankester, 1885, с. 847; Polymorphinidae Delage and Herouand, 1896, с. 138; Ramulinidae Lister in Lankester, 1903, с. 145; Enantiomorphinidae Marie, 1941, с. 142; Polymorphinidae Loeblich and Tappan, 1964, с. 530; Polymorphinidae Loeblich and Tappan, 1988, с. 416.

Раковины полиморфинид в основном бентосные, свободно передвигающиеся, реже прикрепленные, многие из них однокамерные, асимметричные и симметричные, гетероморфные и мономорфные. Камеры чаще всего грушевидные или яйцевидные, иногда вытянутые или неправильной формы, объемлющие. Свободно передвигающиеся чаще характеризуются спирально-коническим (нередко спирально-винтовым) типом нарастания камер в двух или нескольких плоскостях. У некоторых родов (*Glandulina*, *Paradentalina*) раковины, относящиеся к мегасферической генерации, целиком однорядны (подсем. Polymorphininae). Кроме спирально-конических и спирально-винтовых раковин свободно передвигающиеся могут иметь раковины с неправильным расположением камер, соединенных столонами, или раковины с камерами, непосредственно примыкающими друг к другу (подсем. Ramulininae). Подсем. Oolininae включает однокамерные раковины с осью бесконечно большого порядка, а также двусимметричные и билатерально-симметричные формы. Прикрепленные раковины могут состоять из округлых камер, соединенных трубочками, или иметь начальную часть полиморфинидового типа, окруженную окаймляющими, ветвящимися, фланцевидными камерами (подсем. Webbinellinae). Стенка секреторная, известковая, пористая.

Устье конечное, наружная часть устьевого аппарата в виде многочисленных радиально расположенных щелей (лучистое), одной щели (щелевидное), многочисленных дырочек (ситовидное), многочисленных дырочек, окруженных по периферии тонкими радиально расположенными щелями (ситовидно-лучистое), или в виде многочисленных гребешковидных выростов, оканчивающихся круглыми отверстиями, реже устье простое, овальное или округлое, иногда в виде открытого конца трубки. Внутренняя часть устьевого аппарата может быть представлена различными системами трубочек-каналцев (прямых и разветвленных) или одного канала в толще устьевого бугорка. У многих полиморфинид отмечается свободно свисающая дудка (различной формы и длины) в полость последней камеры. Стенка тонкая, радиально-лучистая, обычно блестящая или матовая, гладкая, реже с шипиками, ребрышками или трубковидными, а также бородавчатовидными выростами. Многие роды имеют фистулезные образования в области устья. Часто многокамерная раковина подсем. Polymorphininae и Guttulinae представляет собой как бы мешочек, ибо межкамерные перегородки не сохраняются, видны лишь их следы. У многих родов раковина – двух генераций (А, В), у некоторых – трех (А₁, А₂, В). Нижняя пермь – современные.

Подсемейство Polymorphininae Brady, 1881

Polymorphininae Brady, 1881, с. 44 (nom. trans. ex family Polymorphinidae Orbigny, 1839); Основы палеонтологии, 1959, с. 257; Enantiomorphinae Loeblich and Tappan, 1964, с. 298; 1988, с. 416; Guttulinae Кузина, 1973, с. 93; 1976, с. 45.

Свободноживущие. Раковина многокамерная, гетероморфная, спирально-винтовая, с двумя камерами в обороте, билатерально-симметричная, в поздней части у некоторых родов раковина становится однорядной, что наблюдается у мегалосферического поколения родов *Glandulina* и *Paradentalina*. По форме различаются следующие типы раковин: овальная, веретенная, ромбовидная, удлиненная. Камеры уплощенные или вздутые, объемлющие. Швы поверхностные или слегка углубленные. Наружная часть устьевого аппарата может быть лучистая, ситовидная, ситовидно-лучистая, гребешковидная, внутренняя часть – в виде трубочек-каналцев, расположенных в толще стекловидного устьевого бугорка, со свободно свисающей дудкой в полость камеры или без нее. Стенка гладкая, блестящая, тонкопористая. У некоторых родов различаются камеры (А, В). Триас – современные.

В результате детального изучения морфологии раковин полиморфинид впервые выявлены особенности строения пористости и устьевого аппарата,

послужившие дополнением к характеристике родов и более низких таксонов (видов, подвидов). Установлена таксономическая роль устьевого аппарата, дана классификация устья полиморфинид, причем в некоторых случаях выявлено, что в филогенезе устьевого аппарата претерпевает изменения от более сложного к более простому. Сокращение количества щелей до одной можно рассматривать как пример концепции олигомеризации В.А. Догеля.

Род *Globulina* Orbigny, 1839

Guttulina (*Globulina*): *Polymorphina* (*Les Globulines*) Orbigny, 1826, с. 266; Orbigny, 1839, с. 134; *Aulostomella* Alth, 1850, с. 263; *Globulotula* Collins, 1958, с. 385; *Tobolia* Dain, 1958, с. 40.

Типовой вид – *Polymorphina* (*Globulina*) *gibba* Orb., 1826, с. 266; п. о. Cushman, с. 189.

Раковина округлая, близкая к шаровидной, овальная или яйцевидная, с укороченной осью навивания, нарастание камер спирально-коническое, трех-, пятирядное, все камеры нарастают вблизи основания раковины по углом 120–144°. Камеры сильно объемлющие, поверхность раковины обычно гладкая, реже покрыта шипиками, ребрышками. Швы тонкие, поверхностные или слабо углубленные. Наружная часть устьевого аппарата может быть лучистая, щелевидная, ситовидная, внутренняя – в виде систем трубочек, находящихся в толще стекловидного вещества, устьевого бугорка или дудки, свободно свисающей в полость последней камеры. Отмечаются формы с фистулезными образованиями.

Нижняя юра – современные. Широко распространенный род.

Globulina amygdaloides Reuss, 1851

Globulina amygdaloides: Reuss, 1851, с. 82, табл. 6, рис. 47.

Globulina inaequalis: Cushman, Ozawa, 1930, с. 73–75, табл. 18, рис. 4, а–с; Reuss, 1850, табл. 48, фиг. 9.

Голотип происходит из олигоценовых отложений (септариевые глины) окрестностей Берлина.

Оригинал № 2237 в коллекции ВНИГРИ. Украина (Ромненский район, с. Хмелево); палеоцен.

Описание. Раковина округло-каплевидная, незначительно сжатая, округлая в начальной части и постоянно суживающаяся к устьевому концу. Поперечное сечение широкоовальное. С обеих сторон раковины видны по три слегка выпуклые, сильно объемлющие камеры. На правой стороне две последние камеры менее объемлющие, чем на левой. В начальной части 3–5 камер. Швы косые, четкие, слегка углубленные, наружная часть устьевого аппарата в виде радиально расположенных щелей. Стенка гладкая, прозрачная, тонкая.

Размеры оригинала, мм: Высота (В) – 0,33; Ширина (Ш) – 0,24; Толщина (Т) – 0,27.

Изменчивость. К изменчивым признакам относятся размеры раковины, степень ее сжатости и асимметрии. Некоторые экземпляры сильно расширены в начальной части и быстро суживаются к устьевому концу, другие суживаются более постепенно. Размеры раковин колеблются в следующих пределах, мм: В – 0,21–0,36; Ш – 0,21–0,28; Т – 0,14–0,21. Со стороны начальной части раковины у большинства экземпляров видны пять камер, но у некоторых особей наблюдаются три, начальная камера в таких случаях очень крупная. Это обстоятельство, вероятно, свидетельствует о существовании двух генераций у данного вида.

Сравнение. От *Globulina gibba* Orb. из миоценовых (торгон) отложений Венского бассейна (Orbigny, 1846) *Globulina amygdaloides* отличается меньшими размерами, асимметричной раковиной и овальным, а не округлым поперечным сечением; от *Globulina inaequalis* Reuss (1850) из палеоген-неогеновых отложений Австрии – иным типом устьевого конца. Типичные *G. inaequalis* характеризуются резко суживающейся к устьевому концу раковиной.

Распространение и возраст. Палеоцен Днепровско-Донецкой впадины, Восточной Украины.

Globulina amygdaloides Reuss subsp. *variabilis**

Kseneva subsp. nov.

Табл. I, фиг. 1, а–в

Голотип № 2034 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 207,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2035 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, Межовская опорная скв. 41, гл. 325,0 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzii*.

Материал. Десять раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина средних размеров, удлиненно-каплевидная или яйцевидная, слегка уплощенная, гладкая, спирально-винтовая, состоящая из 3–5 слабо вздутых, объемлющих камер, расположенных под углом 120°С. Швы двухконтурные, поверхностные. Устье эллипсовидное, лучистое на заостренном конце последней камеры.

Описание. Раковина средней величины, удлиненно-каплевидного или яйцевидного очертания, слегка

* *variabilis* (лат.) – изменчивый.

сжатая с боковых сторон, спирально-винтовая, насчитывающаяся от трех до пяти слабо вздутых, объемлющих камер с гладкой поверхностью, расположенных в процессе навивания под углом около 120°. В поперечном сечении раковина имеет овальный контур. Камеры плотно прилегают друг к другу и объемлют предыдущие таким образом, что поверхность раковины становится совершенно ровной.

Швы двухконтурные, поверхностные, расположены под острым углом к продольной оси. Последняя камера на своем заостренном конце имеет лучистое эллипсоидное устье. Стенка беловато-серая, прозрачная, мелкопористая, средней толщины (0,02–0,04 мм), однослойная с радиально-лучистым строением.

Размеры, мм

№ экземпляра	Д	Ш	Т	Шн. к	К
Голотип 2034	0,42	0,27	0,25	0,14	4
Паратип 2035	0,5	0,25	0,22	0,08	3
Экземпляр 2036	0,68	0,42	0,40	0,13	5
Экземпляр 2037	0,34	0,22	0,20	0,08	3

Изменчивость проявляется в вариации общих размеров раковины и начальной камеры, в степени пористости.

Сравнение. От сходного вида *Globulina amygdaloides* Reuss, описанного Рейссом (Reuss, 1851) из олигоценовых отложений окрестностей Берлина, сибирский подвид отличается большими размерами раковины (наиб. Д, мм – 0,68 против 0,33; наиб. Ш, мм – 0,42 против 0,24; наиб. Т, мм – 0,40 против 0,21), более широкой начальной камерой.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Парбига, Парабели, Васюгана.

***Globulina amygdaloides* Reuss subsp. *sibirica* Kseneva subsp. nov.**

Табл. I, фиг. 2а, б

Голотип № 2020 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Васюгана (Васюганский отряд), скв. 4-м, гл. 226 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2021 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парабели (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 234,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Материал. Восемь раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина небольшая, округлая, со слабо оттянутым устьевым концом, уплощенная, гладкая,

спирально-винтовая, состоящая из вздутых, трехрядно расположенных камер. Швы поверхностные, четкие. Устье округлое, лучистое на заостренном конце последней камеры.

Описание. Раковина небольших размеров, округлая, со слабо оттянутым устьевым концом, несколько сдавленная с боков, спирально-винтовая, насчитывающаяся четыре трехрядно расположенных вздутых камеры с гладкой поверхностью. В поперечном сечении очертание раковины овальное. Камеры объемлют друг друга таким образом, что контур раковины становится довольно ровным. Швы поверхностные, четкие, косые, под острым углом к продольной оси. Последняя камера на заостренном конце несет округлое, лучистое устье. Стенка беловато-серая, прозрачная, мелкопористая, утолщенная, однослойная с радиально-лучистым строением.

Размеры, мм

№ экземпляра	Д	Ш	Т	Шн. к	К
Голотип 2020	0,48	0,4	0,37	0,17	3
Паратип 2021	0,52	0,5	0,47	0,2	3
Экземпляр 2023	0,47	0,45	0,40	0,16	3

Изменчивость проявляется в вариации общих размеров раковины и начальной камеры, в степени вздутости камер.

Сравнение. От сходного вида *Globulina amygdaloides* Reuss (1851) описываемый подвид отличается большими размерами раковины (наиб. Д, мм – 0,52 против 0,33; наиб. Ш, мм – 0,50 против 0,24; наиб. Т, мм – 0,47 против 0,21) и указанными другими морфологическими особенностями.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, кампан, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Парабели, Васюгана.

***Globulina gibba* (Orbigny), 1846**

Polymorphina (*Globulina*) *gibba*: Orbigny, 1826, с. 266.

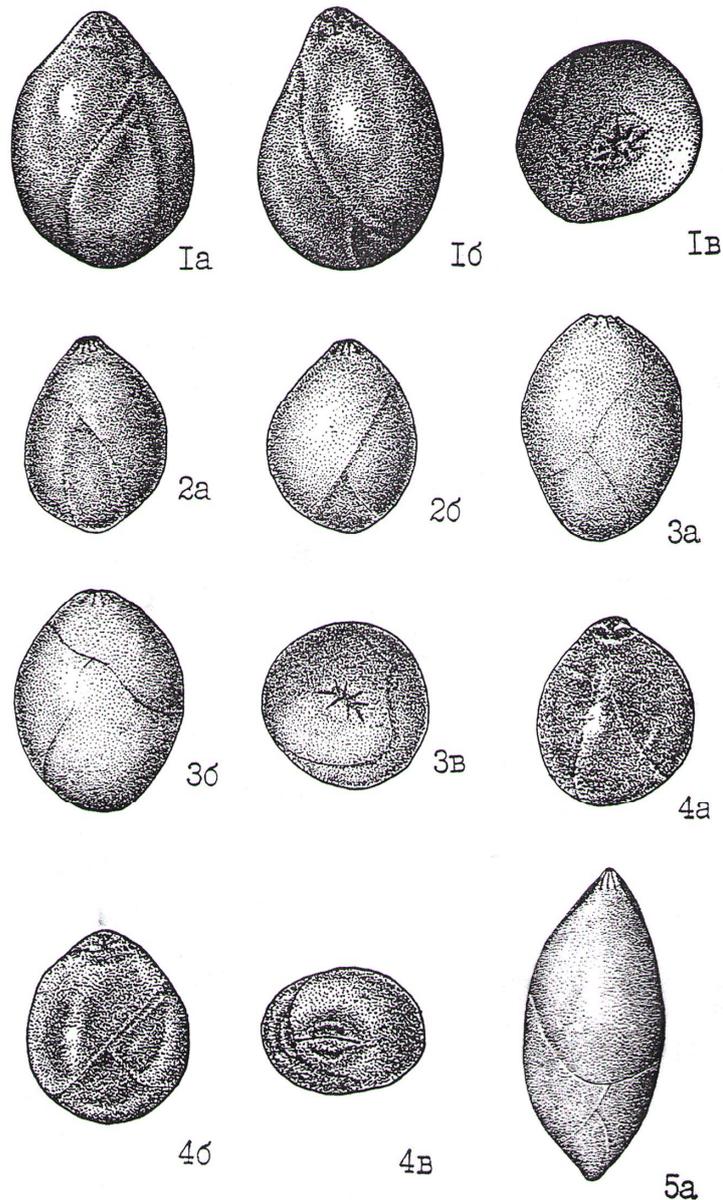
Globulina gibba: Orbigny, 1846, с. 227, табл. 13, рис. 13, 14; Василенко, 1950, с. 196–197, табл. 11, рис. 1, а–в; Венглинский, 1962, с. 95, табл. XII, рис. 1, а, б.

Polymorphina gibba: Тутковский, 1925, с. 13, табл. XXVII, рис. 33–35.

О голотипе достоверных данных не имеется. Впервые описан А. Орбиньи (Orbigny, 1846) из миоценовых (торгон) отложений Венского бассейна.

Оригинал № 2239 в коллекции ВНИГРИ. Днепровско-Донецкая впадина (с. Хмелево); палеоцен.

Описание. Раковина почти шарообразная, поперечное сечение округлое или широкоовальное. Устьевый конец слегка оттянут. С обеих сторон видно по три сильно объемлющие камеры.



а, б – вид с боковых сторон, в – вид со стороны устья

a, б - the view from the side, в - view from the mouth

Фиг. 1 – *Globulina amygdaloides* Reuss *variabilis* Kseneva subsp. nov., 1 – голотип № 2034. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 83, гл. 207,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, х80.

Fig. 1 - *Globulina amygdaloides* Reuss *variabilis* Kseneva subsp. nov., 1 - holotype № 2034. Western Siberia, Tomsk region, Parbig-skaya part, well 83, depth 207.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 2 – *Globulina amygdaloides* Reuss *sibirica* Kseneva subsp. nov., 2 – голотип № 2020. Западная Сибирь, Томская область, Васюганский отряд, скв. 4-м, гл. 226,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, х80.

Fig. 2 - *Globulina amygdaloides* Reuss *sibirica* Kseneva subsp. nov., 2 - holotype № 2020. Western Siberia, Tomsk region, Vasyuganskiy group, well 4-m, depth 226.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 3 – *Globulina gibba* (Orbigny) *tumidiuscula* Kseneva subsp. nov., 3 – голотип № 2010. Западная Сибирь, Томская область, Васюганский отряд, скв. 4-м, гл. 232,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, х80.

Fig. 3 - *Globulina gibba* (Orbigny) *tumidiuscula* Kseneva subsp. nov., 3 - holotype № 2010. Western Siberia, Tomsk region, Vasyuganskiy group, well 4-m, depth 232.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

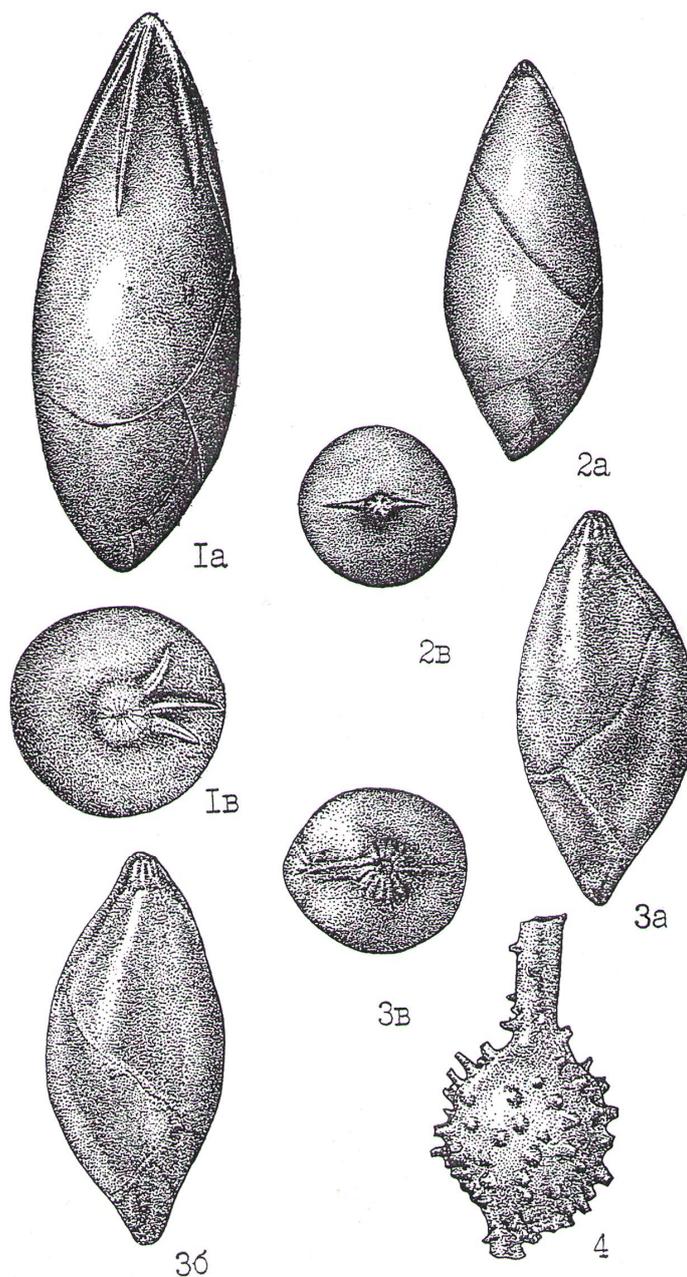
Фиг. 4 – *Globulina veronikae* (Dain), 4 – оригинал № 2097. Западная Сибирь, Томская область, Сенькинский отряд, скв. 23, гл. 247,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, х80.

Fig. 4 - *Globulina veronikae* (Dain), 4 - original № 2097. Western Siberia, Tomsk region, Sen'kinskiy group, well 23, depth 247.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 5 – *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina *acutata* Kseneva subsp. nov., 5 – голотип № 2073. Западная Сибирь, Томская область, Сенькинский отряд, скв. 28, гл. 274,7 м; ганькинский горизонт, маастрихт, х80.

Fig. 5 - *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina *acutata* Kseneva subsp. nov., 5 - holotype № 2073. Western Siberia, Tomsk region, Sen'kinskiy group, well 28, depth 274.7 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Таблица II



а, б – вид с боковых сторон, в – вид со стороны устья

a, b - the view from the side, в - view from the mouth

Фиг. 1 – *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 1 – голотип № 2073. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 28, гл. 274,7 м; ганькинский горизонт, маастрихт, x80.

Fig. 1 - *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 1 - holotype № 2073. . Western Siberia, Tomsk region, Parbigskaya part, well. 28, depth 274.7 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 2 – *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 2 – паратип № 2074. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 60, гл. 295,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, x80.

Fig. 2 - *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 2 – paratype № 2074. . Western Siberia, Tomsk region, Parbigskaya part, well. 60, depth 295.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 3 – *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 3 – экземпляр № 2075. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 83, гл. 218,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, x80.

Fig. 3 - *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina acutata Kseneva subsp. nov., 3 – specimen № 2075. Western Siberia, Tomsk region, Parbigskaya part, well. 83, depth 218.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Фиг. 4 – *Ramulina globosa* Kseneva subsp. nov., 4 – голотип № 2076. Западная Сибирь, Томская область, Парбигская партия, скв. 15, гл. 266,0 м; ганькинский горизонт, маастрихт, x80.

Fig. 4 - *Ramulina globosa* Kseneva subsp. nov., 4 – holotype № 2076. Western Siberia, Tomsk region, Parbigskaya part, well. 15, depth 266.0 m; Gankin'skiy horizon, Maastricht, x80.

Швы неотчетливы и тонкие, плоские. Устье в виде немногочисленных широких радиально расположенных щелей. В полость последней камеры устье открывается округлым отверстием. Стенка желтоватого цвета, толстая, однослойная.

Размеры оригинала, мм: В – 0,55; Ш – 0,46; Т – 0,39.

Изменчивость. Изменчивыми признаками являются размеры раковины, расположение и длина последних камер, количество камер в начальной части раковины, величина угла, под которым нарастают камеры.

Сравнение. По сравнению с экземплярами, описанными А. Орбиньи из миоцена Венского бассейна (Orbigny, 1845), некоторые украинские особи отличаются менее широкими и малообъемлющими камерами, отчего с правой стороны раковины первая камера последнего оборота открыта больше, чем у типичных экземпляров. Однако, судя по изображениям *Globulina gibba*, приведенным Д. Кушманом и И. Озавой (Cushman and Ozawa, 1930), последние камеры у этого вида далеко не всегда так широки, как показано у типичных экземпляров. Близким к описанному виду является *Globulina amygdaloides* Reuss (1851), который отличается от *G. gibba* меньшими размерами, асимметричной раковиной и овальным поперечным сечением. От *G. lacrima* subsp. *subsphaerica* (Berthelin) (Cushman, Ozawa, 1930) отличается более шаровидной формой раковины, иным характером устья.

Распространение и возраст. Верхний мел (маастрихт), палеоцен Днепровско-Донецкой впадины, миоцен (тортон) Закарпатья. Верхний мел – миоцен Западной Европы и Америки. Современные экземпляры известны из Атлантического океана и Средиземноморья.

Globulina gibba* (Orbigny) subsp. *tumidiuscula*

Kseneva subsp. nov.

Табл. I, фиг. 3а, б, в

Голотип № 2010 в коллекции палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Васюган (Васюганский отряд), скв. 4 м, гл. 232 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*.

Паратип № 2011 в коллекции палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парабели (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 238,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Материал. Около десяти раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина средних размеров, яйцевидная или удлинненно-овальная, уплощенная, с слегка килеватым устьевым краем, гладкая, спирально-винтовая, состоящая из трех–пяти трехрядно расположенных, несколько вздутых, объемлющих камер. Швы двухконтурные, поверхностные, четкие, устье эллипсоидное, лучистое на заостренном конце последней камеры.

Описание. Раковина средней величины, яйцевидной или удлинненно-овальной формы, слабо сжатая с боковых сторон, овальная в поперечном сечении, слегка килеватая с устьевого края, спирально-винтовая, насчитывающая от трех до пяти трехрядно расположенных камер с гладкой поверхностью. Начальная часть раковины широкоовальная. Камеры несколько вздутые, объемлющие друг друга таким образом, что контур раковины становится довольно ровным. Швы поверхностные, двухконтурные, плоские. Конец последней камеры несет лучистое эллипсоидное устье. Стенка раковины желтоватая или беловато-серая, средней толщины, однослойная с радиально-лучистым внутренним строением.

Размеры, мм

№ экземпляра	Д	Ш	Т	Шн. к	К
Голотип 2010	0,62	0,50	0,45	0,07	3
Паратип 2011	0,8	0,65	0,55	0,10	3
Экземпляр 2012	0,58	0,40	0,35	0,05	5
Экземпляр 2013	0,52	0,40	0,35	0,06	5

Примечание. Здесь и далее: Д – диаметр камеры, Ш – ширина камеры, Т – толщина камеры, Шн. – ширина начальной камеры, К – количество камер.

Изменчивость проявляется в вариации общих размеров раковины и начальной камеры.

Сравнение. От сходного вида *Globulina gibba* (Orbigny), описанного А. Орбиньи (Orbigny, 1826) из миоценовых отложений Венского бассейна, данный сибирский подвид отличается яйцевидной формой раковины, более вздутыми камерами и большей начальной камерой.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Васюгана, Парабели.

***Globulina veronikae* (Dain), 1958**

Табл. I, фиг. 4а, б, в

Tobolia veronikae: Dain, 1958, с. 40, табл. VII, фиг. 2а, г. *Globulina veronikae* (частично): Кузина, 1964, с. 233, табл. 50, рис. 2а, г; 1976, с. 106, табл. 18, рис. 4, 5.

Голотип № 447/4 в коллекции ВНИГРИ. Западно-Сибирская равнина, Тюменская область; маастрихт, ганькинский горизонт (верхи).

* *tumidiuscula* (лат.) – несколько вздутая.

Оригинал № 2098 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парабели (Сенькинский отряд), скв. 23, гл. 247,0 м; верхний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantz*a.

Краткое описание. Раковина маленькая, округло-капельвидная, поперечное сечение круглое или слегка овальное, устьевой бугорок более плоский. На правой стороне видны три–четыре объемлющие камеры, на левой – две–три. Швы поверхностные, тонкие, отчетливые. Устье в виде одной или двух щелей, расщепляющих устьевой бугорок. Стенка блестящая, гладкая, очень тонкая, прозрачная.

Размеры голотипа, мм: В – 0,32; Ш – 0,26; Т – 0,19. Размеры оригинала, мм: В – 0,28; Ш – 0,22; Т – 0,2.

Изменчивость. К изменчивым признакам могут быть отнесены размеры раковины и характер устьевых аппаратов.

Сравнение. Генетическим близким подвидом является *Globulilina veronikae* Dain subsp. *polyfissurata* Kusina. Основное отличие заключается в строении их устья и форме устьевых бугорков. У *G. veronikae* Dain subsp. *polyfissurata* Kusina в отличие от описываемого вида устьевой бугорок сглажен (он вообще менее выражен), наружная часть устьевых аппаратов представлена многочисленными радиально расположенными щелями, внутренняя часть – в виде короткого цилиндрического канала.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Западно-Сибирская равнина: Тюменская, Свердловская, Томская области.

Род *Siphoglobulina* Parr, 1950

Siphoglobulina Parr, 1950, с. 322; Loeblich and Tappan, 1964, с. 539, табл. 421, фиг. 5; 1988, с. 434, табл. 469, фиг. 3–5; Кузина, 1976, с. 116, табл. XXI, фиг. 2а, в, е.

Типовой вид – *Siphoglobulina siphonifera* Parr, 1950, с. 333. Австралия; миоцен.

Краткое описание. Раковина яйцевидно-овальная, поперечное сечение округлое, расположение камер трехрядное, двухрядная часть не выражена, что и отличает этот род от *Dainita*. Камеры сильно объемлющие. Наружная часть устьевых аппаратов в виде многочисленных радиально расположенных щелей, внутренняя – в виде дудки, опускающейся в полость последней камеры. На внешней стороне последней камеры виден желобок, протягивающийся от устья к основанию камеры.

Распространение. Австралия. Антарктика; верхний мел – современные.

Siphoglobulina ovoiformis Kusina

Голотип № 649/31 в коллекции ВНИГРИ. Западно-Сибирская равнина, Свердловская область (Теченский участок); верхний мел, маастрихт.

Описание. Раковина яйцевидная, основание закругленное, устьевой конец приострен, в поперечном сечении почти округлая. Рост камер неравномерный. Последняя камера занимает 3/4 всей высоты раковины. Начальная камера маленькая, почти скрыта сильно объемлющими ее последующими камерами, вначале овальными, затем дуговидными по форме. Швы отчетливые, поверхностные. Вдоль одной из сторон раковины по периферическому краю тянется узкий желобок, назначение которого неизвестно. Наружная часть устьевых аппаратов представлена тонкими многочисленными радиально расположенными щелями, внутренняя – имеет дудку, свободно свисающую в полость последней камеры. Поверхность раковины гладкая, стенка блестящая, мелкопористая.

Размеры голотипа, мм: В – 0,76; Ш – 0,46; Т – 0,42.

Сравнение. По общей форме раковины и наличию бокового желобка *Siphoglobulina ovoiformis* напоминает *Siphoglobulina siphonifera* Parr, описанную Е. Таппан (Tappan, 1931) из миоценовых отложений Австралии. Однако *S. ovoiformis* Kusina отличается меньшими размерами (примерно в 2 раза), иным характером камер в ранней части, другим типом строения внутреннего устьевых аппаратов.

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Siphoglobulina ovoiformis Kusina subsp. *acutata**

Kseneva subsp. nov.

Табл. II, фиг. 1, 2, 3

Голотип подвида № 2073 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парабели (Сенькинский отряд), скв. 28, гл. 274,7 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2074 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 60, гл. 295,0 м; верхний кампан, ганькинский горизонт, зона *Cibicidoides eriksdalensis primus*.

Материал. Около десяти раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлинено-яйцевидная, заостренная у основания. Последняя камера занимает большую часть раковины. На правой стороне различают пять изогнуто-овальных камер, на левой – четыре. Швы отчетливые, поверхностные. Устье лучистое на заостренном конце последней камеры.

Описание. Раковина удлинено-яйцевидная, заостренная у основания и со стороны устья, в попе-

* *acutata* (лат.) – остроконечная.

речном сечении округлая. Последняя камера занимает большую часть раковины, а начальная камера маленькая. Камеры по форме изогнуто-овальные, слабо выпуклые. На правой стороне различают пять камер, на левой – четыре. Швы отчетливые, изогнутые. От устья раковины тянутся два-три узких ребра, по-видимому, создающие укрепление приустьевой части. Наружная часть устьевого аппарата состоит из тонких щелей. Стенка раковины гладкая, мелкопористая.

Изменчивость проявляется в форме и размерах раковины, в форме и количестве камер.

Сравнение. От сходного вида *Siphoglobulina ovoiformis* Kusina описываемый подвид отличается заостренной у основания раковины, изогнуто-овальной, выпуклой формой камер.

Размеры, мм

№ экземпляра	Д	Ш	Т	Шн. к	К
Голотип 2073	0,8	0,35	0,30	0,07	5
Паратип 2074	0,65	0,30	0,27	0,05	4
Экземпляр 2075	0,75	0,32	0,30	0,07	5

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, верхний кампан, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейны рек Парабели, Парбига.

Подсемейство Ramulininae Brady, 1884

Раковина свободная, состоит из отдельных округлых или неправильной формы камер, либо соединяющихся между столоноподобными трубками, либо примыкающих непосредственно друг к другу. Ранняя спиральная часть у большинства родов отсутствует. Устье – округлые отверстия трубок. Роль устья выполняют в ряде случаев отверстия мелких трубочек, покрывающих всю поверхность раковины, а также бородавчатые выросты. Стенка пористая, толстая или тонкая, матовая или блестящая, обычно покрыта мелкими тонкими трубками.

Род *Ramulina* Jones, 1875

Ramulina: Jones in Whight, 1875, с. 88; Даин, Основы палеонтологии, 1959, с. 263; Loeblich and Tappan, 1964, с. 537, табл. 420, фиг. 8, 9; 1988, с. 424, табл. 461, фиг. 7, 8; Кузина, 1976, с. 123, табл. XXIV, фиг. 1.

Типовой вид – *Ramulina laevis* Jones, 1875, с. 88; Ирландия; сенон.

Описание. Раковина состоит из шаровидных или неправильной формы камер, соединенных столоноподобными шейками, в других случаях имеет вид прямой или разветвляющейся трубки с неправильными камероподобными вздутиями. Устья – круглые отверстия на открытых концах трубки или столоно-

образных шеек. В качестве вероятно дополнительных устьев могут служить многочисленные открытые концы мелких трубковидных выростов, покрывающих всю поверхность раковины. В некоторых случаях вместо трубковидных выростов поверхность раковины может быть покрыта бородавчатыми маленькими вздутиями или бугорками. Стенка тонкая, мелкопористая.

Распространение и возраст. Русская плита, Западно-Сибирская равнина, Западная Европа, Англия, Америка; триас – современные.

Ramulina globosa Kseneva sp. nov.

Табл. II, фиг. 4

Голотип № 2076 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 15, гл. 266,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Паратип № 2077 в коллекции Палеонтологического музея Томского госуниверситета. Западно-Сибирская равнина, Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 83, гл. 201,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

Материал. Несколько раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина ветвистая, свободная, состоит из шаровидной камеры. Устье в виде длинных, широких, слегка сплюснутых трубок. На поверхности камеры имеются короткие бороздки.

Описание. Раковина вероятно ветвистая, свободная, состоящая из шаровидной камеры. Концы камер вытянуты в довольно длинные, широкие, слегка сплюснутые трубки. Открытые концы трубок играют роль устьевых отверстий. На поверхности шаровидной камеры имеются многочисленные короткие бугорки. Стенка раковины тонкая мелкопористая.

Размеры, мм

№ экземпляра	В	Д	Дт	Шт
Голотип 2076	1,0	0,5	0,37	0,15
Паратип 2077	0,7	0,42	0,28	
Экземпляр 2078	0,65	0,38	0,25	0,08

Примечание. Дт – длина трубки; Шт – ширина трубки.

Изменчивость проявляется в размерах камеры, длине и ширине трубки, в количестве и длине бугорков.

Сравнение. Наиболее сходным видом является *Ramulina spinata* Antonova, описанный З.А. Антоновой (1964) из нижнемеловых отложений Краснодарского края. Описываемый сибирский вид отличается

шаровидной формой камеры, ее большими размерами (наиб. В, мм – 1,0 против 0,55; наиб. Д, мм – 0,5 против 0,37).

Распространение и возраст. Западно-Сибирская равнина; ганькинский горизонт, маастрихт.

Местонахождение. Томская область: бассейн р. Парбиг.

Заключение

В работе изложены результаты исследования некоторых таксонов фораминифер сем. Polymorphinidae Orbigny, 1839, их морфология, систематика, распространение, значение для стратиграфии, палеогеографии и палеобиогеографии. Это семейство до сих пор не изучалось в том плане, в котором оно проведено автором работы на большом фактическом материале с привлечением имеющихся литературных данных.

Семейство Polymorphinidae охватывает группу фораминифер, отличающихся большой изменчивостью морфологических признаков. Последнее позволило установить интересные и своеобразные виды, которые имеют значение в позднекампан-маастрихтских комплексах фораминифер Западной Сибири.

Изучение полиморфинид проводилось автором статьи в два этапа. К первому этапу относится работа по значению полиморфинид для стратиграфии меловых отложений данного региона. Автору была поручена ревизия сем. Polymorphinidae с целью систематизации накопленных данных, их обобщения (для ряда статей с описанием новых таксонов: видов и подвидов) и, в конечном итоге, создание обобщенной работы по этой группе фораминифер.

В результате исследований описаны один новый вид *Ramulina globosa* Kseneva sp. nov. из подсемейства Ramulininae Brady, 1884 и четыре подвида из подсемейства Polymorphininae Brady, 1881. Эти вид и подвиды имеют секреторно-известковую стенку. Сибирские раковины полиморфинид обнаружены в ганькинской свите одноименного горизонта, глины и алевролиты которого содержат примесь карбонатного материала.

Материалом для этой работы послужили коллекции экземпляров из меловых разрезов востока Западно-Сибирской равнины. Использованы коллекции фораминифер, имеющиеся в распоряжении лаборатории микропалеонтологии Томского государственного университета, а также сравнительный материал по данной группе из других районов этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузина В.И.** Фораминиферы семейства Polymorphinidae СССР. Л. : Недра, 1976. 191 с., 25 палеонт. табл.
- Основы** палеонтологии. Простейшие / под ред. Д.М. Раузер-Черноусовой, А.В. Фурсенко. М. : Изд-во АН СССР, 1959. С. 115–338.
- Подобина В.М.** Система фораминифер (высшие таксоны). Томск : Издательский Дом ТГУ, 2015. 172 с., 47 палеонт. табл.
- Маслакова Н.И.** Критерии выделения высших таксонов фораминифер // Систематика и филогения беспозвоночных / под ред. В.В. Меннера. М. : Наука, 1990. С. 22–27.
- Фурсенко А.В.** Введение в изучение фораминифер // Труды ИГиГ СО РАН. Новосибирск : Наука, 1978. Вып. 391. 242 с.
- Cushman J.A.** The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1926. Vol. 10. P. 581–612. Pl. 15–21.
- Cushman J.A., Ozawa Y.** A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae recent and fossil // Proc. U.S. Nat. Mus. 1930. Vol. 77. P. 1–195.
- Loeblich A., Tappan H.** Treatise on Invertebrate Paleontology // Pt. C., Protista 2, Sarcodina, chiefly «Thecamoebians» and Foraminifera. 1964. Vol. 2. P. 530–535, fig. 415–419.
- Loeblich A., Tappan H.** Foraminiferal genera and their classification. N. Y. : Van Nostrand Reinhold Company, 1988. P. 118–121, pls. 456–461.

Автор:

Ксенева Татьяна Георгиевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория микропалеонтологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: kseneva@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2018, 1, 44–54. DOI: 10.17223/25421379/6/4

T.G. Kseneva

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

SOME DATA OF THE NEW CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN POLYMORPHINIDAE SPECIES (FORAMINIFERA) OF THE WESTERN SIBERIA

Family Polymorphinidae Orbigny, 1846 is one of the important group of the order Polymorphinida Wedekind, 1937, of subclass Laginata Maslakova, 1990 class Foraminifera Orbigny, 1826. The test of shell Polymorphinidae is secreted calcareous and differ their intrinsic construction. Morphological criterion have led in the base to creation of different genera. In this paper author have studied the

species of the several genera. The morphological criterion is a cardinal one taking into account the composition and microstructure of the test wall. The studies of the morphological peculiarities of the Polymorphinidae tests are based on different features elaborated mainly by the author. In subfamily Polymorphininae Brady, 1881 the first time two subspecies of species *Globulina amygdaloides* Reuss, 1851 have been described: *G. amygdaloides variabilis* Kseneva subsp. nov. and *G. amygdaloides sibirica* Kseneva subsp. nov. In the other *Globulina gibba* (Orbigny) species has been described one new subspecies: *G. gibba tumidiuscula* Kseneva subsp. nov. The *Siphoglobulina ovoiformis acutata* Kseneva subsp. nov. has been described in this paper. In the second subfamily Ramulininae Brady, 1884 author was studied one new species – *Ramulina globosa* Kseneva sp. nov. These Polymorphinidae are found from the Campanian – Maastrichtian deposits of Gankinskaya suite the same name of Horizon in Western Siberia. This suite consist of terrigenius alevrolites with including of carboniferous material differ from the other tarrigenius facies in Mesozoic section. Such taxons of foraminifera from section of West Siberian province have similar genera in East European province of Boreal-Atlantic Realm.

The descriptions of the Polymorphidae taxa peromed by the author relied on five criteria such as morphological, geochronological, philogenetic, palaeogeographical, palaebiogeographical. The species and subspecies were analized by means of the electronic microscopy in the Biology and Biophysics Research Institute of TSU. The factors of the habitat and geographical isolation play a great role in the Polymorphidae systematics. This naturally suggests that the palaeogeographical criterion must be taken into consideration. While studying the new species and subspecies of the established family, the discrepancy with Kuzina's data was revealed not only in age determination but also in the palaeogeographical occurrence and location of Polymorphinidae. The subspecies *Siphoglobulina ovoiformis* (Kuzina) subspecies *acutata* (Kseneva) subsp. nov. differ from a standard species (Kuzina, 1979) morphologically. Kseneva's subspecies is represented by an acerated initial loculum, bending oval bulding shapes of the subsequent loculum and other features.

In paper two paleontological tables with describing taxons. The typical taxons are kept in micropaleontological laboratory of Tomsk State University.

Keywords: *foraminifera, Polymorphinidae, Campanian-Maastrichtian, Western Siberia.*

References

- Kuzina V.I. *Foraminifery semejstva Polymorphinidae SSSR* [Foraminifera of the family Polymorphinidae USSR]. Leningrad : Nedra, 1976. 191 p 25 paleont tabl. In Russian
- Osnovy paleontologii. Prostejshie* [Basics of paleontology. Simplest] Pod. Red. D.M. Rauzer-Chernousovoj. A.V. Fursenko. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959. pp.115-338. In Russian
- Podobina V.M. *Sistema foraminifer vysshie taksony* [Foraminifer system (higher taxa)].Tomsk : Izdatelskij Dom TGU 2015 172 p. 47 paleont tabl. In Russian
- Maslakova N.I. *Kriterii vydeleniya vysshih taksonov foraminifer Sistematika i filogeniya bespozvonochnyh* [Criteria for the selection of the higher taxa of foraminifera]. Pod red. V.V. Mennera Moscow : Nauka, 1990. P.22-27. In Russian
- Fursenko A.V. *Vvedenie v izuchenie foraminifer* [Introduction to the study of foraminifera].Trudy IGIg SO RAN. Novosibirsk : Nauka, 1978. Vyp. 391. 242 p. In Russian
- Cushman J.A The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment Bull Amer Assoc Petrol Geol 1926. V. 10. pp. 581–612, pls 15–21.
- Cushman J.A. The foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment // Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol. 1926. V. 10. pp. 581–612. Pl. 15–21.
- Cushman J.A., Ozawa Y. A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae resent and fossil // Proc. U.S. Nat. Mus. 1930. V. 77. pp. 1–195.
- Loeblich A., Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology // Pt. C., Protista 2, Sarcodina, chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida. 1964. V. 2. pp. 530–535, fig. 415-419.
- Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nonstrand Reinhold Company, 1988. pp. 118-121, pls. 456–461.

Author:

Kseneva Tatyana G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Micropaleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: kseneva@ggf.tsu.ru

НОВЫЙ ВИД РОДА *Globuloella* Korde ИЗ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.М. Сазонов, О.В. Сосновская, Д.А. Еханин

Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

Описан новый вид цианобактерий *Globuloella karpinskii* sp. nov. из кординской свиты рифея Енисейского края.

Ключевые слова: Енисейский край, рифей, кординская свита, цианобактерии.

Введение

В отложениях докембрия Енисейского края известны микрофитолиты, строматолиты, разнообразные микрофоссилии, в верхней части венда – единичные мягкотелые беспозвоночные и макроводоросли [Стратиграфия... 2005]. Остатки цианобактерий рода *Globuloella* ранее не отмечались.

Новая окаменелость обнаружена в кординской свите, вскрытой скважиной 48 (РЛ 7.75) на участке Николаевского месторождения золота в Партизанском рудном районе Енисейского края (рис. 1).

Разрез кординской свиты (инт. 0–60,7 м) представлен черными и темно-серыми слоистыми филлитовидными хлорит-серицитовыми сланцами с характерным шелковистым блеском на плоскостях

сланцеватости, совпадающей со слоистостью. Сланцеватость часто осложнена микроплойчатостью. Главными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты, хлорит, гидрослюда. Слоистость подчеркивается дискретным распределением по слоям углеродистого вещества. Вскрытая мощность – 60,7 м. Возраст подразделения – рифейский: ранний [Легенда... 2002] или средний рифей [Стратиграфия... 2005].

Кроме кординской свиты скважина вскрыла (сверху вниз) золотоносные кварциты (инт. 60,7–61,0 м) и пенчугинскую свиту (инт. 61,0–109,2 м). Пенчугинская свита сложена хлорит-альбит-кварцевыми, актинолит-хлорит-кварцево-альбитовыми сланцами, содержащими в виде примесей карбонаты, минералы группы эпидота, биотит и стильпномелан.

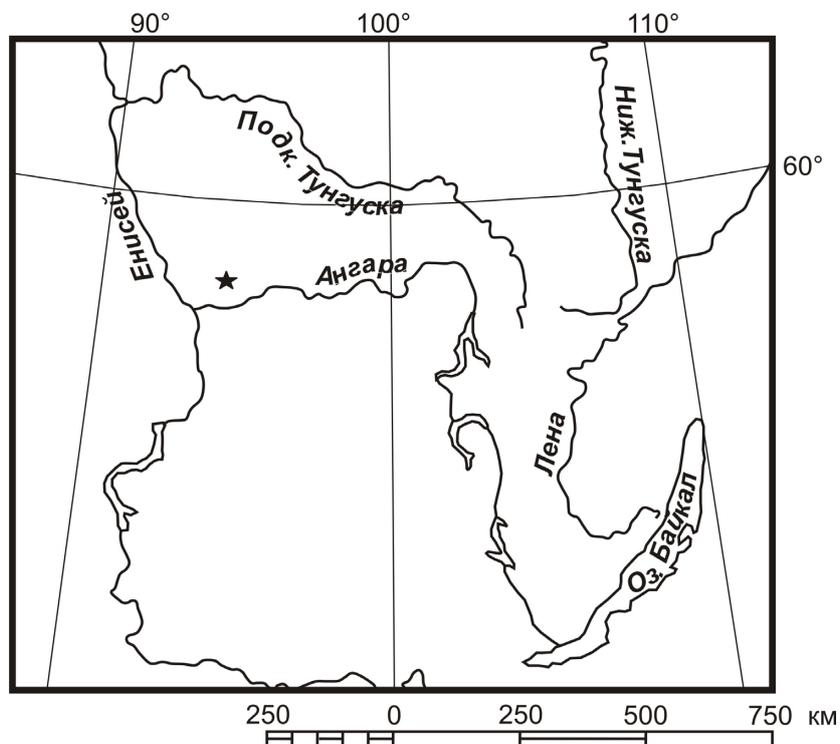


Рис. 1. Географическое положение местонахождения *Globuloella karpinskii* sp. nov.

Fig. 1. Geographical position of *Globuloella karpinskii* sp. nov.

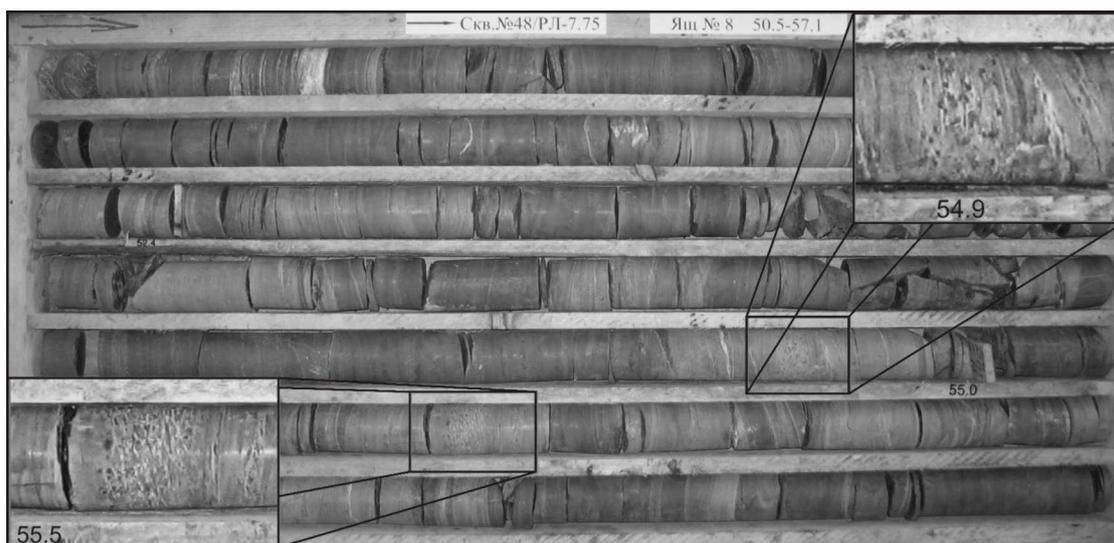


Рис. 2. Общий вид колоний цианобактерий в керне скв. 48 Николаевского месторождения золота

Fig. 2. Overview of cyanobacteria colonies in the core of borehole 48 of the Nikolayevskoye gold deposit

Породы обладают грубой сланцеватостью, иногда тонкой реликтовой полосчатостью. Вскрытая мощность – 48,2 м. Возраст подразделения дискуссионен: ранний протерозой [Легенда... 2002] или ранний рифей [Стратиграфия... 2005]. Контакт свит резкий – через лентообразное тело золотоносных кварцитов переменной мощности, иногда достигающей нескольких метров.

Результаты и обсуждение

Колонии цианобактерий обнаружены в нескольких прослоях мощностью до 10–15 см (рис. 2). Они одиночные, реже примыкают друг к другу (рис. 3, *d*). Форма их шаровидная (рис. 3, *a*) или эллипсоидная (рис. 3, *c*, *h*), диаметр – 0,4 до 3 мм, реже до 10 мм.

Колонии состоят из радиально расположенных нитей, которые участками объединяются в пучки. Нити тонкие прямые или слегка извилистые, ветвящиеся (рис. 3, *b*). Их диаметр достаточно постоянен и составляет около 0,014 мм. Клеточное строение не выявляется. Расположение нитей относительно друг друга неплотное, видны светлые пространства между ними – просветы. На рис. 3, *e* изображена краевая часть желвака.

Ветвление распознается в основном по косвенным признакам: во-первых, в направлении роста нити на ее предполагаемом продолжении появляются 2–3–4 нити, во-вторых, пучки нитей к периферии существенно расширяются. Ветвление, вероятно, близко дихотомическому. Расстояние между точками ветвления не определяется, так как места ветвления сохранились в единичных случаях.

Пучки выявляются не в каждой колонии. Максимальная их ширина составляет 0,12–0,25 мм и зависит от диаметра колонии: чем больше колония, тем больше ширина и, соответственно, диаметр пучков. Окончания пучков округлые, они слегка выступают за пределы колонии в виде бугорка, поэтому поверхность ее не гладкая, а слабо бугорчатая. Поперечные сечения пучков имеют округлую и неправильно-округлую форму. Близ центра колонии они неразличимы. Аналогичные пучки описаны у *Azyrtalia telmenica* Drozd. [Дроздова, 1980, табл. 1, фиг. 2] либо распознаваемы на фотографиях, например, у *Gonamophyton ovale* Vol. et Drozd. [Вологдин, 1967, таблица, рис. 1Б].

Центральные части отдельных колоний разрушены. Из-за перекристаллизации они могут быть осветлены, тогда периферическая часть колонии выглядит более темной.

Процесс роста колонии происходил от центра к периферии. В единичных желваках видны тонкие концентрические линии (рис. 3, *c*, *f*). Иногда они совпадают с трещинками, возникшими при деформациях колоний. Линии тонкие, расстояния между ними 0,014–0,02 мм.

Возможно, их появление связано с периодичностью роста цианобактерии. Подобные «концентрические уровни» отмечены, в частности, у *Azyrtalia telmenica* Drozd. [Дроздова, 1980], они обычны у современных *Rivularia* [Косинская, 1948].

Колонии сложены карбонатом кальция. Обычно желвачки сильно перекристаллизованы, нити нередко замещены кристаллическим шестоватым кальцием.

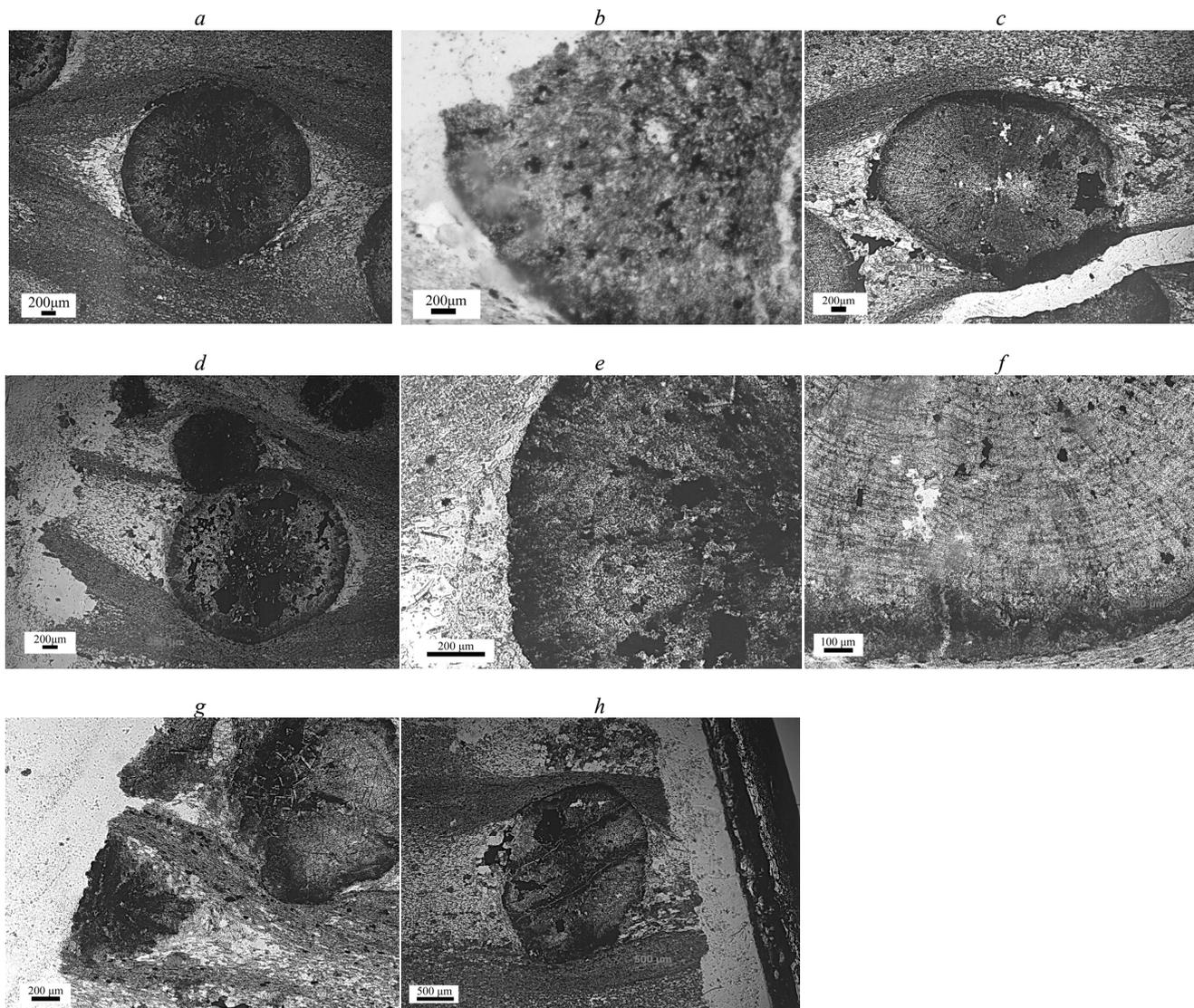


Рис. 3. *Globuloella karpinskii* Sosnovskaya et Sazonov sp. nov.

a-g – *Globuloella karpinskii* sp. nov.: *a* – шлиф № С-48-55.4-1, шарообразная форма колонии, облекание желваков слоями породы; *b* – шлиф № С-48-55.4-4, голотип, нити выделяются темным цветом; *c* – шлиф № С-48-55.4-4, эллипсоидная форма колонии, радиальное расположение перекристаллизованных нитей, концентрические линии; *d* – шлиф № С-48-55.4-1, две примыкающие друг к другу колонии, верхняя – полностью обуглерожена; *e* – шлиф № С-48-55.4-1, краевая часть желвака с радиальным расположением нитей, замещенных углистым веществом, внутренняя часть колонии перекристаллизована и частично разрушена; *f* – шлиф № С-48-55.4-4, часть желвака с концентрическими линиями; *g* – шлиф № С-48-55.4-5, два фрагмента желваков: внизу слева желвак с полностью обуглерожеными пучками нитей, в верхнем правом углу фигуры желвака с гнездом кристаллически-зернистого доломита, пропыленного углистым веществом во внутренних участках ромбовидных кристаллов; *h* – шлиф № С-48-55.4-3, желвак с трещинами сдавливания, образовавшимися при динамометаморфическом расслаивании породы

Fig. 3. *Globuloella karpinskii* Sosnovskaya et Sazonov sp. nov.

a-g – *Globuloella karpinskii* sp. nov.: *a* - thin section No. C-48-55.4-1, ball shape of colony, nodule enveloping by rock layers; *b* - thin section No. C-48-55.4-4, holotype, filaments have dark colour; *c* - thin section No. C-48-55.4-4, ellipsoid shape of colony, radial location of re-crystallized filaments, concentric lines; *d* - thin section No. C-48-55.4-1, two connected colonies, upper one fully coated; *e* - thin section No. C-48-55.4-1, marginal part of nodule with radial location of filaments replaced by coaly substance, inner part of the colony, re-crystallized and partially destructed; *f* - thin section No. C-48-55.4-4, part of nodule with concentric lines; *g* - thin section No. C-48-55.4-5, two fragments of nodules: bottom left - nodule with fully coated filament bundles, top right - figures of nodules with crystalline-granular dolomite pocket powdered with coaly substance in inner parts of rhombic crystals; *h* - thin section No. C-48-55.4-3, nodule with compression fractures formed during dynamic-metamorphism foliation of rock

При значительной обуглероженности колоний отдельные нити неразличимы, тогда видны только созданные ими пучки черного цвета (рис. 3, *g*, ниж-

ний желвак). На этом этапе метаморфических изменений колонии внешне напоминают образования, описанные в докембрии Алтае-Саянской складчатой

области (АССО) под названиями первоначально *Archaeospongia* [Краснопеева, 1937], а позже *Occultus* [Основы... 1962]. Это шарообразные тела «лучистого» строения из радиально расположенных элементов, сложенных черным карбонатом. Их диаметр может достигать несколько сантиметров.

В разное время оккультусы относили к губкам [Краснопеева, 1937], биогенным конкрециям [Шипицын, 1975], проблематикам [Поспелов, Тарновский, 1978]. В АССО им придается стратиграфическое значение [Решения... 1983; Краевский и др., 2012]. Например, их присутствие весьма характерно для разновозрастных кабырзинской (Горная Шория) и биджинской (восточный склон Кузнецкого Алатау) свит венда. Полученный авторами материал свидетельствует о возможности постепенного перехода в процессе метаморфизма породы и колонии цианобактерий в образование, сходное с оккультусами, что может служить дополнительным аргументом в пользу бактериального происхождения оккультусов, прокариотная природа которых подразумевалась и ранее.

Колонии новой цианобактерии, как и других *Globuloella*, обывествлялись при жизни. О том, что они были достаточно твердыми, свидетельствуют в целом их слабая деформация и положение во вмещающей породе. На поверхности осадка они находятся в углублениях. Сверху колонии облакаются слоями (рис. 3, а, с, d). Скорее всего, такие взаимоотношения появились при уплотнении осадка. Существенные деформации колоний отмечаются только при вторичных процессах. Желваки могут быть пронизаны трещинами (рис. 3, h), разорваны, сплюснены и пр.

Шарообразная форма колонии свидетельствует, что организмы пассивно плавали либо свободно лежали на дне и перекатывались.

Систематика древних карбонатных цианобактерий с шарообразными колониями и радиальным расположением в них нитей разработана слабо. Нет четких критериев для выделения родов. Некоторые категории выделены на материале плохой сохранности. Вероятно, поэтому, при сравнении окаменелости с известными ископаемыми цианобактериями сходной морфологии, оказалось, что ее признаки позволяют отнести эту форму к нескольким родам, например *Globuloella* Korde, *Palaeorivularia* Korde, *Gonamophyton* Vol. et Drozd., *Panomnina* Kolos., *Azyrtalia* Vol. et Drozd., *Asterosphaeroides* Reitl. Некоторое сходство она имеет и с современными цианобактериями *Rivularia* (Roth) Ag.

Род *Globuloella* описан К.Б. Корде в 1958 г. [Корде, 1958, с 114] из кембрийских отложений Сибирской платформы со следующим диагнозом: «Коло-

нии слизистые, шаровидные или несколько неправильной формы из нитей, отходящих радиально от центра и ветвящихся с разной интенсивностью, погруженных при жизни в слизь колонии и иногда выдающихся за ее края». Многие позднее описанные роды шарообразных цианобактерий вполне соответствуют этому диагнозу и, скорее всего, к *Globuloella* и относятся. Авторы полагают, что изученную окаменелость можно отнести к этому роду. Однако крупные размеры колоний позволяют на имеющемся материале выделить новый вид.

Надцарство *Procaryota*. Прокариоты

Царство *Bacteria*. Бактерии

Тип *Cyanobacteria*. Цианобактерии

Род *Globuloella* Korde, 1958

Globuloella karpinskii Sosnovskaya et Sazonov sp. nov.

(рис. 3, a–h)

Название вида в честь Романа Брониславовича Карпинского, геолога, выделившего в 1962 году в составе сухопитской серии кординскую свиту по р. Корде в Енисейском крае.

Голотип № С–48–55,4–4; Геологический музей Сибирского федерального университета; Сибирь, Енисейский край, бассейн р. Удереи в 90 км на северо-запад от п. Мотыгино, Николаевское месторождение, скв. 48 (координаты: x – 941 481.245; y – 178 185.506; z – 489.539); рифей, кординская свита.

Диагноз. Диаметр колоний до 3 мм, редко – до 10 мм. Диаметр нитей – 0,014 мм. Нити ветвятся и образуют пучки.

Сравнение. От известных видов рода отличается крупными размерами.

Материал. Три образца (керна скважины С–48) с разных уровней свиты и пять шлифов с глубины 55,4.

Заключение

1. Обнаруженные в кординской свите рифейского возраста остатки цианобактерий *Globuloella* описаны в качестве нового вида *Globuloella karpinskii* sp. nov.

2. При значительном метаморфизме колонии *Globuloella karpinskii* sp. nov. сходны с проблематичными остатками *Occultus* из докембрия АССО, что еще раз доказывает бактериальную природу этих образований.

3. Стратиграфическое значение нового вида неясно, возможно, он представляет более палеонтологический, чем стратиграфический интерес.

Авторы благодарны ведущему сотруднику ИГ-Ниг СО РАН (г. Новосибирск) А.А. Терлееву за предварительный просмотр коллекции и советы.

ЛИТЕРАТУРА

- Володин А.Г.** К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и на Урале // Доклады АН СССР. 1967. Т. 175, № 4. С. 926–928.
- Дроздова Н.А.** Водоросли в органогенных постройках Западной Монголии. М. : Наука, 1980. 139 с.
- Косинская Е.К.** Определитель морских сине-зеленых водорослей. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1948. 278 с.
- Краевский Б.Г., Терлеев А.А., Постников А.А., Сосновская О.В., Багмет Г.Н.** Стратиграфическая схема верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 2 (10). С. 3–23.
- Краснопеева П.С.** Водоросли и археоциаты древнейших отложений Потехинского района Хакасии // Материалы по геологии Красноярского края. 1937. № 3. 51 с.
- Корде К.Б.** О нескольких видах ископаемых сине-зеленых водорослей // Материалы к основам палеонтологии. М., 1958. Вып. 2. С. 113–118.
- Легенда** Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. / гл. ред. Л.К. Качевский. Красноярск : Красноярскгеолсъемка, 2002. 16 с.
- Основы** палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечноротовые, черви. М. : Изд-во АН СССР, 1962. 485 с.
- Поспелов А.Г., Тарновский С.Л.** Методика изучения, систематика и классификация фитогенных образований и проблематики верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 1978. 69 с.
- Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири Ч. 1: Верхний докембрий и нижний палеозой. Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
- Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири: Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск : Гео, 2005. 428 с.
- Шпицын В.А.** Стратиграфия и палеонтология верхнего протерозоя восточной части Кузнецкого Алатау : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1975. 18 с.

Авторы:

Сазонов Анатолий Максимович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия. E-mail: sazonov_am@mail.ru

Сосновская Ольга Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия. E-mail: sosnov51@yandex.ru

Еханин Дмитрий Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заместитель министра министерства экологии и рационального природопользования Красноярского края, Красноярск, Россия. E-mail: d-tax@ Rambler.ru

Geosphere Research, 2018, 1, 55–60. DOI: 10.17223/25421379/6/5

A.M. Sazonov, O.V. Sosnovskaya, D.A. Yekhanin

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

NEW SPECIES OF *Globuloella* Korde Genus FROM THE PRE-CAMBRIAN YENISEI RIDGE

The new species of cyanobacteria *Globuloella karpinskii* sp. nov. from the Riphean Korda suite of the Yenisei Ridge has been described. The materials received by the authors testify to the possibility of gradual transfer in the process of metamorphism of the rock and the cyanobacteria colony to the formation similar to ocellus, which can serve as an additional argument in favour of the bacterial origin of ocellus, the prokaryotic nature of which has been considered before, too.

The colonies of a new cyanobacterium, similar to other *Globuloella*, calcified during the life span. The fact that they were quite solid is proven in general by their weak deformation and position in the hosting rock. At the sediment surface they are located in depressions. From the top the colonies are enveloped by layers (Fig. 3, a, c, d). Most probably such interrelations occurred during sediment compaction. Significant deformations of colonies are noted during secondary processes only. Nodules can be penetrated by fractures (Fig. 3, h), ruptures, flattened, etc.

The ball shape of the colony shows that the organisms were passively floating or freely lying on the bottom and rolling.

The systematics of ancient carbonate cyanobacteria with ball-shaped colonies and with radial location of filaments in them has been developed poorly. There are no distinct criteria for the genus division. Some categories were identified on the basis of the poorly preserved material. This is evidently because the comparison of petrified remains with the known fossil cyanobacteria of similar morphology showed that its indicators allow referring this form to several genera, for example, *Globuloella* Korde, *Palaeorivularia* Korde, *Gonamophyton* Vol. et Drozd., *Panomnina* Kolos., *Azyrtalia* Vol. et Drozd., *Asterosphaeroides* Reith. It also has some similarities with modern cyanobacteria *Rivularia* (Roth) Ag, too.

The *Globuloella* genus was described by K.B. Korder in 1958 [Korder, 1958, Page 114] from Cambrian deposits of the Siberian platform with the following diagnosis “Mucoid ball-shaped colonies or several colonies of irregular shape, made of filaments radiating from the center and branching with various intensity, buried during the life span in the colony mucus and sometimes projecting beyond its margins”. Many genera of ball-shaped cyanobacteria described later correspond to this diagnosis quite well and are referred to *Globuloella* most probably. The authors think that the studied fossil can be referred to this genus. However, large sizes of colonies allow identifying a new species using the available material.

Domain *Prokaryota*.
Kingdom *Bacteria*.

Type *Cyanobacteria*.

Genus *Globuloella* Korde, 1958

Globuloella karpinskii Sosnovskaya et Sazonov sp.nov.

(Table, Fig. a-h)

Name of species – named after Roman Bronislavovich Karpinsky, geologist, who identified the Korda suite along the Korda River in the Yenisei Ridge as a part of the Sukhopitskaya series in 1962.

Holotype No. C-48-55,4-4; Geological Museum of the Siberian Federal University; Siberia, Yenisei Ridge, basin of the Uderei River, 90 km NW from the Motygin Village, Nikolayevskoye deposit, borehole 48 (coordinates: x – 941,481.245, y – 178,185.506; z – 489.539); Riphean, Korda suite.

Diagnosis. Colony diameter up to 3 mm, rarely up to 10 mm. Filament diameter 0.014 mm. Filaments are branching and form bundles.

Comparison. Differs in larger sizes from the known species of the genus.

Material. Three species (core of borehole C-48) from different levels of the suite and 5 thin sections from the depth of 55.4.

The stratigraphic value of the new species is unknown; it is probably more of paleontological than stratigraphic interest.

Keywords: *Yenisei Ridge, Riphean, Korda suite, cyanobacteria.*

References

Vologdin A.G. *K otkrytiyu ostatkov proterozojskih vodoroslej na Dalnem Vostoke i na Urale* [To the discover of remains of Proterozoic algae in the Far East and the Urals] // Report of the Academy of Sciences of the USSR. 1967. V. 175, No. 4. pp. 926–928. In Russian

Drozдова N.A. *Vodorosli v organogennykh postrojках Zapadnoj Mongolii* [Algae in organogenic buildups of Western Mongolia]. Moscow : Nedra Publishing House, 1980. 139 p. In Russian

Kosinskaya E.K. *Opredelitel morskikh sine-zelenykh vodoroslej* [Field guide for marine blue-green algae]. Moscow–Leningrad : Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1948. 278 p. In Russian

Krayevsky B.G., Terleyev A.A., Postnikov A.A., Sosnovskaya O.V., Bagmet G.N. *Stratigraficheskaya skhema verhnego dokembriya Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Stratigraphic scheme of the Upper Precambrian section of the Altai-Sayan folding area] // Geology and mineral resources of Siberia. 2012. No. 2 (10). pp. 3–23. In Russian

Krasnopeyeva P.S. *Vodorosli i arheociaty drevnejshih otlozhenij Potekhinskogo rajona Hakasii* [Algae and archaeocyatha of ancient deposits of the Potekhinsky District in Khakasia] // Mater. po geologii Krasnoyarskogo kraja. 1937. No. 3. 51 p. In Russian

Korder K.B. *O neskolkih vidah iskopaemykh sine-zelenykh vodoroslej* [On several species of blue-green algae fossils] // Materialy k osnovam paleontologii. Moscow, 1958, Iss. 2, pp. 113–118. In Russian

Legenda Enisejskoj serii Gosudarstvennoj geologicheskoy karty Rossijskoj federacii masshtaba 1:200 000 [Legend of the Yenisei Series of the State geological map for the Russian Federation, scale 1 : 200 000] Second edition. Chief editor L.K. Kachevsky. Krasnoyarsk: FSUGE Krasnoyarskgeolsyemka, 2002. 16 p. In Russian

Osnovy paleontologii Gubki arheociaty kishhechnopolostnye chervi [Fundamentals of paleontology. Sponges, archaeocyatha, coelenterates, and worms]. Moscow : Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1962, 485 p. In Russian

Pospelov A.G., Tarnovsky S.L. *Metodika izucheniya sistematika i klassifikaciya fitogenykh obrazovaniy i problematiki verhnego dokembriya Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Methodology of study, systematics and classification of phytogenic formations and problematics of the Upper Pre-Cambrian Section of the Altai-Sayan folding area] // Novosibirsk: SNIIGGiMS Publishing House, 1983. 215 p. In Russian

Resheniya Vsesoyuznogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu paleozoyu i chetvertichnoj sisteme Srednej Sibiri CH I Verhnij dokembrij i nizhnij paleozoj [Decisions of the all-Union stratigraphic meeting on Precambrian, Paleozoic and Quaternary systems of Central Siberia Part 1. Upper Precambrian and lower Paleozoic]. Novosibirsk : Izd-vo SNIIGGiMS 1983. 215 p.

Stratigrafiya neftegazonosnykh bassejnov Sibiri Rifej i vend Sibirskoj platformy i ee skladchatogo obramleniya [Stratigraphy of oil and gas basins in Siberia: Riphean and Vendian of the Siberian platform and its folding envelope]. Novosibirsk: Academic publishing house “Geo”, 2005. 428 p. In Russian

Shipitsyn V.A. *Stratigrafiya i paleontologiya verhnego proterozoya vostochnoj chasti Kuzneckogo Alatau* [Stratigraphy and paleontology of the Upper Proterozoic section in the eastern part of the Kuznetsk Alatau]: Avtoref dis kand g -m nauk, Tomsk, 1975. 18 p. In Russian

Author's:

Sazonov Anatoliy M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geology, Mineralogy and petrography, School of Mining, Geology and Geotechnology, Federal state Autonomous educational institution of higher education “Siberian Federal University”, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sazonov_am@mail.ru

Sosnovskaya Olga V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Geology, Mineralogy and petrography, Department of Geology, Mineralogy and petrography, School of Mining, Geology and Geotechnology, Federal state Autonomous educational institution of higher education “Siberian Federal University”, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sosnov51@yandex.ru

Yekhanin Dmitriy A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Deputy Minister of the Ministry of ecology and natural resources of Krasnoyarsk Krai, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: d-tax@rambler.ru

УДК 562:551.763(571.1)

ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ИРБИТСКОГО ГОРИЗОНТА (СРЕДНИЙ ЭОЦЕН) НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Для утверждения лютет-бартонского возраста ирбитской свиты одноименного горизонта пересмотрены полученные материалы по фораминиферам из керна типового разреза (скв. Т-29) юго-востока Западной Сибири (г. Северск). Присутствие в данном разрезе многих видов, ранее известных из стратотипов лютета и бартона Северной Европы, убедило автора в этом возрасте ирбитской свиты (горизонта) обозначенного региона.

Ключевые слова: фораминиферы, биостратиграфия, ирбитский горизонт, лютет, бартон, юго-восток, Западная Сибирь.

Введение

Спорным является стратиграфическое положение или возраст ранее известной люлинворской свиты одноименного горизонта Западной Сибири. На принятой в 2001 г. региональной стратиграфической схеме почти вся свита датируется ранним эоценом. Только нижние ее слои отнесены к верхнему палеоцену и самые верхние – к низам среднего эоцена. Данные по результатам изучения фораминифер, полученные из разрезов скважин юго-востока Западной Сибири (г. Северск), дают возможность утвердить возраст средней подсвиты люлинворской или ирбитской свит в пользу ее лютет-бартонского возраста. Одним из типовых принят разрез скв. Т-29, где обнаружены довольно разнообразные комплексы фораминифер указанных ярусов среднего эоцена (табл. 1). До находок характерных лютет-бартонских фораминифер на юго-востоке (г. Северск) Западной Сибири среднелюлинворская совместно с верхнелюлинворской подсвитами (ирбитская и нюрольская свиты по С.Б. Шацкому [Шацкий, 1989]) относились к данному стратиграфическому уровню в основном по изменению комплексов агглютинированных фораминифер и по положению в разрезе. Среднелюлинворская подсвита (ирбитская свита) подстилается верхними слоями нижнелюлинворской подсвиты (серовской свиты) – доказанного ипрского возраста (зона *Textularia sibirica*, *Anomalinoidea upresiensis ovatus* [Подобина, 1998а]). Верхнелюлинворская подсвита (нюрольская свита) – предположительно [Подобина, 1998б] позднего эоцена, перекрывается отложениями тавдинской свиты, относимой к нижнему олигоцену в основном по присутствию характерных раннеолигоценовых фораминифер. Сходство этих фораминифер с таковыми из бельгийского стратотипа обнаружено автором при

их сравнении [Подобина, 1998б]. Литологически породы тавдинской свиты отличаются от люлинворской отсутствием опоквидности, оливково-зеленым цветом, тонкой (листоватой) слоистостью с небольшой примесью карбонатного материала. Отложения этой (тавдинской) свиты формировались во время инверсии трансгрессии, обусловленной положительными тектоническими движениями. Трансгрессия, по видимому, распространялась с олигоцена с юга через Тургайский пролив и, возможно, с запада из Европы через уральские проливы. Нарастание положительных тектонических движений к началу позднего эоцена привело к постепенному обмелению и осушению территории Западной Сибири. Возможно по этой причине верхняя часть верхнеэоценовых отложений (верхние слои верхнелюлинворской подсвиты или нюрольской свиты) выпадает из разреза [Подобина, 1998б, 2009].

В последние годы находки характерных секреторно-известковых фораминифер совместно с агглютинированными на юго-востоке (г. Северск) являлись доказательством в пользу лютет-бартонского возраста среднелюлинворской подсвиты или ирбитской свиты одноименного горизонта [Подобина, 2009].

Палеонтологические таблицы I–V с изображением лютет-бартонских фораминифер юго-востока Западной Сибири приложены к данной статье.

Результаты исследований

Средний эоцен – P_2^2 , лютетский ярус – $P_2^2 1$
Ирбитский горизонт

В типовом разрезе скв. Т-29 (юго-восток, г. Северск) в пяти образцах (инт. 218,4–214,6 м) в желтовато-серых, слоистых или плитчатых с прослойками песка и растительного детрита глинах обнаружены разно-

образные ассоциации фораминифер и их псевдоморфозы. Наиболее разнообразна ассоциация фораминифер в образце с глубины 217,5 м. Здесь обнаружены в основном бентосные известковые раковины и их псевдоморфозы (табл. 1) [Подобина, 2009].

В составе комплекса с глубины 217,5 м определены следующие виды: *Alabamina* aff. *wilcoxensis* Toulman, *Gyroidinella* aff. *magna* Le Calvez, *Eponides* aff. *polygonus* Le Calvez, *E. candidulus* (Schwager), *Cibicides carinatus* Terquem, *C. aff. productus* (Terquem), *C. tenellus* (Reuss), *Anomalinoidea* aff. *auris* (Le Calvez), *Bolivina* cf. *crenulata* Cushman, *Nonionella* aff. *wemmelensis* Kaasschieter, *Rotalia* aff. *discoidea* Orb.

Комплекс фораминифер характерен для лютетского яруса Северной Европы – Англия, Парижский бассейн, Нидерланды. Из указанного комплекса, выделяемого с видами-индексами *Eponides candidulus* (Schwager), *Cibicides tenellus* (Reuss), наиболее характерными, кроме них, для лютетского яруса являются *Cibicides carinatus* Terquem, *Rotalia discoidea* Orb., *Bolivina* cf. *crenulata* Cushman. Причем последний вид характерен только для среднего лютета [Murray, Wright, 1974].

Исследуемый образец с глубины 217,5 м отобран, как видно на прилагаемом разрезе (табл. 1), примерно из средней части глинистой пачки пород (инт. 220,0–214,6 м). Вид *Eponides candidulus* (Schwager) обнаружен в породах, соответствующих нижней подзоне *Planulina*, *Cibicides* средневерхнеэоценовой зоны *Vaginulinopsis decorata*, *Pseudohastigerina micra*. Вид *Rotalia discoidea* Orb. известен из лютетского яруса севера Франции. В целом облик и состав агглютината раковин ком-

плекса показывают на обитание в мелководных или прибрежно-морских условиях существования (на глубинах примерно 20 м с соленостью менее 37 ‰ и с субтропическими температурами бассейна около 22°C в течение летних месяцев) [Murray, Wright, 1974; Doppert, Neele, 1983].

Кроме указанных видов известковых бентосных раковин и их окварцованных псевдоморфоз обнаружены псевдоморфозы агглютинированных форм родов *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina* и другие, виды которых ранее известны в среднеэоценовых комплексах центрального и восточного районов Западной Сибири [Подобина, 1998б, 2009]. Породы ирбитской свиты в этих районах состоят из светло-зеленовато-серых плотных плитчатых алевритистых глин мощностью примерно от 20 до 60 м. К этой части разреза приурочены два комплекса фораминифер: нижний с *Bolivinopsis spectabilis* и верхний с *Gaudryinopsis subbotinae*. Нижний комплекс обычно представлен видом *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski), с ним ассоциируют единичные формы родов *Reophax*, *Labrospira*, *Haplophragmoides* и др. Вид *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski) впервые описан из среднего эоцена Польских Карпат. Новые данные по изучению фораминифер палеогена разреза скв. Т-29 на юго-востоке Западной Сибири дали возможность датировать возраст как лютетский слой комплекса с *Bolivinopsis spectabilis*. В целом исследуемый комплекс юго-востока (скв. Т-29) по систематическому составу очень сходен с таковым из стратотипического разреза лютетского яруса Парижского бассейна [Murray, Wright, 1974].

Таблица 1

Литологическая и фораминиферная характеристика среднего эоцена разреза скв. Т-29 (г. Северск)

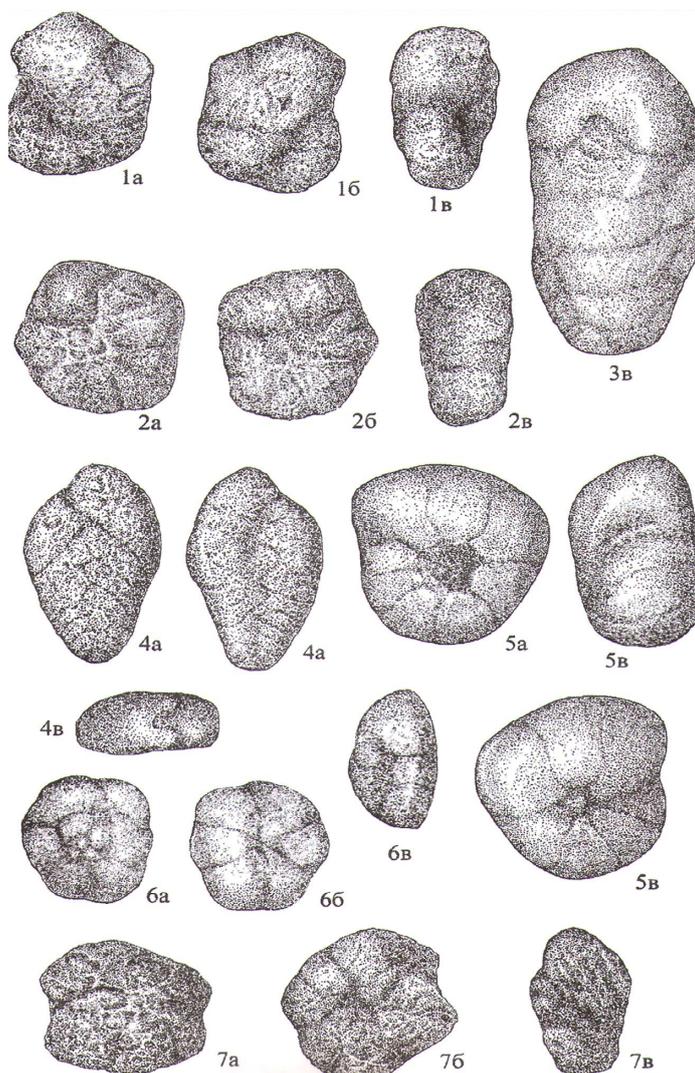
Table 1

Lithological and foraminifera characteristic of the middle Eocene of the section borehole T-29 (Seversk)

Отдел	Ярус	Горизонт	Глубина, м	Колонка	Глубина находок фораминифер	Литологическая характеристика пород	Комплексы фораминифер	Зоны фораминифер
Эоцен	Бартонский	Ирбитский	210,0–		-208,0 -208,2 -211,15 -211,3	Глина темно-серая, алевритистая, слегка опоконидная, слоистая	<i>Cibicidoides ungerianus</i> , <i>Pararotalia spinigera</i>	<i>Gaudryinopsis subbotinae</i>
			215,0–		-214,6 -215,2 -216,2 -217,5 -218,4	Глина желтовато-серая, слоистая, с прослойками песка и растительного детрита, с галькой кварца	<i>Eponides candidulus</i> , <i>Cibicides tenellus</i>	Слой с <i>Bolivinopsis spectabilis</i>
Лютетский			220,0–					

Средний эоцен. Слои с *Bolivinopsis spectabilis*. Слои с *Eponides candidulus*, *Cibicides tenellus*

Таблица I



Фиг. 1. *Recurvoidella lamella* (Grzybowski), экз. № 3027. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 1. *Recurvoidella lamella* (Grzybowski), № 3027. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 2. *Trochammina infirma* Podobina, Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 2. *Trochammina infirma* Podobina, № 3028. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 3. *Gaudryinopsis* aff. *subbotinae* Podobina, экз. № 3029. Юго-восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 216,0 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 3. *Gaudryinopsis* aff. *subbotinae* Podobina, № 3029. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 216.0 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 4. *Bolivina crenulata* Cushman, экз. № 3030. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 4. *Bolivina crenulata* Cushman, № 3030. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 5. *Anomalinoides* sp., экз. № 3031. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

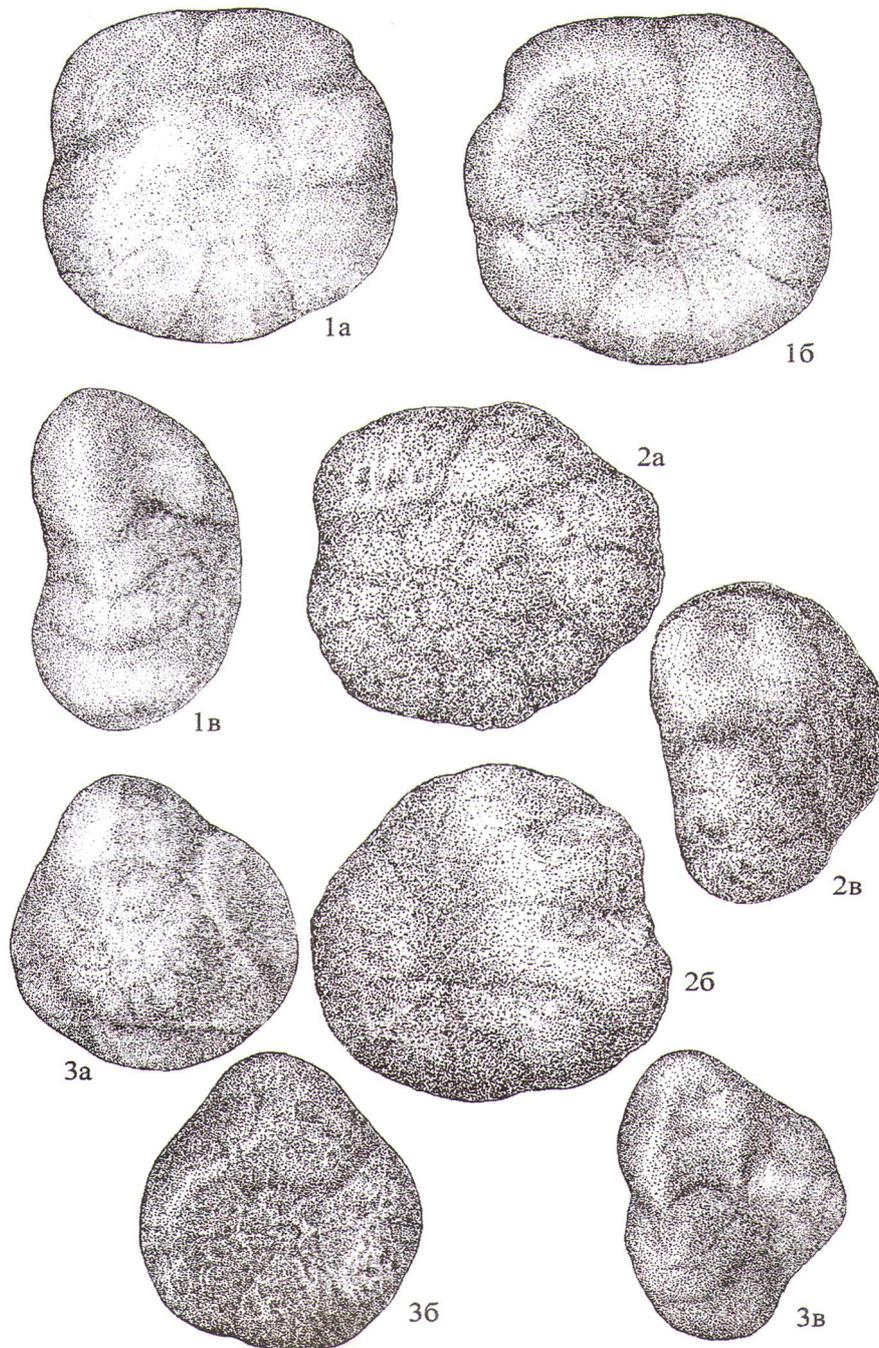
Fig. 5. *Anomalinoides* sp., № 3031. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 6, 7. *Eponides schreibersi* (Orb.), экз. № 3032, 3033. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 6, 7. *Eponides schreibersi* (Orb.), № 3032, 3033. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Примечание. Таблицы с изображением лютет-бартонских фораминифер (зарисованы с натуры художницей О.М. Лозовой). Коллекция Палеонтологического музея Томского государственного университета. *а* – вид со спинной стороны или с боковых сторон; *б* – вид с брюшной стороны; *в* – вид со стороны устья.

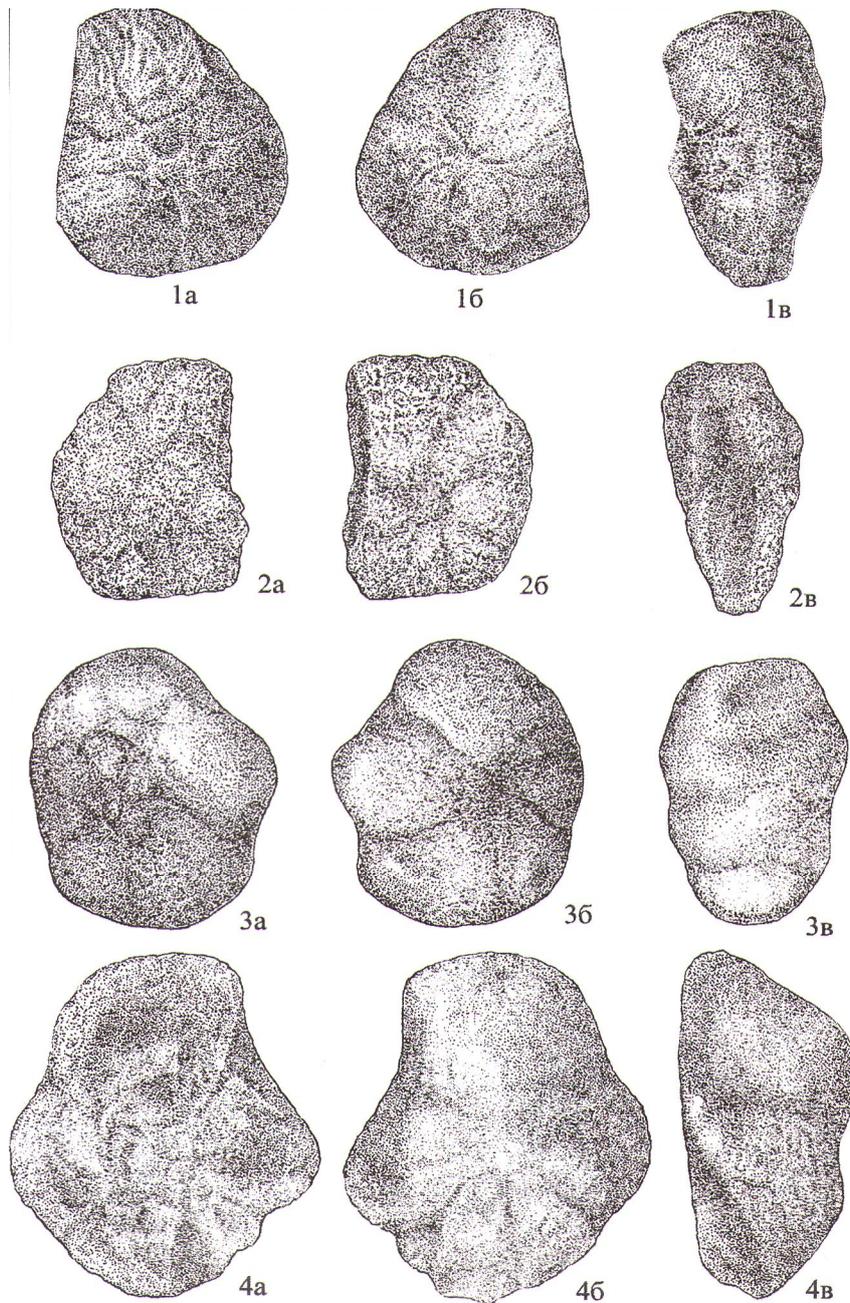
Note. Tables with images Lyutet-Bartonian Foraminifera (sketched from nature by the artist O.M. Lozovaya). Collection of the Paleontological Museum of Tomsk State University. *a* - view from the dorsal side or from the sides; *b* - view from the ventral side; *c* - view from the mouth



Фиг. 1–3. *Eponides candidulus* (Schwager), 1 – экз. № 3034. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 214,8 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60; 2, 3 – экз. № 3035, 3017а. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 1–3. *Eponides candidulus* (Schwager), 1 - № 3034. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 214.8 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, x60; 2, 3 - № 3035, 3017a. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, x60.

Таблица III



Фиг. 1, 2. *Cibicides tenellus* (Reuss), экз. № 3036, 3037. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 217,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

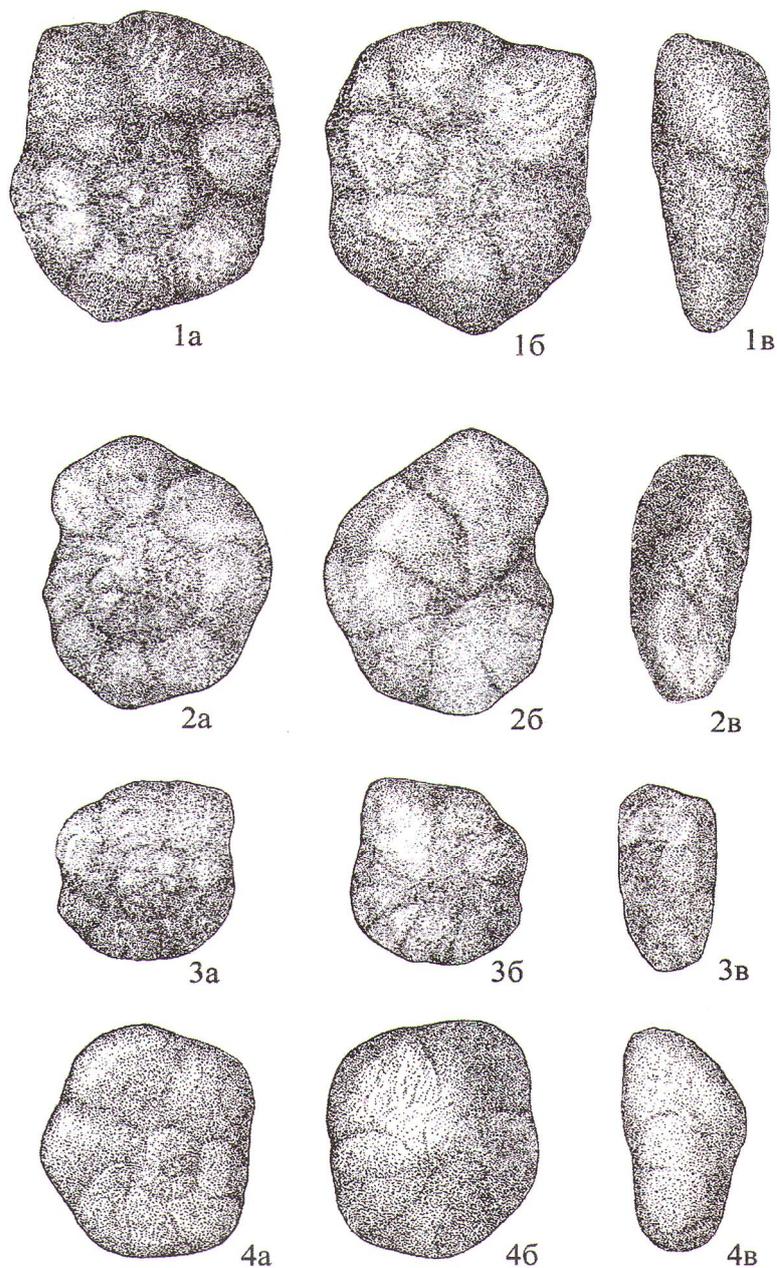
Fig. 1, 2. *Cibicides tenellus* (Reuss), № 3036, 3037. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole Т-29, depth 217.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Фиг. 3, 4. *Cibicides carinatus* (Terquem), экз. № 3038, 3039. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 317,5 м; ирбитский горизонт, лютетский ярус, х60.

Fig. 3, 4. *Cibicides carinatus* (Terquem), № 3038, 3039. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole, скв. Т-29, depth 317.5 m; irbitskian horizon, the Lyutet age, х60.

Средний эоцен. Зона *Gaudryinopsis subbotinae*. Слой с *Cibicidoides ungerianus*, *Pararotalia spinigera*

Таблица IV



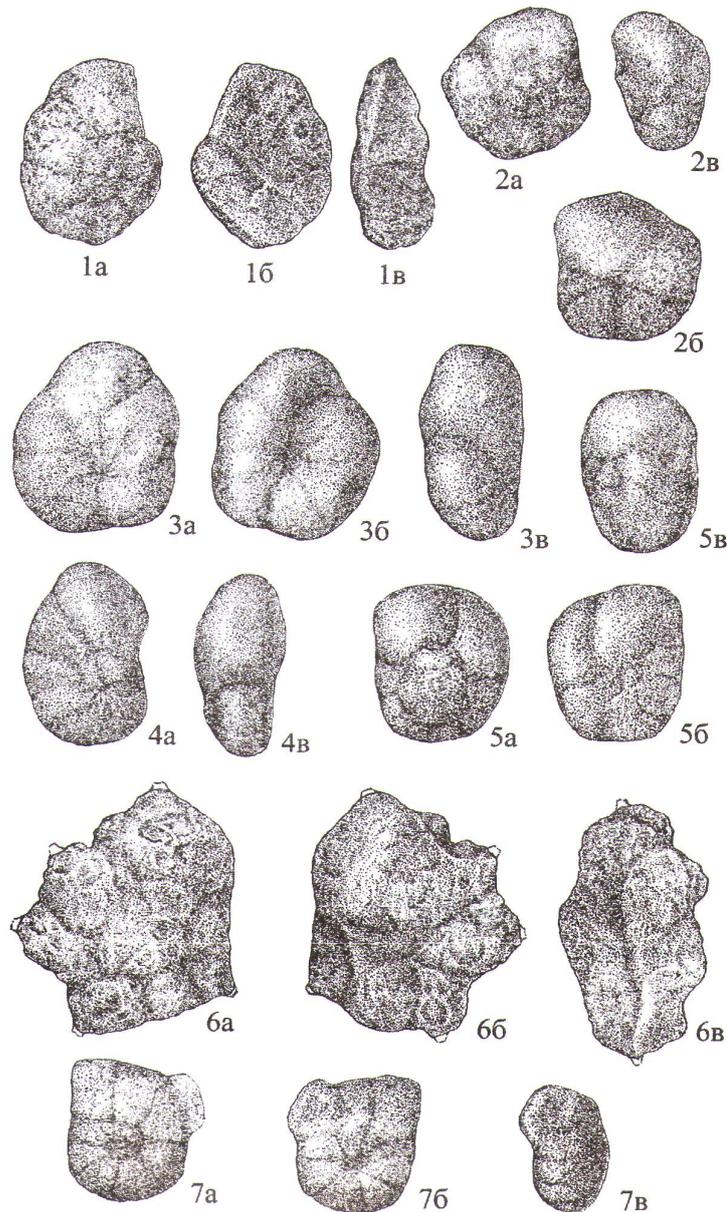
Фиг. 1–3. *Cibicidoides ungerianus* (Orb.), экз. № 3040, 3041, 3042. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 1–3. *Cibicidoides ungerianus* (Orb.), № 3040, 3041, 3042. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, x60.

Фиг. 4. *Cibicides aff. fortunatus* Martin, экз. № 3043. Юго-восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 4. *Cibicides aff. fortunatus* Martin, № 3043. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, x60.

Таблица V



Фиг. 1, 2. *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), экз. № 3044-3045. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 1, 2. *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), № 3044-3045. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, х60.

Фиг. 3. *Anomalinoides* sp., экз. № 3046. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 3. *Anomalinoides* sp., № 3046. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, х60.

Фиг. 4. *Nonionella spissa* Cushman, экз. № 3047. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 4. *Nonionella spissa* Cushman, № 3047. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, х60.

Фиг. 5. *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, экз. № 3048. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 5. *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, 3048. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208.0 m; irbitskian horizon, the Bartonian age, х60.

Фиг. 6. *Pararotalia spinigera* (Le Calver), экз. № 3048а. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 208,0 м; ирбитский горизонт, бартонский ярус, х60.

Fig. 6. *Pararotalia spinigera* (Le Calver), 3048а. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 208. m; irbitskian horizon, the Bartonian age, х60.

Фиг. 7. *Trochammina infirma* Podobina, экз. № 3049. Юго-Восток Западной Сибири, р-н г. Северска, скв. Т-29, гл. 197,0 м; ирбитский – тавдинский горизонты, приабонский – рюпельский ярусы, х60.

Fig. 7. *Trochammina infirma* Podobina, 3049. South-East Western Siberia, Seversk area, borehole T-29, depth 197.0 m; irbitskian-tavdinskian horizon, the Priabonian - Ryupel age, х60.

Средний эоцен – P₂², бартонский ярус – P₂² b
Ирбитский горизонт

Вышележащие отложения разреза скв. Т-29 (инт. 214,6–206,0 м) состоят из глин темно-серых, алевролитических, слегка опоквидных, слоистых. На глубинах 214,6; 211,3; 211,15; 208,2; 208,0 в пяти образцах обнаружены фораминиферы и их псевдоморфозы, примерно сходного видового состава. Более разнообразный комплекс выделен на глубине 211,5 м, состоящий из следующих видов: *Reophax* sp. *indet.*, *Haplophragmoides* cf. *deplexus* Podobina, *Ammomarginulina* aff. *deflexa* (Grzybowski), *Miliola* aff. *pseudocarinata* Le Calvez, *Quinqueloculina* aff. *impressa* Reuss, *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Cibicides* cf. *pigmeus* (Hantken), *C.* aff. *lobatulus* (Walker et Jacob), *C.* cf. *fortunatus* Martin, *Cibicoides ungerianus* (Orb.), *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez), *P.* aff. *andouini* (Orb.), *Asterigerina* aff. *bartoni* (ten Dam), *Protoelphidium* aff. *roemeri* (Cushman), *P.* sp. Кроме указанных форм присутствуют многочисленные псевдоморфозы, которые в дальнейшем будут детально изучаться. В комплексе наиболее характерны *Cibicoides ungerianus* (Orb.) и *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez). Эти виды нами предложены в качестве видов-индексов для данного комплекса. Большинство

указанных в списке видов являются характерными для бартонского яруса Северной Европы [Murray, Wright, 1974; Doppert, Neele, 1983]. Псевдоморфозы удлиненной формы напоминают раковины рода *Gaudryinopsis*, которому севернее в более глубоководных фациях Западной Сибири соответствует вид *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina. Слои, включающие этот вид, ранее выделены В.М. Подобиной в одноименную зону [Подобина, Макаренко, 1972]. Эта зона (ее нижние слои), возможно, частично относится к лютетскому, а в основном к бартонскому ярусам среднего эоцена. Выделяемый другими авторами по диноцистам и спорово-пыльцевым комплексам бартонский ярус совместно с приабонским в объеме вышележащей тавдинской свиты противоречит данным по фораминиферам [Ахметьев и др., 2004].

Весь комплекс перечисленных характерных видов фораминифер указывает на бартонский возраст вмещающих отложений – верхних слоев ирбитского горизонта. Особенно бросаются в глаза характерные для бартона угловато-камерные формы вида *Pararotalia spinigera* (Le Calvez), неизвестные в ниже- и вышележащих отложениях лютетского и приабонского ярусов. К бартонскому ярусу относятся и многие другие указанные выше виды (табл. 2).

Таблица 2

Среднеэоценовые фораминиферовые зоны и слои Западной Сибири

Table 2

Middle Eocene foraminifera zones and layers of Western Siberia

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Зоны и слои бентосных фораминифер		
				Западный и Центральный районы	Восточный район. Слои	Юго-Восточный район. Слои
Палеогеновая	Эоцен	бартонский	Ирбитский	Зона <i>Gaudryinopsis subbotinae</i>	<i>Gaudryinopsis subbotinae</i>	<i>Cibicoides ungerianus</i> , <i>Pararotalia spinigera</i>
		лютетский		Слои <i>Bolivinopsis spectabilis</i>	<i>Bolivinopsis spectabilis</i>	<i>Eponides candidulus</i> , <i>Cibicides tenellus</i>

По мнению автора, микрофлора определяет только условия обитания и климат. Возраст датируется более определенно по фораминиферам, относительно быстро эволюционирующей и широко распространенной группе микрофауны. Подобно ипрским и лютетским комплексам фораминифер бартонский комплекс содержит, наряду с характерными формами, много пока неопределимых окварцованных псевдоморфоз. Некоторые из них, перекачываясь под действием очень подвижной водной среды,

пришлифованы с одной или двух сторон, другие же сохранили некоторые родовые и даже видовые признаки. Количество форм и их таксономическое разнообразие по разрезу скв. Т-29 колеблется в значительных пределах, что указывает на изменение условий существования в несколько обмелевшем или, возможно, прибрежно-морском бассейне. Последний имел связи, судя по фораминиферам, с североазиатским и североевропейским бассейнами. Впервые установлены связи с североевропейскими бассейна-

ми на основании большого сходства ассоциаций фораминифер. Именно в пределах Северной Европы впервые выделены все ярусы палеогена и на этой территории находятся их стратотипы.

В верхних слоях нюрольской свиты, относимой к приабонскому ярусу, в центральном районе фораминиферы встречаются реже, плохой сохранности, пиритизированы и чаще представлены обломками устьевых камер реофацид (слои с *Reophax*). Возможно, как указывалось, в этой части разреза существует перерыв в осадконакоплении.

На исследуемой территории (разрез скв. Т-29) юго-востока западносибирского бассейна в верхнем эоцене встречены в основном окварцованные псевдоморфозы роталиид, нонионид, эльфидиид и других форм, определенные до рода. Подобное обеднение позднеэоценового комплекса наблюдается и в разрезах Северной Европы. Это указывает на общее поднятие территорий Северной Европы и Западной Сибири, что сказалось на изменении и в основном обеднении систематического и количественного состава комплексов фораминифер.

Можно предположить, что пути миграции северо-европейских фораминифер проходили через северные территории Европы, проливы на севере Урала и далее в более подходящие для жизни окраинные и в основном южные районы Западной Сибири. Не исключен и обратный путь их расселения. Но более детально изучены фораминиферы отдельных веков палеогена в стратотипических разрезах Северной Европы, что позволило, как указывалось, уточнить возраст как прибрежно-морских ассоциаций пре-

имущественно известковых бентосных, реже планктонных фораминифер, так и аналогичных комплексов агглютинированных кварцево-кремнистых форм из относительно глубоководных фаций центрального района Западной Сибири.

Заключение

Вопрос о возрасте ирбитского горизонта неоднозначен. На основании изучения фораминифер, наиболее прогрессивной и сравнительно быстро эволюционирующей группы микроорганизмов, возраст горизонта датируется средним эоценом или лютет-бартоном. Трансгрессия из Арктики в этот период времени была самой обширной и покрыла почти всю Западную Сибирь. В ирбитской свите широко распространены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы двух комплексов: *Bolivinopsis spectabilis* – нижний и *Gaudryinopsis subbotinae* – верхний.

На юго-востоке (г. Северск) обнаружены на этом стратиграфическом уровне совместно с единичными агглютинированными секреторными известковыми раковины характерных для лютета и бартона видов фораминифер. Ранее они были известны из стратотипов этих ярусов в Северной Европе. Видимо, в период обширной ирбитской трансгрессии, связанной проливами на Урале или через Тургайский пролив с бассейнами Европы, в прибрежные районы попали секреторно-известковые характерные лютет-бартонские виды фораминифер. Это послужило основанием для датировки возраста ирбитской свиты одноименного горизонта лютет-бартоном.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А., Александрова Т.Н., Беньямовский В.Н. и др.** Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Ст. 2 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 65–86.
- Подобина В.М.** Обоснование границы палеоцена и эоцена в Западной Сибири по фораминиферам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998а. Т. 6, № 2. С. 42–49.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 1998б. 338 с. 57 палеонтол. табл.
- Подобина В.М.** Геодинамические перестройки на границе эоцена–олигоцена в Западной Сибири и их отражение на составе биоты // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии : тез. докл. конф., посвящ. 90-летию акад. А.Л. Яншина. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2001. С. 48–49.
- Подобина В.М.** Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 2009. 432 с. 73 палеонтол. табл.
- Подобина В.М., Макаренко С.Н.** Новые сведения по стратиграфии морского палеогена северо-западных районов Томской области // Палеонтология и стратиграфия Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1972. С. 37–47.
- Унифицированная** региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Принята на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по доработке и уточнению региональных стратиграф. схем палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины 28.09.2000 г. Утв. МСК России 02.02.2001 г.
- Шацкий С.Б.** Проблемы зональной шкалы палеогена Сибири. Кайнозой Сибири и северо-востока СССР // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск : Наука, 1989. Вып. 668. С. 4–9.
- Doppert J.W., Neele N.G.** Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. Vol. 37 (2). P. 79, 32 pls.
- Murray J.W., Wright C.A.** Paleogene Foraminifera and Paleontology, Hampshire and Paris basin and English channel: Spec. Paper Paleontol. London, 1974. № 14. 130 p., 20 pls.

Автор:

Подобина Вера Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

**FORAMINIFERA AND BIOSTRATIGRAPHY OF IRBITSKIAN HORIZON
(MIDDLE EOCENE) ON SOUTH-EAST OF WESTERN SIBERIA**

The issue relating to the age of the middle subsuite of the Lulinvorskaya suite of just the same Horizon has been debatable up to now. S.B. Shatsky (1989) established the independent Irbitskian horizon in this part of the section. According to the latest data, the author regards the age of these subsuite or suite (Irbitskian Horizon) as the middle Eocene one M.A. Akhmetjev and the others (2004) determine the age of the middle Lulinvorskaya subsuite as the early Eocene mainly with regarding to the dinocysts and spore-pollen complexes. The age of the upper layers of the upper Lulinvorskaya subsuite is defined as the Lyutet by these authors. Earlier, the conclusions about the early Eocene age of the middle and upper Lulinvorskaya subsuite (Irbitskaya and Njurolskaya suites) had been reflected in the latest regional stratigraphic scheme (2001). For many years the author of the paper has been presenting the data on the foraminiferal studies specifically from the middle Lulinvorskaya subsuite in favour of the middle Eocene. Later, based on the new factual evidence from the sections of the south-east boreholes of Western Siberia (the environs of Seversk), the age of this part of the section was identified as the Lyutet-Barton one. Earlier the author obtained the assemblages of agglutinated quartz-siliceous foraminifera on the basis of the long studies of the kern samples of the Lulinvorskaya suite from the sections of the boreholes of predominantly the West Siberian central and eastern districts. The rocks with these assemblages from the middle and upper Lulinvorskaya subsuites are established by the author as foraminiferal layers with *Bolivinopsis spectabilis* and *Gaudryinopsis subbotinae* zone (Lulinvorskaya subsuite or Irbitskaya suite). Upper *Labrospira honesta* zone (upper Lulinvorskaya subsuite or Njurolskaya suite) in view of the age is dated by the author to the upper Eocene. In favour of the determination of the age of the early Oligocene or Ryupelian the finds of plankton and benthos foraminifera from the upper lying Tavdinskaya suite are used. The age of these foraminifera is clarified with regard to the correlation with those from the other European sections and especially with the foraminifera from the stratotype of the Ryupelian layer of Belgium. The author has written about these comparisons in a number of previously published works.

Recently the age of the middle Lulinvorskaya subsuite (Irbitskaya suite) has been more definitely dated to the Lyutet-Barton due to the finds of characteristic calcareous secretic foraminifera together with agglutinated ones in the Western Siberian south-east. Calcareous foraminiferal assemblages of the Lyutet and Barton from the typical section of borehole T-29 accepted in the south-east are presented. In the composition of the assemblage at the depth of 217,5 m (borehole T-29) the following species: *Alabamina* aff. *wilcoxensis* Toulman, *Gyroidinella* aff. *magna* Le Calvez, *Eponides* aff. *polygonus* Le Calvez, *E. candidulus* (Schwager), *Cibicides carinatus* Terquem, *C.* aff. *productus* (Terquem), *C. tenellus* (Reuss), *Anomalinoides* aff. *auris* (Le Calvez), *Bolivina* cf. *crenulata* Cushman, *Nonionella* aff. *wemmelensis* Kaasschieter, *Rotalia* aff. *discooides* Orb. are determined.

The foraminiferal assemblage is characteristic of the Northern European Lyutet stage – England the Paris basin, the Netherlands. The established stage is characterized by the index-species such as *Eponides candidulus* (Schwager), *Cibicides tenellus* (Reuss). Besides, *Cibicides carinatus* Terquem, *Rotalia discooides* Orb., *Bolivina* cf. *crenulata* Cushman are the most distinctive ones of the Lyutet age. In this case the latter species is characteristic of only the middle Lyutet. The species *Eponides candidulus* (Schwager) is discovered in the rocks corresponding to the lower subzone *Planulina*, *Cibicides* of the middle-upper Eocene zone *Vaginulinopsis decorate*, *Pseudohastigerina micra* from the Netherlands. The species *Rotalia discooides* Orb. is known from the Lyutet stage of the northern France.

The above-lying deposits of the section of borehole T-29 (int., depth 214,6–206,0 m) consist of dark-gray, aleurite, slightly opoka-like, stratus clays. Foraminifera and pseudomorphoses approximately of a similar specific composition are found at the depths of 214,6; 211,3; 211,15; 208,2; 208,0 in five samples. Much more various assemblage in determined at the depth of 211,5 m including the following species: *Reophax* sp. *indet.*, *Haplophragmoides* cf. *deplexus* Podobina, *Ammomarginulina* aff. *deflexa* (Grzybowski), *Miliola* aff. *pseudocarinata* Le Calvez, *Quinqueloculina* aff. *impressa* Reuss, *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Cibicides* cf. *pigmeus* (Hantken), *C.* aff. *lobatulus* (Walker et Jacob), *C.* cf. *fortunatus* Martin, *Cibicidoides ungerianus* (Orb.), *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez), *P.* aff. *andouini* (Orb.), *Asterigerina* aff. *bartoniana* (ten Dam), *Protoelphidium* aff. *roemeri* (Cushman). Except for the identified forms numerous pseudomorphoses are present. *Cibicidoides ungerianus* (Orb.) and *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez) species are the most distinguished ones in the assemblage. These species are suggested by us as index-species identified in the list are characteristic of the Barton stage.

The entire assemblage of the enumerated characteristic foraminiferal species suggests the Bartonian age of the content sediments that are the greater part of the middle Lulinvorskaya subsuite (the upper layers of Irbitskaya suite). Angular chamber-like forms of the *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez) are characteristic of the Barton and catch the eye.

Two tables illustrate the schemes of the layers correlation with the assemblages from the section of borehole T-29 with those of *Bolivinopsis spectabilis* and the *Gaudryinopsis subbotinae* zone from the Western Siberian central district. In addition to it, separate agglutinated shells along with the zonal species occur in association with characteristic species of calcareous forms.

The most distinctive species of the Lyutet and Barton are presented in the pictures down from life in the accompanying foraminiferal tables (I–V). Most quartz bearing pseudomorphoses are found in the above-lying upper Lulinvorskaya subsuite (Njurolskaya suite) and Tavdinskaya suite in the south-east in more sandy rocks as well as the specific section T-29.

According to the published works, a similarity of separate species of the south-east of Western Siberia with those of the Lyutet and Barton of Northern Europe known from their stratotypes is determined. In the late Eocene within Western Europe as well as Western Siberia agglutinated foraminiferal species are isolated and coarse-grained. Isolated but quartz bearing pseudomorphoses are discovered in the south-east. It is safe to assume the origin of positive tectonic movements in the Arctic during the late Eocene which led to some rise of the adjacent Northern European, Western Siberian areas and the change of the transgressional direction. This influenced on the changes of the foraminiferal assemblages not only in the upper Lulinvorskaya subsuite (Njurolskaya suite) but the above-lying Tavdinskaya suite. The occurrence of characteristic early Oligocenic plankton and calcareous benthos forms suggests the transgressional direction from the Turgay strait and probably through the strait in the Urals from the European basin. Thanks to it in the coastal or shallow-water and warm areas as, for instance, in the south-east of Western Siberia there appeared distinctive Lyutet-Barton species of calcareous forms which earlier had been well-known in Northern Europe.

Keywords: foraminifera, biostratigraphy, Irbitskian Horizon, Lyutet-Barton, south-east, Western Siberia.

References

- Ahmet'ev M.A., Aleksandrova T.N., Ben'yamovskij V.N. i dr. *Novye dannye po morskomu paleogenu Zapadno-Sibirskoy plity*. [New data on the marine paleogene of the West Siberian plate] St. 2 // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya. 2004. T. 12, № 5. pp. 65–86. In Russian
- Podobina V.M. *Obosnovanie granicy paleocena i eocena v Zapadnoy Sibiri po foraminiferam* [Justification of the boundary of the Paleocene and Eocene in Western Siberia by foraminifera] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya 1998a. T. 6, № 2. pp. 42–49, tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya paleogena Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 1998. 338 p., 57 tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Geodinamicheskie perestroyki na granitse eotsena-oligotsena v Zapadnoy Sibiri i ih otrazhenie na sostave bioty* [Geodynamic rearrangements on the Eocene-Oligocene boundary in Western Siberia and their reflection on the composition of biota] // Fundamental'nye problemy geologii i tektoniki Severnoy Evrazii: Tez. dokl. konf., posvyashchen. 90-letiyu akad. A.L. Yanshina. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial GEO, 2001. pp. 48–49. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego ela i paleogena Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Tomskiy gosudarstvennyy universitet, 2009. 432 p., 73 tabl. In Russian
- Podobina V.M. Makarenko S.N. *Novye svedeniya po stratigrafii morskogo paleogena severo-zapadnykh rayonov Tomskoy oblasti* [New information on the stratigraphy of the marine paleogene of the northwestern regions of the Tomsk region] // Paleontologiya i stratigrafiya Zapadnoy Sibiri. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1972. pp. 37–47. In Russian
- Unificirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema paleogenovykh i neogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny. Prinyata na Mezhdomstvennom region. stratigrafich. soveshch. po dorabotke i utochneniyu regional'nykh stratigraf. skhem paleogenovykh i neogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Unified regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian Plain. Adopted at the Interdepartmental Region. stratigraphic. sovsch. to refine and refine the regional stratigraph. Schemes of Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian Plain 28.09.2000. Approved. MSC of Russia]. 28.09.2000 g. Ustv. MSK Rossii 02.02.2001 g. In Russian
- Shatsky S.B. *Problemy zonal'noy shkaly paleogena Sibiri* [Problems of the zonal scale of the Paleogene of Siberia] // Kajnozoi Sibiri i severo-vostoka SSSR. Tr. IGiG SO AN SSSR; vyp. 668. Novosibirsk: Nauka, 1989. С. 4–9.
- Doppert J.W., Neele N.G. Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geological Survey of the Netherlands. 1983. Vol. 37(2). p. 79, 32 pls.
- Murray J.W., Wright C.A. Paleogene Foraminifera and Paleontology, Hampshire and Paris basin and English channel: Spec. Paper Paleontol. London, 1974. № 14. 130 p., 20 pls.

Author:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

В.А. ВРУБЛЕВСКИЙ – ИЗВЕСТНЫЙ УЧЕНЫЙ-ПЕТРОГРАФ И ТАЛАНТЛИВЫЙ ПРЕПОДАВАТЕЛЬ



**В.А. Врублевский, студент
4-го курса ГГФ ТГУ**

29 апреля 2018 г. исполнилось 90 лет Василию Адамовичу Врублевскому, доценту кафедры петрографии геолого-географического факультета ТГУ. Родился он в селе Абан Красноярского края в семье крестьян. В 1936 г. вместе с родителями переехал в Томск. После окончания в 1942 г. неполной средней школы учился в Томском горном техникуме, а позднее работал геологом треста «Кузбассуглеразведка».

В 1953 г. окончил геолого-географический факультет Томского государственного университета и был принят ассистентом на кафедру петрографии. С этого времени начинается его научно-педагогическая деятельность. Василий Адамович был самым молодым преподавателем на кафедре, и ему приходилось вести почти все лабораторные и практические занятия, к которым он относился всегда ответственно и серьезно. Петрография магматических и метаморфических пород стала той дисциплиной, которая на всю жизнь связала его с Геологией и была его «коньком». Лекции В.А. Врублевского обладали удивительным свойством вдохновлять слушателей, заражать оптимизмом и любовью к предмету. Они пользовались большой популярностью у студентов, читаемый им материал легко усваивался и оставался в памяти на всю жизнь. Геологи-выпускники на своих встречах с восторгом вспоминают лекции Василия Адамовича, а некоторые и хранят их до сих пор. Это свидетельствует о высоком признании лекторского мастерства, прирожденном таланте и харизме В.А. Врублевского как преподавателя. Практические занятия проводились в непринужденной обстановке, студенты с энтузиазмом изучали сложные и разные петрографические узоры горных пород. Василий Адамович был требовательным преподавателем, но к студентам относился с уважением, верил в каждого и в каждом видел будущих коллег-профессионалов, имеющих право на свой подход к проблеме. За это его любили и считали одним из лучших преподавателей на факультете.

Учебно-педагогическую деятельность В.А. Врублевский успешно совмещал с научно-исследовательской работой. Отличительной особенностью Василия Адамовича как ученого являются увлеченность и открытость новому. Изучая любые геологические объекты, он всегда относился к исследованиям профессионально и с большим азартом.

На протяжении многих лет по заданию производственных организаций В.А. Врублевский занимался исследованием геологического строения и золотоносности северо-восточной части Мариинской тайги. Так, в период с 1956 по 1958 г. по заданию треста «Запсибзолото» им проводились геолого-разведочные работы в Бериккульском районе Мариинской тайги и первая заданная им канава недалеко от деревни Большая Натальяевка вскрыла золотоносные скарны с высоким содержанием золота. Его учителем был профессор ТГУ А.Я. Булынников, известный ученый в области исследования золоторудных месторождений Западной Сибири, и именно от него он унаследовал «чутье» на золото. Василий Адамович по праву входит в число первооткрывателей Натальевского золоторудного месторождения. Работа в Бериккульской геологической партии является важной вехой в научно-производственной деятельности В.А. Врублевского. В 1956 г., будучи старшим геологом этой партии, Василий Адамович привез в Мариинскую тайгу большой студенческий отряд, среди них были его дипломники В.А. Коротеев, В.В. Ревердатто, ставшие в дальнейшем академиками РАН. Они до сих пор поддерживают дружеские отношения и творческое сотрудничество.



**В.А. Врублевский,
доцент кафедры петрографии
ГГФ ТГУ, 1965 г.**

На основании многолетних исследований в северо-восточной части Мариинской тайги В.А. Врублевским было выделено шесть интрузивных комплексов, которые отличались специфической минерацией и потенциальной золотоносностью. По этим материалам им была написана кандидатская диссертация, положения которой являются востребованными до настоящего времени и легли в основу многих научных статей, а также коллективной монографии «Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау». Широта научного кругозора позволила В.А. Врублевскому обнаружить уникальные эвдиалитовые нефелиновые сиениты и обосновать их перспективность на редкометальное минеральное сырье.

Большой вклад В.А. Врублевский внес в изучение палеозойских образований юго-восточной части Томской области. Участвуя в работах Томской геологоразведочной экспедиции, им были выявлены проявления полиметаллов, сурьмы, бокситов на территории Турунтаевской рудной зоны. Наряду с большим количеством производственных отчетов и научных публикаций, в 1987 г. совместно с сотрудниками Томской геолого-разведочной экспедиции была издана монография «Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны», которая стала настольной книгой не только для геологов-специалистов, но и для многих поколений студентов разных вузов, проходящих геологическую практику в окрестностях г. Томска.

Главной чертой в характере В.А. Врублевского является жизнелюбие. Он всегда готов поделиться своей энергией и хорошим настроением с окружающими. Сотрудники геолого-географического факультета желают Василию Адамовичу как можно дольше сохранять бодрость духа.

*Заведующая минералогическим музеем ГГФ НИ ТГУ
В.Л. Свешникова*

Редакция журнала «Геосферные исследования»

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2018. № 1

Редактор Ю.П. Готфрид
Корректор Н.А. Афанасьева
Оригинал-макет А.И. Лелююр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 18.03.2018 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 9,2; усл. печ. л. 8,5.
Тираж 50 экз. Заказ № . Цена свободная.

Дата выхода в свет 29.06.2018 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru